ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen

Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer

1992
BAND 135/1

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer, Dr. Hans Peter Schönlaub.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt" ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 1-418	Wien, März 1992

Inhalt – Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

Vorwort 5

KORN, D.: Ammonoideen vom Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich).
Mit 5 Abbildungen und 2 Tafeln 7

FEIST, R.: Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich).
Mit 2 Abbildungen und 4 Tafeln 21

DREESEN, R.M.J.: Analyse der Conodonten-Biofazies an der Devoni/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen.
In englischer Sprache.
Mit 9 Abbildungen und 2 Tafeln 49

SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, Ch. & SCHRAMM, J.-M.: Die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen (Österreich) – Eine Fallstudie interdisziplinärer Zusammenarbeit.
In englischer Sprache.
Mit 21 Abbildungen, 3 Tabellen und 9 Tafeln 57

KRAINER, K.: Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen.
Mit 40 Abbildungen, 5 Tabellen und 7 Tafeln 99

VAN AMEROM, H.J. & SCHÖNLAUB, H.P.: Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich).
Mit 5 Abbildungen und 7 Tafeln 195

HAHN, G. & KRATZ, R.: Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen (Österreich) – Vorläufige Mitteilung.
Mit 3 Tabellen und 1 Tafel 217

HENTSCHEL, B. & KERN, M.: Ein vererzter unterkarboner Paläokarst in den zentralen Karnischen Alpen (Italien/Österreich).
Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle 225

OEKENTORP-KÜSTER, P. & OEKENTORP, K.: Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen.
Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 8 Tafeln 233

KREUTZER, L.H.: Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen.
Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle 261

RANTITSCH, G.: Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich).
Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln (1 Farbbeilage) ... 273

HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B.: Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum.
Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel 287

When there is no other mention the papers are given in German language.

Preface 5

KORN, D.: Ammonoids from the Devonian/Carboniferous Boundary Section at Grüne Schneid (Carnic Alps, Austria).
With 5 Text-Figures and 2 Plates 7

FEIST, R.: Trilobites from the Devonian/Carboniferous Boundary at the Locality "Grüne Schneid" (Central Carnic Alps, Austria).
With 2 Text-Figures and 4 Plates 21

DREESEN, R.M.J.: Conodont-Biofacies Analysis of the Devonian/Carboniferous Boundary Beds in the Carnic Alps.
In English language.
With 9 Text-Figures and 2 Tables 49

SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, Ch. & SCHRAMM, J.-M.: The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach.
In English language.
With 21 Text-Figures, 3 Tables and 9 Plates 57

KRAINER, K.: Facies, Sedimentation and Palaeogeography in the Carboniferous of the Eastern and Southern Alps.
With 40 Text-Figures, 5 Tables and 7 Plates 99

VAN AMEROM, H.J. & SCHÖNLAUB, H.P.: Plant Fossils from the Carboniferous of Nötsch and the Hochwipfel Formation (Carnic Alps, Austria).
With 5 Text-Figures and 7 Plates 195

HAHN, G. & KRATZ, R.: A Deepwater Trilobite Fauna from the Lower Carboniferous of the Carnic Alps (Austria) – A Preliminary Information.
With 3 Tables and 1 Plate 217

HENTSCHEL, B. & KERN, M.: A Mineralized Lower Carboniferous Paleokarst in the Central Carnic Alps (Italy/Austria).
With 9 Text-Figures and 1 Table 225

OEKENTORP-KÜSTER, P. & OEKENTORP, K.: Rugose Coral Faunas of Middle and Upper Devonian Age of the Central Carnic Alps.
With 3 Text-Figures, 1 Table and 8 Plates 233

KREUTZER, L.H.: Palinspastic Reconstruction and Revised Subdivision of the Devonian in the Central Carnic Alps According to New Investigations.
With 4 Text-Figures and 1 Table 261

RANTITSCH, G.: Facies and Diagenesis of Devonian Reef Limestones from the "Seeberger Aufbruch" (Carinthia, Austria).
With 6 Text-Figures and 3 Plates (1 coloured plate in pocket) 273

HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B.: Low-Grade Metamorphism in the Graz Paleozoic.
With 5 Text-Figures, 1 Table and 1 Plate 287

RANTITSCH, G.: Reflexionsmessungen an Graptolithen im Silur und Unterdevon der Karnischen Alpen (Österreich).
Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln 299

DULLO, W.-C.: Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideenkalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen.
Mit 4 Abbildungen und 4 Tafeln (1 Farbbeilage) ... 317

HINDERER, M.: Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie und Geochemie.
Mit 27 Abbildungen, 6 Tabellen, 5 Tafeln und 1 Farbkarte (Beilage) 335

SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphie, Biogeographie und Paläoklimatologie des alpinen Paläozoikums und ihre Konsequenzen für Plattenbewegungen.
Mit 16 Abbildungen 381

RANTITSCH, G.: Reflectance Measurements of Silurian and Lower Devonian Graptolites in the Carnic Alps (Austria).
With 12 Text-Figures, 2 Tables and 2 Plates 299

DULLO, W.-C.: Microfacies and Diagenesis of Upper Ordovician Cystoidean Limestones (Wolayer Limestone) and their Detrital Facies (Uggwa Limestone) in the Carnic Alps.
With 4 Text-Figures and 4 Plates (1 coloured plate in pocket) 317

HINDERER, M.: The Volcaniclastic Fleons Formation in the Western Carnic Alps – Sedimentology, Petrography and Geochemistry.
With 27 Text-Figures, 6 Tables, 5 Plates and 1 Coloured Map (in pocket) 335

SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements.
With 16 Text-Figures 381

Schriftleitung/Editors: ALBERT DAURER & HANS PETER SCHÖNLAUB.

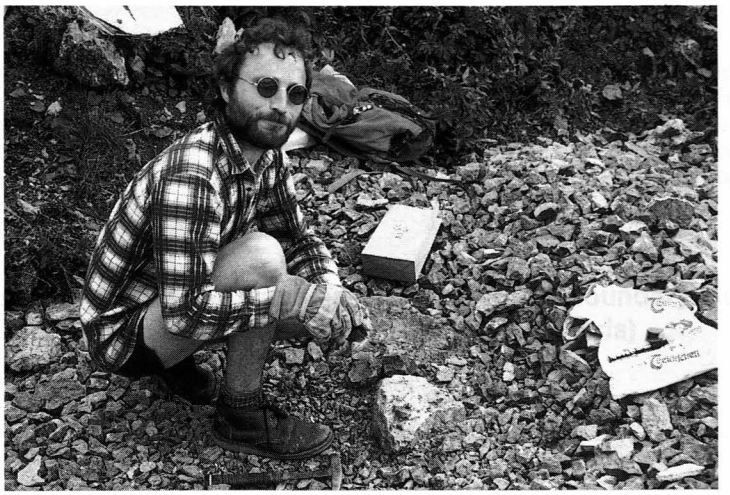
Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band **135**	Heft 1	S. 5	Wien, März 1992

Projekt 216
Global Biological Events in Earth History

Vorwort zu diesem Band

Dieser Band des Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt enthält 16 Beiträge über das Paläozoikum der Alpen.

Die Mehrheit stammt aus den Karnischen Alpen, der unerschöpflichen Fundgrube von klassischem Paläozoikum. Die ursprüngliche Absicht, nur einen Band mit Ergebnissen über die Devon/Karbon-Grenze herauszugeben, wurde zugunsten eines Sammelbandes über das gesamte Paläozoikum zurückgestellt, da sich innerhalb kurzer Zeit unerwartet viele Manuskripte zu diesem größeren Themenkreis zum Druck anboten. Wenn auch die Mehrheit der Beiträge (4) die Grenze Devon/Karbon zum Inhalt hat, reicht doch die Thematik vom Ordoviz mit zwei Beiträgen, über das Silur (1), Devon (4) bis in das Karbon (4) und behandelt dementsprechend Fragen der Biostratigraphie, Petrographie und Sedimentologie, der systematischen Paläontologie, Geochemie und Isotopenchemie sowie paläogeographische und fazielle Aspekte. Die weitreichenden Schlußfolgerungen, die sich daraus ergeben, basieren auf bisweilen für altmodisch gehaltener, mühsamer „traditioneller" Feldarbeit, die durch modernstes High-Tech-Labor-Equipment ergänzt und unterstützt wird. Dies erfordert in der Regel eine interdisziplinäre Arbeitsweise, wie sie hier am Beispiel über die Untersuchung der Devon/Karbon-Grenze bestens dokumentiert wird.



Die Suche nach Goniatiten im Profil Grüne Schneid (D. KORN).

Die Fülle von Neuergebnissen spiegelt naturgemäß nur einen Augenblickszustand in der Erforschung des alpinen Paläozoikums wider und bedeutet keineswegs einen Abschluß. Zukünftige Schwerpunkte liegen vermutlich im Karbon, dessen Geschichte bisher nur unzureichend aufgehellt wurde. So muß insbesondere die Suche nach dem „verlorenen Kontinent", einem fehlenden Krustenstreifen an der Periadriatischen Linie zwischen Nord- und Südalpen, verstärkt in Karbonsedimenten fortgesetzt werden. Andere Aktivitäten betreffen Karstphänomene im Perm sowie biostratigraphische, geochemische und palökologische Fragen im Altpaläozoikum; die komplizierte Tektonik harrt einer Lösung.

Trotz aller schon bisher erzielten Fortschritte darf aber keinesfalls übersehen werden, daß, entgegen der Meinung mancher Zeitgenossen, die Entwicklungsgeschichte und gegenseitige Beziehung der einzelnen Vorkommen von alpinem Paläozoikum derzeit noch immer nicht befriedigend erklärt werden kann. So wie die Geognosten des 19. Jahrhunderts nicht ahnen konnten, welcher Zuwachs an Wissen in nur rund 100 Jahren zu verzeichnen sein wird, wird auch das geologische Welt- und Alpenbild der heutigen Generation nicht unverändert bestehen bleiben. Die 16 Aufsätze dieses Bandes mögen dazu beitragen.

Die Mehrzahl der Arbeiten wurde aus Mitteln des IGCP-Projektes 216 gefördert, andere entstanden im Rahmen der Grundlagenforschung und Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt.

Wien, im Februar 1992

HANS PETER SCHÖNLAUB

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 7–19	Wien, März 1992

Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich)

Von DIETER KORN*)

Mit 5 Abbildungen und 2 Tafeln

Österreich
Karnische Alpen
Ammonoidea
Stratigraphie
Systematik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung 7
Abstract 7
1. Einleitung 7
2. Profilbeschreibung/Faunenfolge 8
3. Vergleich mit anderen Profilen 12
4. Systematik 12
Literatur 19

Zusammenfassung

Das Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich) ist durch eine kontinuierliche Karbonat-Sedimentation mit reicher Ammonoideen-Führung gekennzeichnet. Es konnten vier lückenlos aufeinander folgende Ammonoideen-Horizonte unterschieden werden: Faunen der Unteren und Oberen *paradoxa*-Zone (*Wocklumeria*-Stufe, Oberdevon), der *acutum*-Zone (*Gattendorfia*-Stufe, Unterkarbon) sowie der dazwischen liegenden sogenannten *Acutimitoceras*-Fauna, die den höchsten Teil des Oberdevons charakterisiert. Die am besten erhaltenen Ammonoideen-Funde werden abgebildet.

Ammonoids from the Devonian-Carboniferous Boundary Section at Grüne Schneid (Carnic Alps, Austria)

Abstract

The Devonian-Carboniferous boundary section at Grüne Schneid (Carnic Alps, Austria) is characterised by a continuous carbonate sedimentation and rich content of ammonoids. Four different and successive ammonoid horizons could be recognised: faunas from the lower and upper *paradoxa* zone (*Wocklumeria*-Stufe, Upper Devonian), *acutum* zone (*Gattendorfia*-Stufe, Lower Carboniferous), and between these the socalled *Acutimitoceras* fauna that belongs to the uppermost Devonian. The best ammonoid specimens are figured.

1. Einleitung

Im Rahmen der Suche nach einem geeigneten Stratotypen für die Devon/Karbon-Grenze ist in den vergangenen Jahren eine ganze Reihe von entsprechenden Profilen detailliert untersucht und beschrieben worden (PAPROTH & STREEL (eds.), 1984; FLAJS, FEIST & ZIEGLER (eds.), 1988). Besonderes Augenmerk verdienten dabei solche Profile, die eine kontinuierliche karbonatische Sedimentation mit möglichst lückenloser Abfolge der Conodonten-Zonen aufweisen (ZIEGLER, JI & WANG, 1988).

Diesem Anspruch können nur wenige Devon/Karbon-Grenzprofile gerecht werden – bei fast allen Profilen ist im höchsten Oberdevon ein Schwarzschiefer-Horizont und/oder eine mehr oder weniger mächtige klastische Folge mit Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen eingeschaltet. Beide Einheiten werden i.a. als Hangenberg-Schiefer bezeichnet.

Von den bisher bekannten, fast nur mit Karbonaten aufgebauten Grenzprofilen lieferte nur ein einziges – das Müssenberg-Profil (KORN, 1981; KORN, 1984) – reichere Ammonoideen-Faunen; alle anderen enthalten offenbar nur sporadisch auftretende Ammonoideen.

*) Anschrift des Verfassers: DIETER KORN, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen.

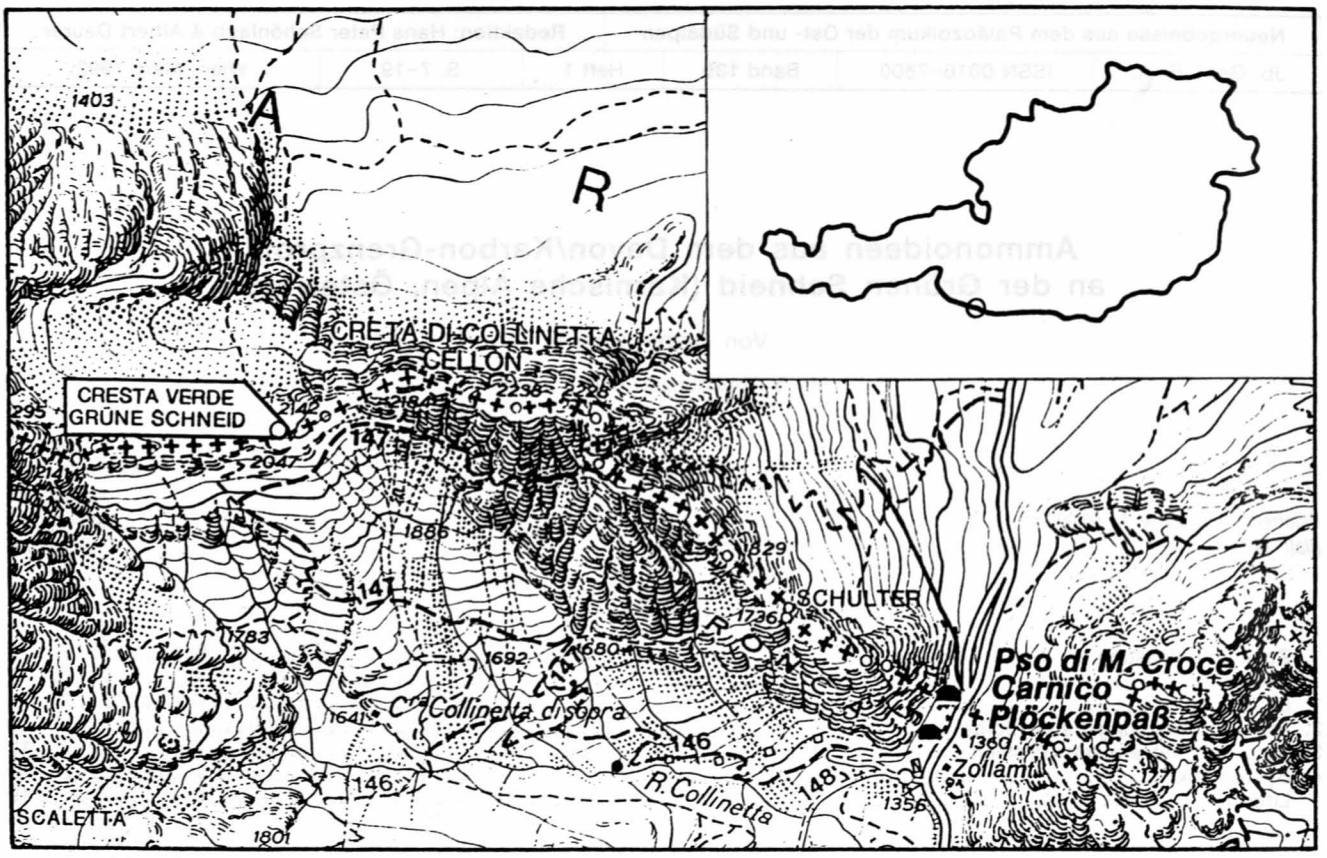


Abb. 1.
Geographische Lage der Lokalität „Grüne Schneid".
Maßstab der topographischen Karte = 1 : 25.000.

In den Karnischen Alpen sind Goniatiten und Clymenien des höchsten Oberdevons seit über 100 Jahren bekannt (FRECH, 1887) und in einigen Publikationen beschrieben worden (DE ANGELIS D'OSSAT, 1899; GORTANI, 1907, 1912). In diesen frühen Arbeiten gibt es noch keinen Hinweis auf ein Auftreten von Goniatiten der *Gattendorfia*-Stufe, und auch SCHINDEWOLF (1921: 184) konnte noch keine Mitteilung über diese Stufe geben. Die von ihm als Fossilien aus der *Gattendorfia*-Stufe angegebenen Clymenien gehören zweifellos in das Oberdevon, wahrscheinlich in die *Wocklumeria*-Stufe.

Erst die umfangreiche Studie durch v. GAERTNER (1931) führte zu einer wesentlich erweiterten Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen. Er beschrieb Ammonoideen von verschiedenen bisher nicht bekannten Lokalitäten in Österreich, darunter auch vom Profil an der Grünen Schneid. Funde aus dem höchsten Teil dieses Profiles veranlaßten ihn, hier eine kontinuierliche Sedimentation von Cephalopodenkalken über die Devon/Karbon-Grenze hinweg anzunehmen (1931: 151). Durch die Untersuchungen von GEDIK (1974: 6) wurde diese Annahme bestätigt; er erwähnte tiefunterkarbonische Conodonten in dem erstmals beschriebenen Profil.

Das Profil an der Grünen Schneid wurde in den vergangenen Jahren von H.P. SCHÖNLAUB neu beprobt und in einem kurzen Bericht vorgestellt (SCHÖNLAUB, FEIST & KORN, 1988). Die bis dahin gefundenen Ammonoideen repräsentierten lediglich den unteren Teil der *Gattendorfia*-Stufe, aber Gehäusequerschnitte in den Schliffen versprachen das Vorkommen von Ammonoideen in allen Schichten dieses Grenzprofiles. Aus diesem Grunde wurden im Juli 1988 umfangreiche Geländearbeiten unternommen, um eine größere Sammlung aufzubauen.

Diese Aufsammlungen wurden Schicht-für-Schicht durchgeführt, wobei das Profil (Abb. 2) als Grundlage diente. Das bedeutet, daß die Bänke 3, 5 und 6 in zwei bzw. drei und vier Teilbänke aufgespalten wurden, was zu einer Feingliederung in 14 verschiedene Einheiten führte. Jede Bank bzw. Teilbank hat Ammonoideen geliefert; zusammengezählt liegen nun fast 200 Exemplare aus der oberen *Wocklumeria*-Stufe, der unteren *Gattendorfia*-Stufe und dem Äquivalent des Stockumer Kalkes (= *Acutimitoceras*-Fauna) vor. Wegen der relativ guten Erhaltung und Häufigkeit typischer Leitfossilien erhält das Profil an der Grünen Schneid eine herausragende Position unter den Devon/Karbon-Grenzprofilen. Kein anderes Profil zeigt eine derart vollständige Ammonoideen-Stratigraphie.

2. Profilbeschreibung/Faunenfolge

Das Profil an der Grünen Schneid ist hinsichtlich der Mikrofazies untersucht worden (BOECKELMANN in SCHÖNLAUB et al., 1988). Danach handelt es sich um eine kontinuierliche Abfolge von Cephalopodenkalken, die in einer relativ tiefen, pelagischen Umgebung mit lang andauernder Stabilität abgelagert wurden.

Ammonoideen wurden aus den Schichten 12 bis 1 gewonnen. Die Basis der Bank 12 lieferte *Parawocklumeria paprothae* und läßt sich damit einwandfrei in die Untere *paradoxa*-Zone einordnen (Abb. 4).

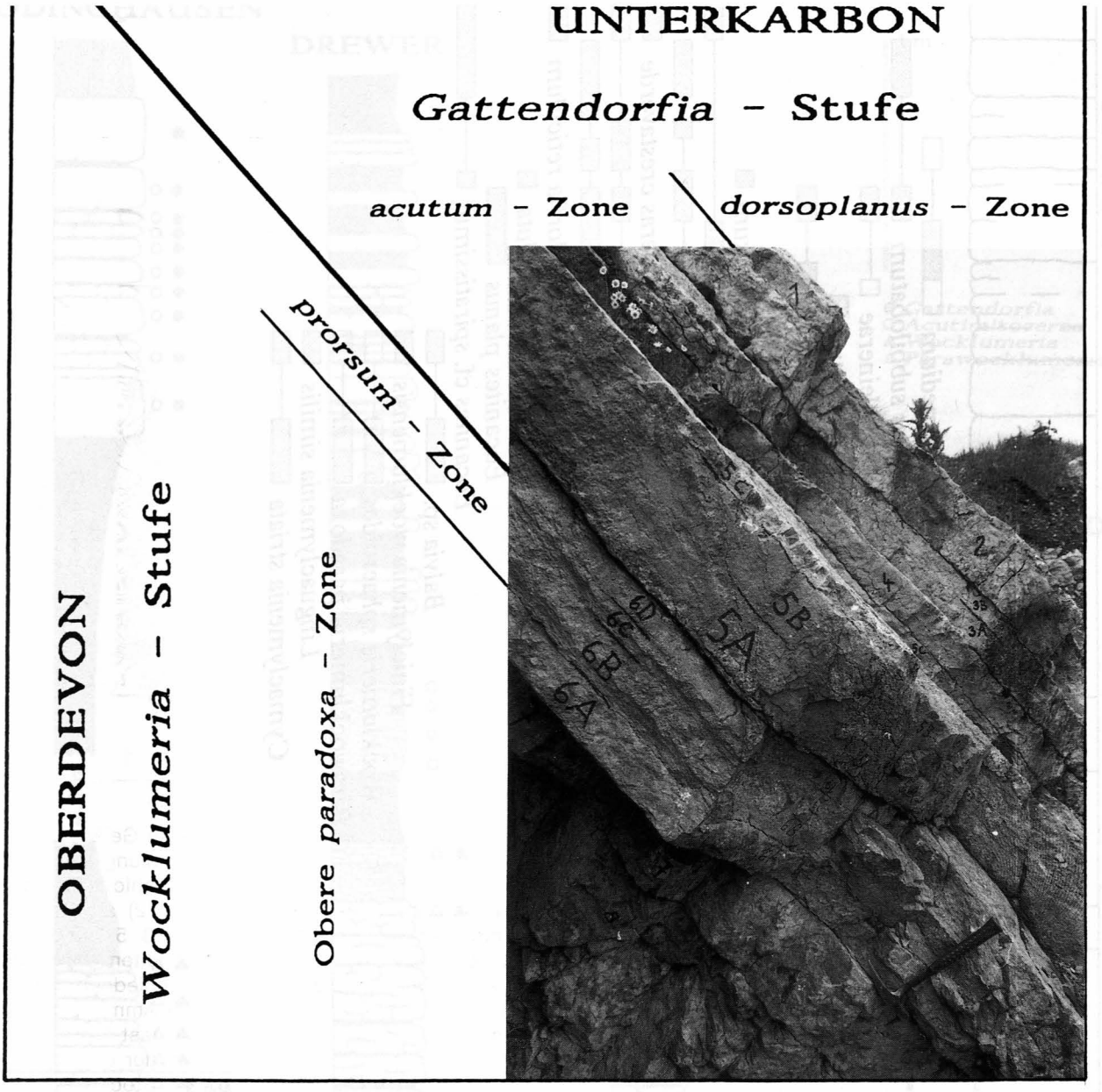


Abb. 2.
Devon/Karbon-Grenzbereich des Profiles an der Grünen Schneid.
Foto: H.P. SCHÖNLAUB, Juli 1988.

Die obersten 20 cm der 91 cm dicken, fast kompakten Bank 8 lieferten die folgenden Fossilien:

Wocklumeria sphaeroides
Parawocklumeria paradoxa
Cymaclymenia striata
Mimimitoceras sp.
Balvia sp.

Von diesen Ammonoideen ist nur ein Gehäuse von *Cymaclymenia striata* einigermaßen gut erhalten; die anderen Exemplare zeigen nur sehr geringe Schalenreste. Die Fauna läßt sich einwandfrei in die Obere *paradoxa*-Zone der *Wocklumeria*-Stufe einordnen.

Aus Schicht 7 liegen nur zwei nicht näher bestimmbare Gehäuse einer Clymenie und eines Prionoceraten vor.

Schicht 6A ist wieder fossilreicher und lieferte eine gegenüber der Schicht 8 kaum veränderte Fauna. Lediglich *Finiclymenia wocklumensis* und *Linguaclymenia similis* treten hinzu. Das bedeutet jedoch keine andere stratigraphische Einordnung, auch diese Fauna gehört in die Obere *paradoxa*-Zone. Die meisten Fossilien aus dieser Schicht sind durch Drucklösungserscheinungen in ihrer Erhaltung beeinträchtigt.

Die 11 cm mächtige Schicht 6B könnte zweigeteilt werden: Der untere, 4 cm mächtige Teil (6B1) ist reich an tonigem Material; er lieferte keine Ammonoideen. Die stratigraphische Position dieser Schicht entspricht offensichtlich der des Hangenberg-Schwarzschiefers, der im Kronhof-Graben mächtiger ist (SCHÖNLAUB, 1969: 326). Der obere Abschnitt (6B2) ist wieder ein Cephalopodenkalk mit meist recht kleinen Goniatiten. Die Ammonoideenfauna hat sich gegenüber der darunter liegenden Schicht 6A um 100 % verändert: keine Clymenie ist mehr vorhanden – und die Goniatitenfau-

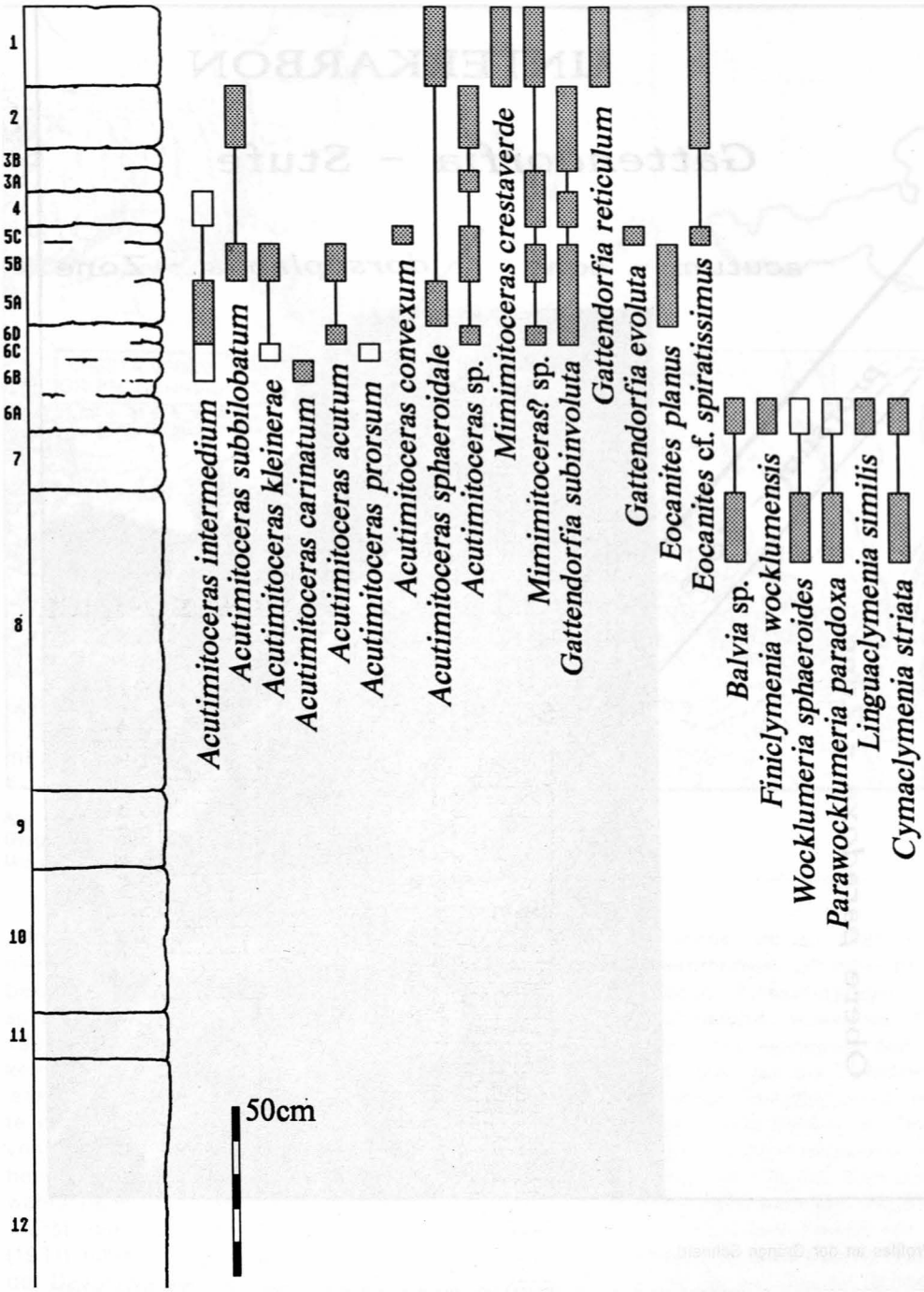


Abb. 3.
Schematische Darstellung des Profiles mit stratigraphischer Reichweite der gefundenen Ammonoideen.

na besteht nur noch aus Arten der Gattung *Acutimitoceras*. Diese Gattung ist durch ein gut erhaltenes Gehäuse von *Acutimitoceras carinatum* (Taf. 1, Fig. 10,11) vertreten; alle weiteren Exemplare aus dieser Schicht sind nicht sicher zu bestimmen. Jedoch zeigen alle kleinen Stükke den für *Acutimitoceras* typischen, etwas geöffneten Nabel. Diese Fauna ist damit eindeutig ein Äquivalent der *Acutimitoceras*-Fauna von Stockum (KORN, 1984), denn *Acutimitoceras carinatum* ist aus keinem anderen Horizont bekannt.

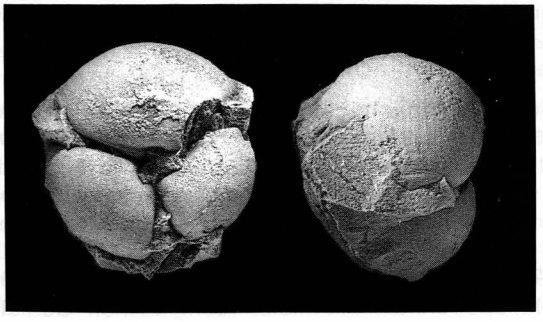


Abb. 4.
Parawocklumeria paprothae **KORN 1990, 89/1/38 (coll. KORN 1989).**
Basis der Bank 12; ×3.

Auch die lithologisch ähnliche Schicht 6C lieferte hauptsächlich kleine Goniatiten, die allein zu *Acutimitoceras* gehören. Mit *Acutimitoceras* cf. *prorsum* und *Acutimitoceras* cf. *kleinerae* liegen Formen vor, welche diese Schicht ebenfalls in die *prorsum*-Zone einordnen.

Eine größere Änderung der Goniatitenfauna ist mit Schicht 6D zu verzeichnen. Mit *Gattendorfia subinvoluta* und *Acutimitoceras acutum* treten erstmals für die *Gattendorfia*-Stufe charakteristische Arten auf. Beide Exemplare sind recht gut erhalten und unzweifelhaft.

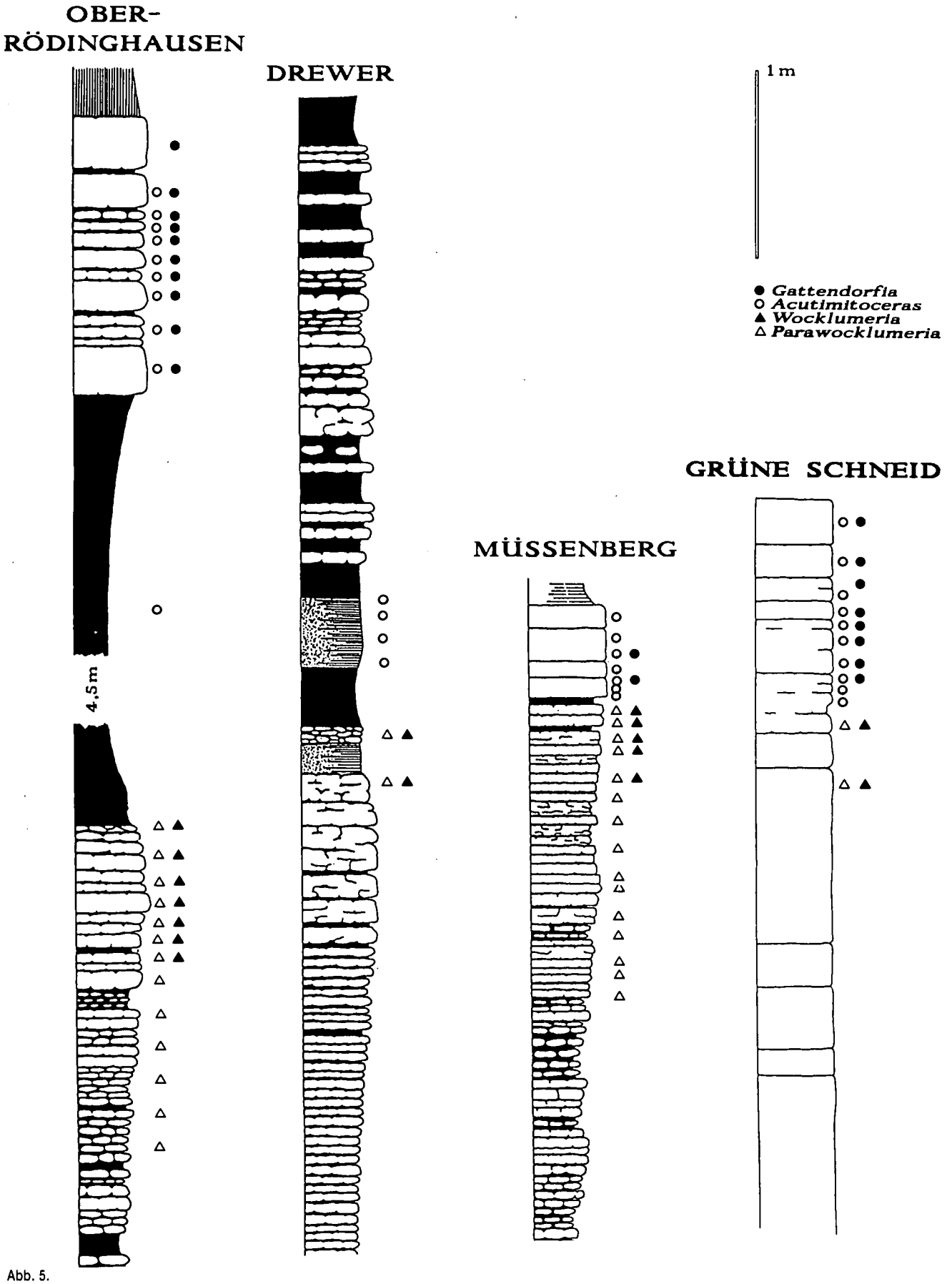


Abb. 5.
Korrelation verschiedener Ammonoideen-führender Devon/Karbon-Grenzprofile.
Ober-Rödinghausen nach VÖHRINGER (1960), SCHINDEWOLF (1937) und unveröffentlichten Daten.
Drewer nach CLAUSEN et al. (1989) und unveröffentlichten Daten.
Müssenberg nach KORN (1981) und CLAUSEN et al. (1990).

Höhere Teile des lithologisch fast einheitlichen Profiles lieferten sehr ähnliche Faunen. Als wichtige Leitform ist *Eocanites* sp. mit dem Erscheinen in Schicht 5A zu nennen. Aufgrund der recht uniformen Goniatitenfaunen können die Schichten 6B bis 1 in die *acutum*-Zone der *Gattendorfia*-Stufe gestellt werden.

3. Vergleich mit anderen Profilen

Das Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid ist eines der wenigen bisher bekannten Profile dieses Abschnitts ohne eine Einlagerung von klastischen Sedimenten. Am ähnlichsten ist das Profil auf dem Müssenberg (LUPPOLD, HAHN & KORN, 1984); dort ist eine nur wenige Zentimeter starke Schieferton-Lage zwischen den Schichten mit *Wocklumeria sphaeroides* im Liegenden und *Acutimitoceras carinatum* im Hangenden vorhanden. Diesem Horizont entsprechend liegt im Profil an der Grünen Schneid der untere Teil der Bank 6B, welcher durch höheren Tonanteil gekennzeichnet ist und keine Makrofauna lieferte.

Die Schichten 8 und 6A lieferten Ammonoideen-Faunen, wie sie von einer großen Anzahl von Stellen des Rheinischen Schiefergebirges, Oberfrankens, Ostthüringens usw. bekannt sind. Das Faunenspektrum ist nahezu identisch, wenngleich einige Lokalitäten erheblich reichere Faunen lieferten.

Das Vorkommen der *Acutimitoceras*-Fauna ist wesentlich schlechter dokumentiert, fast alle Vorkommen liegen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. Von diesen Vorkommen sind nur die Faunen von Stockum und vom Müssenberg gut erhalten und reichhaltig. Aus den Schichten 6B und 6C stammen typische Vertreter von *Acutimitoceras*, welche diese Schichten unzweifelhaft mit den Vorkommen bei Stockum und auf dem Müssenberg korrelieren lassen.

Der untere Teil der *Gattendorfia*-Stufe ist wieder an einer ganzen Anzahl von Lokalitäten bekannt. Die an der Grünen Schneid gesammelte Fauna der *acutum*-Zone entspricht vollkommen der reichen und am besten bekannten Fauna des Hönnetal-Bahneinschnitts im Rheinischen Schiefergebirge.

4. Systematik

Familie: Prionoceratidae
Gattung: *Mimimitoceras* KORN 1988

Mimimitoceras crestaverde n.sp.

(Taf. 2, Fig. 32,33)

Derivatio nominis: Nach „Cresta verde", dem italienischen Namen der Lokalität.

Holotyp: Geologische Bundesanstalt, Wien, Nr. 89/1/36 (coll. KORN 1988).

Locus typicus und stratum typicum: Profil Grüne Schneid, Schicht 1.

Diagnose: Art der Gattung *Mimimitoceras* mit folgenden Charakteristika: Gehäuse discoidal (Wb/Dm = 0,50) mit geschlossenem Nabel. Leicht konvergente Flanken, Venter breit-gerundet. Ornamentierung bestehend aus groben Anwachsstreifen mit bikonvexem Verlauf und starken Einschnürungen auf Flanken und Venter.

Beschreibung: Der Holotyp ist ein kleines, aber charakteristisches Exemplar von 7,5 mm Durchmesser. Das Gehäuse ist vollständig involut, die Windungsbreite ist am größten in der Flankenmitte.

Die Gehäuseornamentierung ist gut erhalten – sie zeigt Anwachsstreifen in Abständen von ca. 0,2 mm in der Flankenmitte. Sie haben bikonvexen Verlauf mit einem flachen dorsolateralen, einem hohen ventrolateralen Vorsprung und einem mäßig tiefen ventralen Sinus. Die letzte Windung zeigt fünf starke Einschnürungen auf dem Gehäuse und dem Steinkern. Diese Einschnürungen sind von sehr flachen Wülsten begleitet, die auf dem Venter am besten sichtbar sind.

Abmessungen des Holotyps (in mm):

Dm	Wb	Wh	Nw
7,6	3,8	4,0	0

Bemerkungen/Vergleiche mit anderen Arten: Obwohl nur ein kleines Exemplar verfügbar ist, wird es trotzdem beschrieben, da es keine andere Art zu geben scheint, die mit den Merkmalen von *Mimimitoceras crestaverde* übereinstimmt. Die inneren Umgänge wurden nicht herauspräpariert, sind aber höchstwahrscheinlich auch involut. Diese Aussage ist zulässig, da alle bekannten Arten von *Acutimitoceras* wenigstens einen leicht geöffneten Nabel bei 7 mm Durchmesser zeigen.

Mimimitoceras crestaverde kann von allen anderen Ammonoideen der *Gattendorfia*-Stufe auf Grund seiner liraten und konvexen Anwachsstreifen und der groben Einschnürungen abgetrennt werden. Eine ähnliche Art ist *Acutimitoceras exile*, die aber zartere Anwachsstreifen und einen leicht geöffneten Nabel bei 7 mm Durchmesser besitzt. *Acutimitoceras undulatum* hat nicht die starken Einschnürungen und ist viel weitnabeliger. Die anderen *Mimimitoceras*-Arten aus der *Gattendorfia*-Stufe haben ein viel breiteres Gehäuse.

Dank

Für die Anregung zu der vorliegenden Arbeit, für die Überlassung von Material und für zahlreiche Hinweise im Gelände bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien).

Herrn Dr. G. KAUFFMANN (Marburg) danke ich für die Ausleihe von Goniatiten-Originalen aus der Sammlung SCHINDEWOLF.

Tafel 1 (folgende Doppelseite 14 und 15).

Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid.

Fig. 1, 2: ***Parawocklumeria paradoxa*** **(WEDEKIND 1918).**
Schicht 8; ×2,5.

Fig. 3: ***Wocklumeria sphaeroides*** **(REINH. RICHTER 1848).**
Schicht 8; ×2,5.

Fig. 4, 5: ***Cymaclymenia striata*** **(MÜNSTER 1832).**
Schicht 8; ×1,3.

Fig. 6, 7: ***Linguaclymenia similis*** **(MÜNSTER 1839).**
Schicht 6A; ×1,7.

Fig. 8: ***Cymaclymenia striata*** **(MÜNSTER 1832).**
Schicht 6A; ×0,8.

Fig. 9: ***Finiclymenia wocklumensis*** **(LANGE 1929).**
Schicht 6A; ×2,5.

Fig. 10,11: ***Acutimitoceras carinatum*** **(H. SCHMIDT 1924).**
Schicht 6B; ×2.

Fig. 12,13: ***Acutimitoceras carinatum*** **(H. SCHMIDT 1924).**
Schicht 6B; ×1.

Fig. 14: ***Acutimitoceras*** **cf.** ***prorsum*** **(H. SCHMIDT 1925),** ***Acutimitoceras*** **cf.** ***kleinerae*** **KORN 1984.**
Schicht 6C; ×2,5.

Fig. 15,16: ***Acutimitoceras*** **cf.** ***intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 6C; ×2,5.

Fig. 17,18: ***Gattendorfia subinvoluta*** **(MÜNSTER 1832).**
Schicht 6D; ×2,5.

Fig. 19,20: ***Acutimitoceras acutum*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 6D; ×1.

Fig. 21: ***Imitoceras*** **sp..**
Schicht 6D; ×1,7.

Fig. 22,23: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 6D; ×1,3.

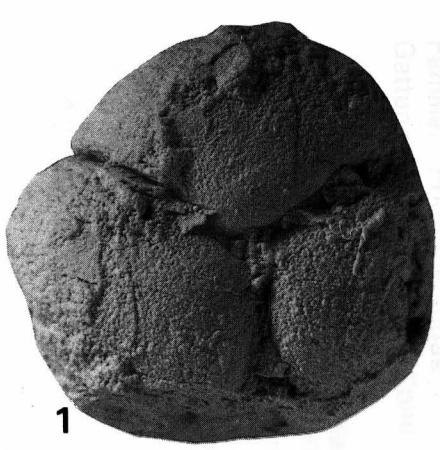
Fig. 24,25: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 6D; ×2.

Fig. 26,27: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 6D; ×2,5.

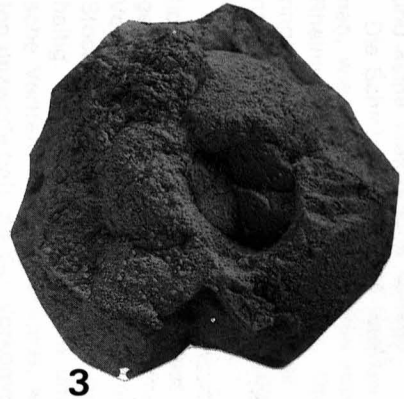
Fig. 28,29: ***Acutimitoceras subbilobatum*** **(MÜNSTER 1839).**
Schicht 6d; ×2,5.

Fig. 30: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 6D, ×2,5.

Alle Exemplare coll. KORN 1988, aufbewahrt mit den Inventar-Nummern 89/1/1–18 bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

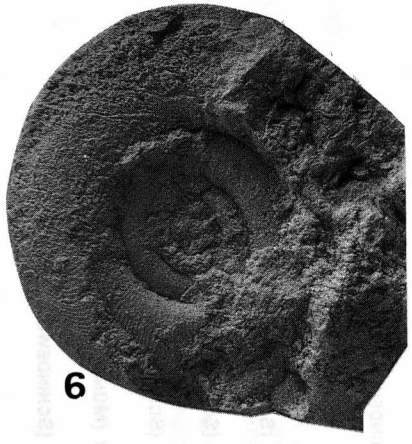

1

2

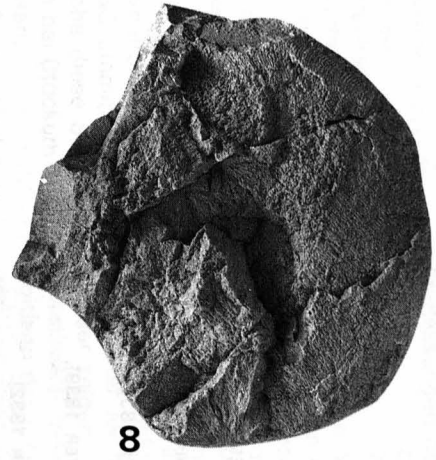

3

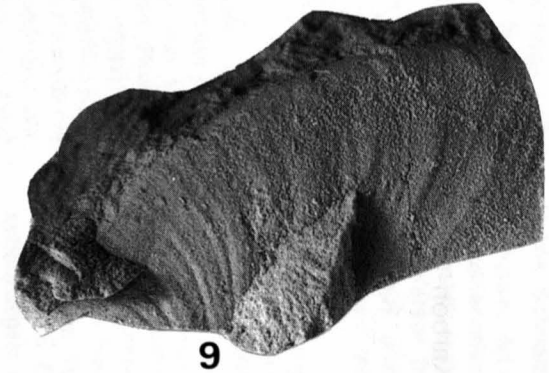
4

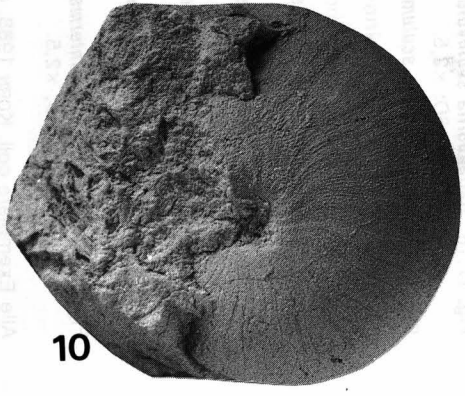
5


6

7

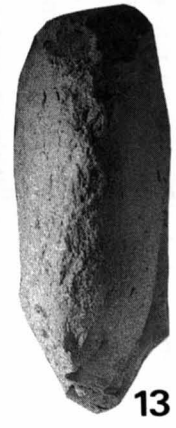

8

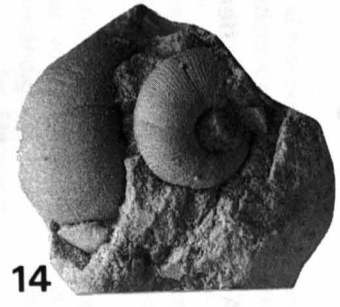

9

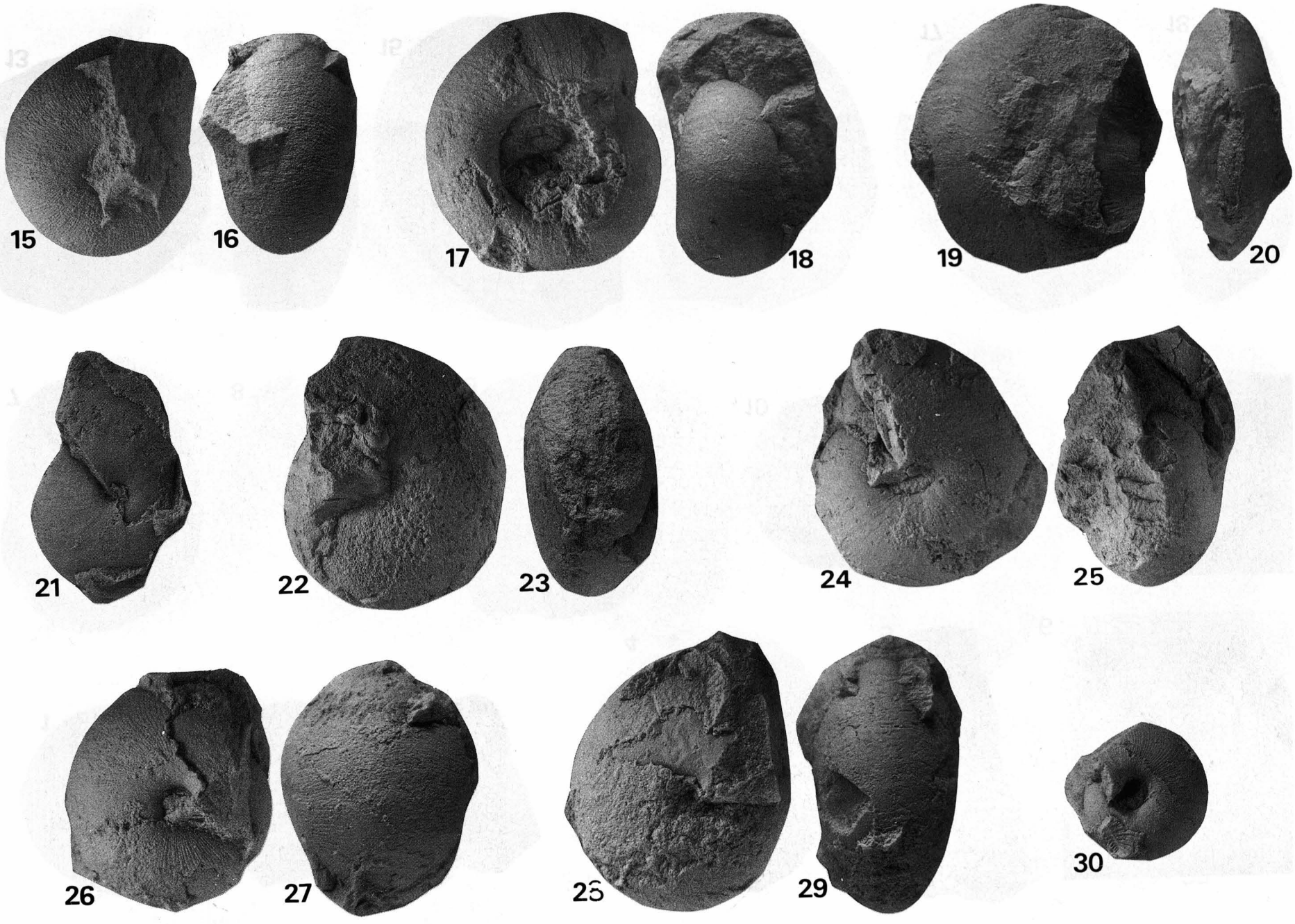

10

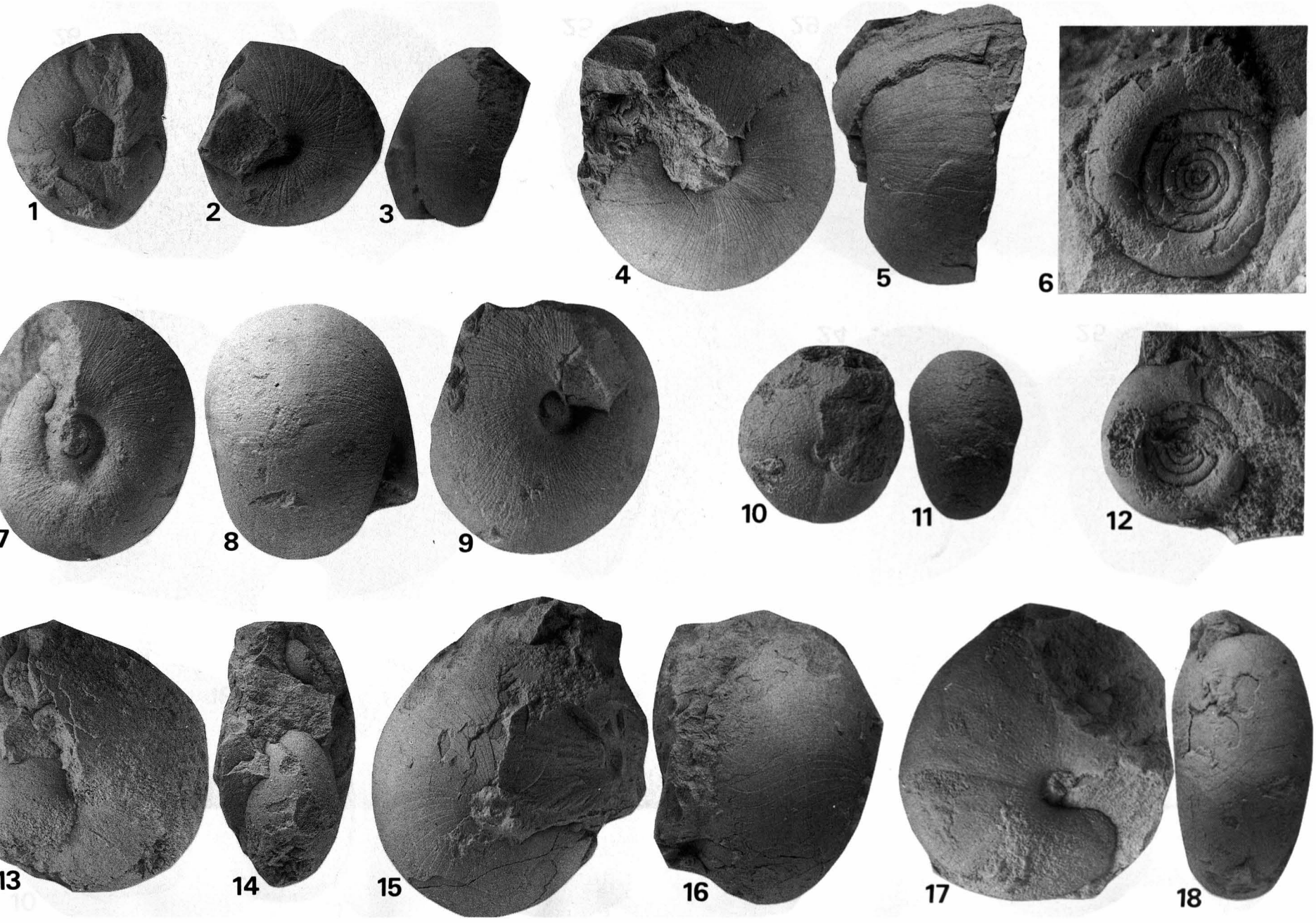
11

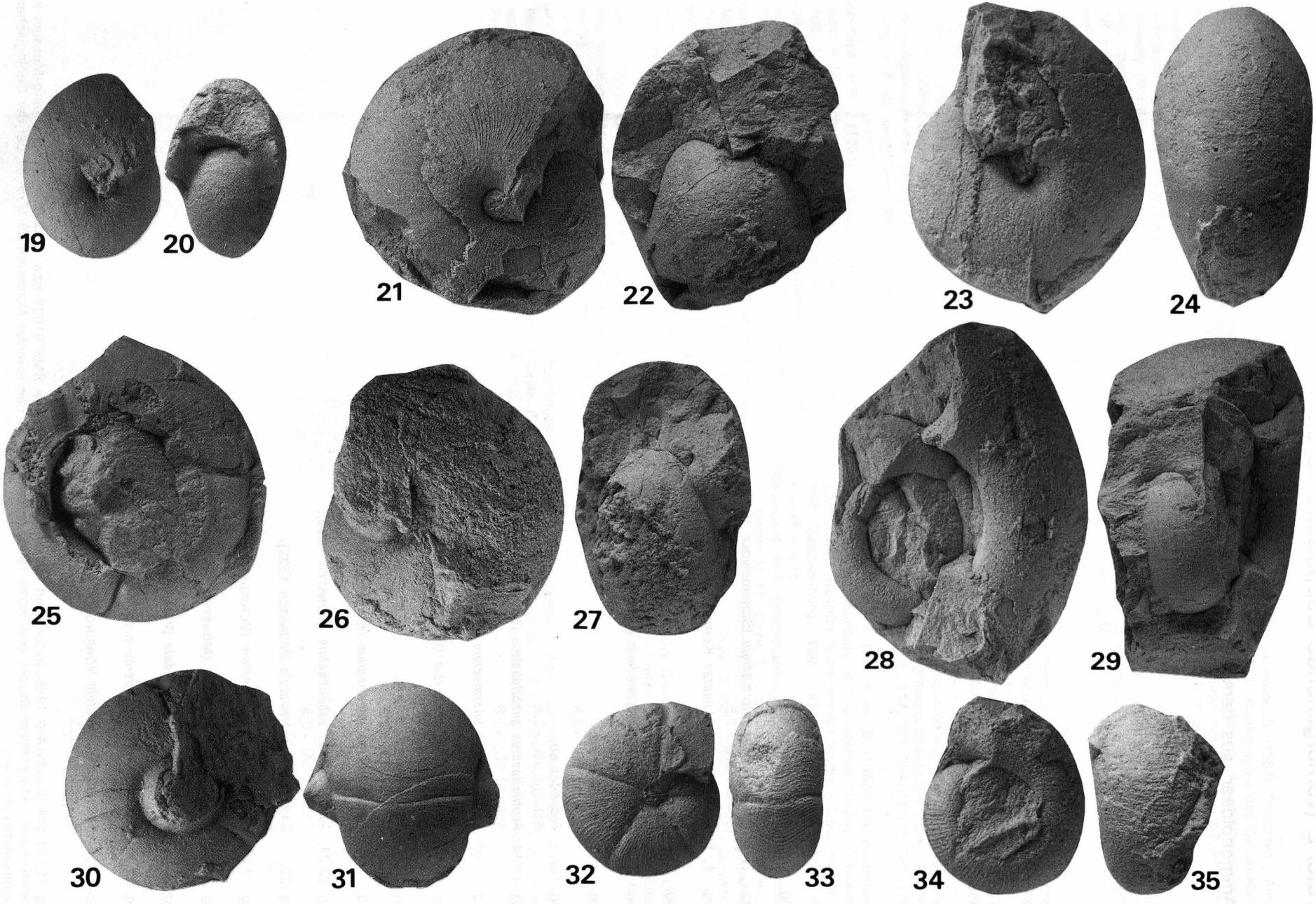
12


13


14


15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18


19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

Tafel 2 (vorhergehende Doppelseite 16 und 17).

Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid.

Fig. 1: ***Acutimitoceras* sp.**
Schicht 5A; ×2,5.

Fig. 2, 3: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 5A; ×2,5.

Fig. 4, 5: ***Acutimitoceras kleinerae* KORN 1984.**
Schicht 5B; ×1,7.

Fig. 6: ***Eocanites* sp.**
Schicht 5B; ×1,7.

Fig. 7–9: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 5B; ×2.

Fig. 10,11: ***Imitoceras* sp..**
Schicht 5B; ×2,5.

Fig. 12: ***Eocanites* sp.**
Schicht 5B; ×2,5.

Fig. 13,14: ***Acutimitoceras subbilobatum* (MÜNSTER 1839).**
Schicht 5C; ×1,3.

Fig. 15,16: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 5C; ×1.

Fig. 17,18: ***Acutimitoceras convexum* (VÖHRINGER 1960).**
Schicht 5C; ×2.

Fig. 19,20: ***Imitoceras* sp..**
Schicht 5D; ×2,5.

Fig. 21,22: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 3A; ×2.

Fig. 23,24: ***Acutimitoceras subbilobatum* (MÜNSTER 1939).**
Schicht 3A; ×2,5.

Fig. 25: ***Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER 1832).**
Schicht 3B; ×2.

Fig. 26,27: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Schicht 2; ×1,7.

Fig. 28,29: ***Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER 1832).**
Schicht 2; ×1,7.

Fig. 30,31: ***Acutimitoceras sphaeroidale* (VÖHRINGER 1960).**
Schicht 1; ×2,5.

Fig. 32,33: ***Mimimitoceras crestaverde* n.sp.**
Schicht 1; ×2,5.

Fig. 34,35: ***Gattendorfia reticulum* VÖHRINGER 1960.**
Schicht 1; ×2,5.

Fig. 15–18 coll. SCHÖNLAUB 1986, aufbewahrt mit den Katalog-Nummern SMF 51038 bzw. 51036 im Senckenberg-Museum in Frankfurt a.M.; alle anderen Stücke coll. KORN 1988, aufbewahrt mit den Inventar-Nummern 89/1/19–37 bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

Literatur

DE ANGELIS D'OSSAT, G. (1899): Seconda contribuzione allo studio della fauna fosile paleozoica delle Alpi Carniche. – Mem. R. Accad. dei Lincei, Cl. fis., mat. e nat., Ser. **5**, Vol. 3, 4–32, Abb. 1–11, Roma.

CLAUSEN, C.-D., KORN, D., LUPPOLD, F.W. & STOPPEL, D. (1990): Untersuchungen zur Devon/Karbon-Grenze auf dem Müssenberg (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géol., **98**-3/4, 353–368, Abb. 1–3, 1 Tab., Taf. 1–5, Bruxelles.

CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W., mit einem Beitrag von D. KORN (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**, 161–226, Abb. 1–27, Tab. 1–12, 1 Taf., Krefeld.

FLAJS, G., FEIST, R. & ZIEGLER, W. (Eds.) (1988): Devonian-Carboniferous boundary – Results of recent studies. – Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg, **100**, 1–245, Frankfurt a.M.

FRECH, F. (1887): Ueber das Devon der Ostalpen, nebst Bemerkungen über das Silur und einem paläontologischen Anhang. – Z. dt. geol. Ges., **39**, 659–738, Taf. 28,29, Berlin.

GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Abb. 1–16, Taf. 1–6, Wien.

GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–29, Abb. 1–7, Tab. 1, Taf. 1–7, Wien.

GORTANI, M. (1907): La fauna a climenie del Monte Primosio. – Mem. R. Accad. Sci., Istit. Bologna, Ser. **6**, Vol. 4, 201–245, Taf. 1,2; Bologna.

GORTANI, M. 1912): La serie Devoniana nella Giorgaia del Coglians (Alpi Carniche). – Boll. Roy. Com. Geol. Italia, **43**, 235–281, Abb. 1,2, Taf. 1–3, Roma.

KORN, D. (1981): Ein neues, Ammonoideen-führendes Profil an der Devon-Karbon-Grenze im Sauerland (Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981** (9), 513–526, Abb. 1–5, Tab. 1, Stuttgart.

KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 71–89, Abb. 1–6, Taf. 1–4, Frankfurt a.M.

LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D. (1984): Trilobiten-, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-Grenzprofiles auf dem Müssenberg (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 91–121, Abb. 1–7, Tab. 1–4, Taf. 1–6, Frankfurt a.M.

PAPROTH, E. & STREEL, M. Eds. (1984): The Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg, **67**, 1–258, Frankfurt a.M.

SCHINDEWOLF, O.H. (1921): Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. – Z. dt. Geol. Ges., **73**, 137–223, Tab. 1–4, Taf. 6, Berlin.

SCHINDEWOLF, O.H. (1937): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). – Abh. Preuß. geol. L.-A., N.F., **178**, 1–32, Abb. 1–27, Taf. 1–4, Berlin.

SCHÖNLAUB, H.P. (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-Anst., **112**, 321–354, Abb. 1, Tab. 1,2, Taf. 1–3, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Abb. 1–4, Taf. 1–4, Frankfurt a.M.

SCHÖNLAUB, H.P., BOECKELMANN, K., FEIST, R., KLEIN, P., KORN, D., MAGARITZ, M., ORTH, C. & SCHRAMM, J.M. (1988): The D-C boundary at section Grüne Schneid, Carnic Alps, Austria. Summary report. – 1–22, 3 Abb., 5 Tab., 3 Taf. ; unveröff.

VÖHRINGER, E. (1960): Die Goniatiten der unterkarbonischen *Gattendorfia*-Stufe um Hönnetal (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **3**/1, 107–196, Abb. 1–53, Taf. 1–7, Krefeld.

ZIEGLER, W., JI QIANG & WANG CHENGYUAN (1988): Devonian-Carboniferous Boundary – Final candidates for a stratotype section. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 15–19, Abb. 1–4, Frankfurt a.M.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 21–47	Wien, März 1992

Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich)

Von RAIMUND FEIST*)

Mit 2 Abbildungen und 4 Tafeln

Kärnten
Karnische Alpen
Trilobiten
Devon/Karbon-Grenze
Systematik
Stratigraphie
Paläogeographie
Ökologie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung ... 21
Abstract ... 22
Résumé ... 22
1. Einleitung ... 22
2. Zeitliche und räumliche Verbreitung der Trilobiten ... 23
3. Paläoökologische Aspekte ... 25
4. Paläontologische Beschreibung der Trilobiten ... 25
4.1. Familie: Phacopidae HAWLE & CORDA, 1847 ... 26
4.2. Familie: Proetidae HAWLE & CORDA, 1847 ... 26
4.2.1. Unterfamilie: Drevermanniinae MAXIMOVA, 1960 ... 26
4.3. Familie: Phillipsiidae OEHLERT, 1886 ... 26
4.3.1. Unterfamilie: Cyrtosymbolinae HUPE, 1953 ... 26
4.3.2. Unterfamilie: Archegoninae G. HAHN & BRAUCKMANN, 1984 ... 28
4.3.3. Unterfamilie: Weaniinae OWENS, 1983 ... 34
4.3.4. Unterfamilie: Cummingellinae G. & R. HAHN, 1967 ... 35
4.3.5. Unterfamilie: Cystispininae G. & R. HAHN, 1982 ... 36
5. Schlußfolgerungen ... 37
Literatur ... 46

Zusammenfassung

Das Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid führt in allen Schichten Trilobiten, die insgesamt drei unmittelbar aufeinander folgenden Faunengemeinschaften angehören. Die hoch-oberdevonische *Helioproetus-Chaunoproetus*-Assoziation ist durch blinde und reduziertäugige Trilobiten ausgezeichnet. Die darauffolgende *abruptirhachis*-Fauna wird demgegenüber durch normaläugige Trilobiten charakterisiert. Diese Fauna, die nach bisheriger Kenntnis basales Unter-Karbon anzeigte, scheint hier noch dem höchsten, unmittelbar auf das Hangenberg-Event folgenden Oberdevon anzugehören. Die dritte, das basale Unterkarbon kennzeichnende Assoziation mit *Liobolina* und *Macrobole* ist ausnahmslos durch Trilobiten mit funktionsfähigen, wenn auch nicht sehr großflächigen Augen gekennzeichnet. Feinstratigraphische und ökologische Aspekte der Faunen werden diskutiert. Alle angetroffenen Trilobiten werden systematisch zugeordnet und abgebildet. Bisher unbekannte Panzerteile von *Helioproetus carintiacus* (Cranidium) und *Chaunoproetus carnicus* (Pygidium), sowie 7 neue Taxa: *Typhloproetue (Silesiops) korni, Archegonus (Phillibole?) planus, Semiproetus (Macrobole) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Phillibolоides macromma, Liobolina crestaverdensis* und *Diacoryphe schoenlaubi* werden beschrieben. Die auffallend nahen faunistischen Beziehungen zu gleichaltrigen Faunen aus dem nördlichen rheinischen Schiefergebirge schließt die Existenz eines weiten mitteleuropäischen Ozeans zur Zeit der Devon-Karbon-Wende aus.

*) Dr. RAIMUND FEIST, Laboratoire de Paléontologie, UA 327 du C.N.R.S., Université des Sciences et Techniques du Languedoc, F-34095 Montpellier, Frankreich.
Contribution CNRS-INSU 90 DBT 2.25-149.

Trilobites from the Devonian/Carboniferous Boundary at the Locality "Grüne Schneid" (Central Carnic Alps, Austria)

Abstract

The Devonian-Carboniferous Boundary section at Grüne Schneid yields trilobites in each layer which in total belong to three faunistic associations superseding abruptly one another. The upper Late Devonian *Helioproetus-Chaunoproetus* Association is composed of both, blind forms and others with reduced eyes. In contrast, the overlaying *abruptirhachis* Fauna is characterized by normally oculated trilobites. This fauna hitherto considered as basal Carboniferous, may still belong to the topmost Upper Devonian immediately following the Hangenberg event. The third, basal Lower Carboniferous association with *Liobolina* and *Macrobole* exhibits exclusively oculated forms even though the size of the eyes stays moderate. Fine-scaled stratigraphy and ecological aspects of these faunas are discussed. In the systematic section all occurring trilobites are taxonomically determined and figured. Since now unknown thoracic parts of *Helioproetus carintiacus* (cranidium) and *Chaunoproetus carnicus* (pygidium) as well as 7 new taxa: *Typhloproetus (Silesiops) korni, Archegonus (Phillibole?) planus, Semiproetus (Macrobole) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Phillibolois macromma, Liobolina crestaverdensis* und *Diacoryphe schoenlaubi* are described. The obviously close relationship to contemporaneous faunas from the northern Rhenish Schiefergebirge precludes the existance of a wide mid European ocean at the Devonian-Carboniferous boundary.

Trilobites de la limite Devonien/Carbonifère de la localité "Grüne Schneid" (Alpes carniques centrales, Autriche)

Résumé

La coupe au passage Dévonien-Carbonifère située à Grüne Schneid a livré des trilobites dans chaque banc. Trois associations faunistiques s'y succèdent abruptement. L'association *Helioproetus-Chaunoproetus* du Dévonien terminal comprend des trilobites aveugles ou à organes visuels réduits. Par contre, la faune à *abruptirhachis* qui lui fait suite est caractérisée par des formes à surfaces visuelles normales. Cette faune jusqu'ici considérée comme indicatrice du Carbonifère inférieur basal, pourrait ici encore appartenir à l'extrême sommet du Dévonien, postérieur à l'évènement Hangenberg. La troisième association avec *Liobolina* et *Macrobole*, incontestablement du Carbonifère inférieur, est exclusivement composée de formes oculées toutefois à yeux de taille modeste. La position stratigraphique des faunes ainsi que quelques aspects écologiques sont discutés. Dans la partie systématique, les différents trilobites rencontrés sont attribués taxonomiquement et figurés. Des pièces de carapace jusqu'ici inconnues de *Helioproetus carintiacus* (cranidium) et *Chaunoproetus carnicus* (pygidium) ainsi que sept nouveaux taxa: *Typhloproetue (Silesiops) korni, Archegonus (Phillibole?) planus, Semiproetus (Macrobole) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Phillibolоides macromma, Liobolina crestaverdensis* et *Diacoryphe schoenlaubi* sont décrites. Les relations très étroites avec les faunes contemporaines du NE du Massif Schisteux rhénan exclut l'existence d'un vaste océan médio-européen au passage du Dévonien au Carbonifère.

1. Einleitung

Das Profil auf der Grünen Schneid hat erstmalig eine durchgehende Trilobitenführung aus dem unmittelbaren Devon-Karbon Grenzbereich im südeuropäischen Variszikum – und speziell im ostalpinen Paläozoikum – zu Tage gebracht. Hochoberdevonische Trilobiten sind zwar von den klassischen Fundstellen der zentralen Karnischen Alpen östlich des Plöckenpasses (Kleiner und Großer Pal, Pramosio) seit längerem bekannt (vgl. G. & R. HAHN & C. BRAUCKMANNS zusammenfassende Darstellung im Catalogus Fossilium Austriae (1982)), die Trilobiten führende Schichtfolge wird dort aber noch vor Erreichen der Devon/Karbon-Grenze nach anormalem Kontakt mit dem Hochwipfel-Flysch unterbrochen (*sphaeroides*-Zone, toVIβ (HOUSE & PRICE in SCHÖNLAUB, 1980) bzw. Mittlere *costatus*-Zone (SCHÖNLAUB, 1980)).

Westlich des Plöckenpasses, am W-Hang des Cellon-Massivs, liegt dieser Kontakt etwas höher, sodaß hier über Schichten mit der gleichen Faunenzusammensetzung wie am Großen Pal höher reichende Trilobiten führende Bänke des toVIγ (*paradoxa*-Zone), des unmittelbaren Grenzbereichs (*prorsum*-Zone) sowie der tieferen Teile der *Gattendorfia*-Stufe (*acutum*-Zone und *dorsoplanus*-Zone) erhalten sind (SCHÖNLAUB, FEIST & KORN, 1988, und Beiträge von H.P. SCHÖNLAUB und D. KORN in diesem Band).

Unter den hochoberdevonischen Trilobiten des Profils „Grüne Schneid" (Bänke 15, 13, 9, 8 und 6A – Probennummern SCHÖNLAUB, in diesem Band) sind *Helioproetus carintiacus, Chaunoproetus carnicus* und *palensis* bereits vom Großen Pal bekannt. *Helioproetus subcarintiacus, Helioproetus* cf. *ebersdorfensis, Haasia* cf. *antedistans* und *Phacops granulatus* sind zwar aus dem rechtsrheinischen bzw. ostthüringischen Schiefergebirge bekannt, sind jedoch für die Ostalpen neu. Hinzu kommt als neue Art: *Typhloproetus (Silesiops) korni* n.sp.

Einige der Trilobiten aus dem unterkarbonischen Anteil des Profils, die ersten überhaupt aus der *Gattendorfia*-Stufe der Ostalpen, sind bereits in einer vorläufigen Notiz vorgestellt worden (FEIST in SCHÖNLAUB, FEIST & KORN, 1988). Intensive Neuaufsammlungen vorwiegend durch D. KORN im Sommer 1988 brachte neben den meisten der oben aufgeführten Oberdevon-Faunen neues und vollständigeres Unterkarbon-Material zu Tage, sodaß die Liste der Trilobiten aus der unteren *Gattendorfia*-Stufe wesentlich ergänzt und erweitert werden kann. Insgesamt sind folgende Taxa zu bestimmen:

Belgibole abruptirhachis, Semiproetus (Macrobole) drewerensis, S. (M.) sp. aff. *drewerensis, S. (M.) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Archegonus (Phillibole?) planus* n.sp., *Cyrtoproetus (C.) blax, Phillibolоides macromma* n.sp., *Liobolina submonstrans, Liobolina crestaverdensis* n.sp., *Globusia* sp., *Diacoryphe schoenlaubi* n.sp.

Alle Trilobiten stammen aus spröden sehr reinen hellgrauen Calcilutiten und liegen unverdrückt in Schalenerhaltung vor. Häufig sind jedoch die Panzerteile durch intensive Feinklüftung fraktioniert. Auffallend ist der hohe Anteil postlarvaler Jugendformen. Wie üblich in

dieser bioturbaten sauerstoffreichen Fazies sind zusammenhängende Panzerteile die Ausnahme. Unter den mehr als 120 präparierten Panzerteilen liegen – die ankylosierten Cephala von *Helioproetus* und *Phacops* ausgenommen – nur 7 zusammenhängende Kopfteile vor.

Das bei SCHÖNLAUB, FEIST & KORN (1988) abgebildete Material ist im Museum Senckenberg, Frankfurt a. M., unter den Nummern SMF 49450–49460 hinterlegt. Die hier abgebildeten Stücke sowie alles zusätzliche Material werden in der Geologischen Bundesanstalt Wien unter den Inventarnummern GEOLBA 1989–3–1 bis 119 aufbewahrt. Meine Kollegen H.-P. SCHÖNLAUB und D. KORN stellten den Großteil des untersuchten Materials aus ihren Aufsammlungen zur Verfügung. Dr. STRUVE und Frau DORNER (Senckenberg, Frankfurt), Dr. KAUFFMANN (Marburg) und Dr. JAHNKE (Göttingen) machten mir Originalmaterial zum direkten Vergleich zugänglich. Einige Fragen zur taxonomischen Zuordnung der unterkarbonischen Taxa wurden mit Dr. C. BRAUCKMANN (Wuppertal), Prof. Dr. G. HAHN, Dr. R. HAHN, Dipl.-Geol. K. LEUSCHNER (Marburg) und Dr. A. ARCHINAL (Marburg) diskutiert. Dr. A. ARCHINAL machte mir freundlicherweise ein im Druck befindliches Manuskript über die in ihrer Dissertation (Marburg, 1990) vorgelegten Revision einiger Archegoninae zugänglich. Die Geländearbeiten wurden durch die Geologische Bundesanstalt (Wien) und das Centre National de la Recherche Scientifique (Paris) finanziell unterstützt. Allen genannten Personen bin ich für Ihre wertvolle Hilfe und ihre Anregungen zu Dank verpflichtet.

2. Zeitliche und räumliche Verbreitung der Trilobiten

Das stratigraphische Auftreten der verschiedenen Taxa in der Bankabfolge des Profils auf der Grünen Schneid geht aus der Tabelle (Abb. 1) hervor. Insgesamt können hier drei Faunenvergesellschaftungen unterschieden werden, die ohne vermittelnde Zwischenformen abrupt aufeinander folgen:

1) die *Helioproetus-Chaunoproetus*-Assoziation (15–6A),
2) die *abruptirhachis*-Fauna (6B–C)
   und
3) die *Liobolina-Macrobole*-Assoziation (6D–1).

Auffallend ist, daß kein Vertreter einer Assoziation in der darauffolgenden noch vorhanden ist.

Paläogeographisch sind alle drei Assoziationen außer in den Karnischen Alpen in pelagischen, Cephalopoden führenden Karbonatabfolgen Eurasiens verbreitet und treten, wenn vorhanden, im selben Profil übereinander auf:

- SE-England: Cornwall und N Devon (Ass. 1 und 3) (GOLDRING, 1955; SELWOOD, 1960);
- Nördliches rechtsrheinisches Schiefergebirge (Ass. 1, 2 und 3): Hasselbachtal, Oese, Apricke, Drewer, Stockum, Oberrödinghausen, Müssenberg (RUD. RICHTER, 1913; RUD. & E. RICHTER, 1926, 1951; BRAUCKMANN & HAHN, 1984; LUPPOLD, HAHN & KORN, 1984; C. & B. BRAUCKMANN, 1986);
- Ostthüringisches Schiefergebirge und Frankenwald: Gattendorf (Ass. 1, 2 und 3), Saalfeld, Schleiz (Ass. 1 und 3) (RUD. & E. RICHTER, 1926, 1951);
- Sudeten (Ass. 1 und 3): Ebersdorf (RUD. & E. RICHTER, 1919 und pers. Beobachtung);
- Mährischer Karst (Ass. 1 und 3) (CHLUPAC, 1966);
- Polnisches Mittelgebirge (Ass. 1, 2 und 3) (OSMÓLSKA, 1962, 1973);
- Montagne Noire (Ass. 1, 2 und 3): La Serre (FLAJS & FEIST, 1988), Puech de la Suque (LETHIERS & FEIST, 1991);
- Kazachstan (Ass. 1): Ural und Mugodjar (MAXIMOVA, 1955);
- SE China (Ass. 1, 2 und 3): Muhua und Nanbiancun (YUAN, 1988, ZHU ZHAO-LING, 1988), Dapoushang (XIANG LIWEN, 1989).

Generell wird die pelagische Cephalopodenkalkfazies der hoch-oberdevonischen „Wocklumer Kalke" im unmittelbaren Devon/Karbon-Grenzbereich durch eine Tonschieferzwischenlage („Hangenbergschiefer") unterbrochen. Dieser Sedimentationswechsel wird auf ein globales „Event" zurückgeführt, infolge dessen die zu beobachtende end-oberdevonische Regression von einer rasch einsetzenden Transgression an der Devon/Karbon-Wende abgelöst wird (WALLISER, 1984). In allen Trilobiten führenden Profilen mit den erwähnten Assoziationen liegt der Hangenbergschieferhorizont ausnahmslos zwischen den Assoziationen 1 und 2.

Nach vergleichenden Profiluntersuchungen im nördlichen rheinischen Schiefergebirge ist die Obergrenze der Wocklumer Kalke nicht isochron (BLESS et al., 1988; CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989): sie liegt z.B. im Profil Apricke in der Mittleren *costatus*-Zone, im Hasselbachtal und Drewer aber erst in der Oberen *costatus*-Zone. In SE-China reicht die Cephalopodenkalkführung nach YUAN (1988) ebenfalls bis in die Obere *costatus*-Zone hinauf, bevor sie von einem geringmächtigen Schieferhorizont überlagert wird. Wie in Mähren wird in SE-China die *Helioproetus-Chaunoproetus*-Assoziation noch von einer weiteren Assoziation mit *Chaunoproetus* und *Mirabole*, aber ohne *Helioproetus*, überlagert. Diese jüngste oberdevonische Trilobitenassoziation scheint auf der Grünen Schneid zu fehlen.

In kondensierten Profilen wie am Müssenberg ist vermutlich der Hangenbergschiefer zwischen zwei Schichtbänken (Bank 4 und 3) ausgefallen (LUPPOLD et al. 1984, vgl. auch YUAN, 1988: 12). Eine ähnlich kondensierte Abfolge im unmittelbaren D/C-Grenzbereich scheint auf der Grünen Schneid vorzuliegen.

Auch hier fehlt der Hangenbergschiefer, der über der Bank 6A zu erwarten wäre; ein Äquivalent könnte allerdings der mergelige basale Anteil der Bank 6B (6B1) darstellen. Hieraus, wie auch allgemein aus den Hangenbergschiefern, sind keine Trilobitenreste bekannt.

Die die Hangenbergschiefer unmittelbar überlagernden Cephalopodenkalke (Stockumer Kalk, Hangenbergkalk) führen *Belgibole abruptirhachis*, der auf der Grünen Schneid (in Bank 6C) bereits ein Vertreter der sonst (Müssenberg, Drewer, Montagne Noire) etwas später erscheinenden *Macrobole*-Gruppe assoziiert ist. Diese Fauna gehört nach den vergesellschafteten Index-Conodonten und -Sporen in allen bisher bekannten Vorkommen bereits ins Unterkarbon. Problematisch ist dagegen die Situation im Profil Grüne Schneid insofern, als Siphonodellen in der ersten, *abruptirhachis* führenden, Bank 6B (6B2) fehlen und *S. sulcata* erst in der Bank 6D erscheint. Ein aus dieser Conodontenführung abzuleitendes früheres Einsetzen von *abruptirhachis* (und von *Macrobole*) bereits im höchsten Oberdevon kann zwar nicht durch typische Elemente der Oberen *praesul-*

	15	13	12	9	8	6A	6B	6C	6D	5A	5B	5C	4	3	2	1
Helioproetus cf. *ebersdorfensis*				X												
Helioproetus carintiacus		X		X	X	X										
Helioproetus subcarintiacus	X			X	X											
Typhloproetus (Silesiops) korni		X		X	X	X										
Typhloproetus (Silesiops) sp.				X												
Chaunoproetus (Ch.)carnicus		X	X	X												
Chaunoproetus (Ch.) cf.*palensis*						X										
Haasia cf. *antedistans*		X	X	X												
Phacops (Ph.) granulatus				X		X										
Belgibole abruptirhachis							X									
Semiproetus (Macrobole) cf. *funirepa*							X	X								
Liobolina crestaverdensis									X							
Liobolina submonstrans											X	X	X		X	
? *Globusia* sp.													X			
Semiproetus (Macrobole) funirepa alpinus									X	X	X	X	X			
Semiproetus (Macrobole) drewerensis															X	
Semiproetus (Macrobole) sp. aff. *drewerensis*											X					
Cyrtoproetus (C.) blax														X	X	
Archegonus (Phillibole ?) planus																X
Semiproetus (Macrobole) brevis														X	X	X
Phillibolöides macromma														X		X
Diacoryphe schoenlaubi																X

Abb. 1.
Tabellarische Aufstellung der vertikalen Verbreitung der Trilobitentaxa in der Bankabfolge des Profils „Grüne Schneid".
Die durchgezogene Linie zwischen den Bänken 6C und 6D markiert die Devon/Karbon-Grenze, die gestrichelte Linie zwischen 6A und 6B die Lage des Hangenberg-Events (= Zeitäquivalent des Hangenbergschiefers).

cata-Zone belegt werden: *S. praesulcata* und *Pr. kockeli* fehlen ebenfalls in der Bank 6B. Ein Hinweis hierfür ist aber durch die Präsenz vergesellschafteter Vertreter von *Palmatolepis gracilis* und *Branmehla suprema* gegeben (vgl. Beiträge von H.-P. SCHÖNLAUB, dieser Band), einer Conodontenfauna, die allerdings ausnahmsweise auch noch in der *sulcata*-Zone auftreten kann (ZIEGLER & SANDBERG, 1984). Auch im Steinbruch Drewer (Bank 13d, CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989) und am Müssenberg (Basis der Bank 3, LUPPOLD et al., 1984; CLAUSEN, KORN et al., 1989) erscheint *abruptirhachis* noch vor *sulcata* und Cephalopodenkalke der Oberen *praesulcata*-Zone existieren im Eulenspiegeler Sattel über dem Hangenbergschiefer (CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989).

Unumstrittenes Unterkarbon-Alter ist erst für die dritte Assoziation mit Vertretern der *Macrobole*-Gruppe und mit *Liobolina* in Bank 6D angezeigt. Im Gegensatz zu Müssenberg sind auf der Grünen Schneid noch keine typischen Vertreter von *drewerensis* in der *sulcata*-Zone vorhanden; sie wurden erst in der Bank 2 (*duplicata*-Zone) identifiziert. In Übereinstimmung zu den Verhältnissen von Müssenberg dagegen erscheint *Liobolina submonstrans* ebenfalls in der *duplicata*-Zone (Bank 5B).

Zusammenfassend ist die Trilobitenfauna der *Helioproetus-Chaunoproetus*-Assoziation (Bänke 15 bis 6A) in die Obere *paradoxa*-Zone (vgl. D. KORN, dieser Band) der oberen *Wocklumeria*-Stufe einzuordnen (KORN & LUPPOLD, 1987). Dies entspricht der Mittleren *praesulcata*-Zone nach der Conodontenbiozonierung (CLAUSEN et al, 1989). Die dritte Assoziation mit *Liobolina* und Vertretern von *Macrobole* ist auf die *sulcata*-Zone (Bänke 6D bis 5A) und *duplicata*-Zone (5B bis 1) des tieferen Unterkarbons verteilt (vgl. H.P. SCHÖNLAUB, dieser Band). Die dazwischenliegende Faunenassoziation 2 (Bänke 6B–C) charakterisierte nach bisheriger Kenntnis des stratigraphischen Auftretens von *abruptirhachis* bereits das basale Unterkarbon. Da aber die an das erste Auftreten von *sulcata* gebundene D/C-Grenze nicht nur höher liegt als die offensichtlich heterochrone Obergrenze des Hangenbergschiefers, sondern sogar in vielen Profilen die ersten post-Event-Niveaus des Hangenbergkalkes noch der Oberen *praesulcata*-Zone angehören (Profile im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge: LUPPOLD et al., 1984; CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989), in Südfrankreich: FLAJS & FEIST, 1988; PERRET, 1988; LETHIERS & FEIST, 1991; in Süd-China: ZIEGLER et al., 1988), könnte die Faunenassoziation 2 der Grünen Schneid ebenfalls noch der Oberen *praesulcata*-Zone angehören.

3. Paläoökologische Aspekte

Die an Kalkschlammsubstrat adaptierte Faunenassoziation der *Wocklumeria*-Kalke setzt sich im wesentlichen aus blinden (*Helioproetus, Chaunoproetus (Chaunoproetus)*) oder reduziert-äugigen (*Typhloproetus (Silesiops), Haasia*) Trilobiten zusammen. Eine Ausnahme bilden einige Vertreter des konservativen *Phacops*-Stammes, die eine relativ große Sehfläche bis zu ihrem Erlöschen an der D/C-Grenze beibehalten. Die Reduzierung der Sehorgane dürfte **a priori** ein Hinweis auf eine Anpassung an eine größere, lichtlose Wassertiefe sein (RUD. RICHTER, 1913; CLARKSON, 1967; G. & R. HAHN, 1981). Die im Allgemeinen geringe Körpergröße, die Reduzierung prominenter Skulpturelemente und Bestachelung mit einhergehender Aufwölbung der Panzerteile könnte auf eine endobenthonische Lebensweise gewisser Taxa wie *Helioproetus* und *Chaunoproetus (Chaunoproetus)* hinweisen, wie dies ja auch für blinde Tropidocoryphinae angenommen wird (FEIST & CLARKSON, 1989).

Im folgenden Profilabschnitt (von 6B bis 1) kommen ausschliesslich Trilobiten mit funktionsfähigen, relativ großflächigen Augen vor: *B. abruptirhachis, Semiproetus (Macrobole), Phillipsoloides*. Diese Vergesellschaftung steht durch das Fehlen von blinden Vertretern in auffallendem Gegensatz zur vorhergehenden Fauna. Eine endobenthische Lebensweise ist für diese Faunenvergesellschaftung auszuschließen. Die Wassertiefe dürfte die photische-Zone kaum überschritten haben und somit geringer gewesen sein als zur *Wocklumeria*-Zeit, eine Annahme, die in gutem Einklang mit der These einer enddevonischen Regression stünde (JOHNSON et al., 1985). Die jähe Entfaltung neuer und an geringere Wassertiefe adaptierter Faunen spiegelt offensichtlich die in Folge des Hangenberg-Event veränderten bathymetrischen Verhältnisse wider.

Eine erneute, allmähliche Zunahme der Wassertiefe infolge der tief unterkarbonischen Transgression scheint sich erst in den jüngeren Anteilen des Profils anzukündigen: neben großäugigen treten hier erstmals wieder reduziert-äugige Formen wie *Diacoryphe* auf (Abb. 2).

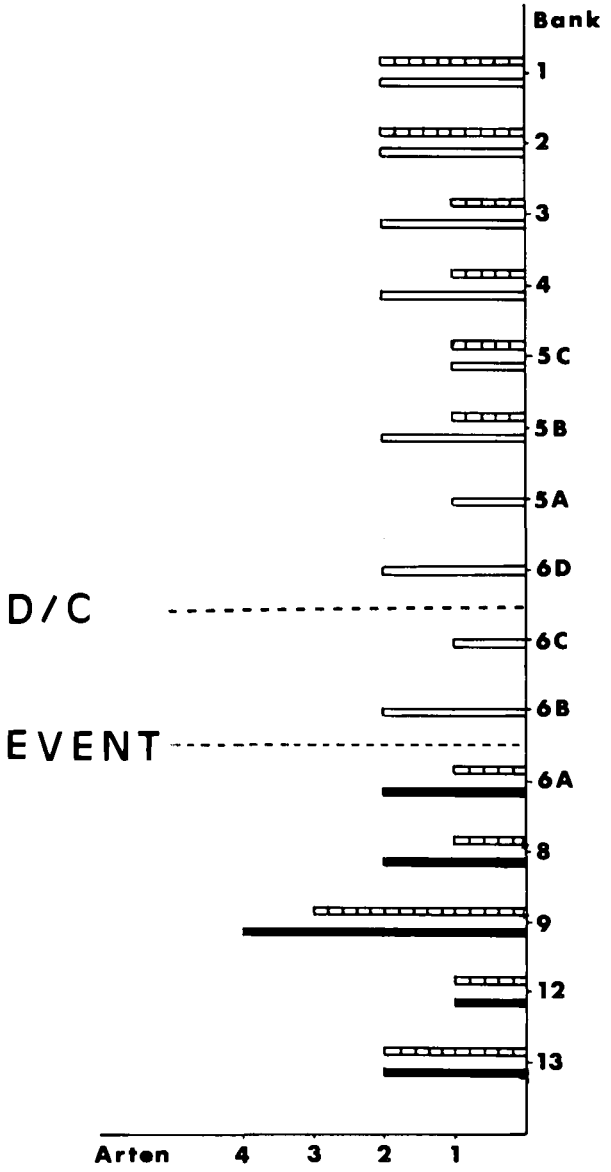


Abb. 2.
Verteilung blinder (= schwarze Säulen), reduziert-äugiger (= Säulen mit Querstrichen) und normal-äugiger (= weiße Säulen) Trilobitentaxa in der Bankabfolge des Profils „Grüne Schneid".
Die Lage der Devon/Karbon-Grenze sowie diejenige des Hangenberg-Events ist durch gestrichelte Linien hervorgehoben.

4. Paläontologische Beschreibung der Trilobiten

Im Folgenden werden alle auf der Grünen Schneid gefundenen Trilobiten systematisch ausgewertet. Neben einigen neuen Arten kann der Großteil des Materials bereits bekannten Taxa zugeordnet werden. Die Artbeschreibungen werden in einigen Fällen durch neue Merkmale ergänzt bzw. revidiert. Synonymielisten enthalten nur die wichtigsten Zitate. Von den meisten bekannten Taxa lag der Holotypus oder Originalmaterial vor („V.").

4.1. Familie: Phacopidae HAWLE & CORDA, 1847

Unterfamilie: Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847
Gattung: *Phacops* EMMRICH, 1839
Typus-Art: *Phacops (Phacops) latifrons* (BRONN, 1825)

Phacops (Phacops) granulatus (MÜNSTER, 1840)

(Taf. 1, Fig. 10)

Ältere Synonymie: vgl. RUD. & E. RICHTER, 1926, 137.
1955 *Phacops (Phacops) granulatus*, MAXIMOVA, 136, Taf. 10, Fig. 3–5.
1958 *Phacops granulatus*, OSMÓLSKA, 125, Taf. 1, Fig. 1.
1966 *Phacops (Phacops) granulatus*, CHLUPÁČ, 104, Taf. 22, Fig. 4–10.
1973 *Phacops (Phacops) granulatus*, CHLUPÁČ, 45.

Neues Material: 2 Cephala (GEOLBA 1989-3-120,121).

Bemerkungen: Die nach auswärts gekrümmte Augendeckelfurche und die nach unten geneigten Augendeckel unterscheiden die vorliegenden Exemplare von denjenigen des sehr ähnlichen *wedekindi*. Die verhältnismäßig geringe Länge des Auges (exsag.) mit 12 dorso-ventralen Linsenreihen sowie die reduzierte Zahl der Linsen (max. 4 Linsen pro Reihe) vermittelt zwischen *granulatus* und *wedekindi*.

4.2. Familie: Proetidae HAWLE & CORDA, 1847

4.2.1. Unterfamilie: Drevermanniinae MAXIMOVA, 1960

Gattung: *Chaunoproetus* RUD. & E. RICHTER, 1919
Typus-Art: *„Proetus"* (subg. ?) *palensis* RUD. RICHTER, 1913

Chaunoproetus (Chaunoproetus) cf. *palensis* (RUD. RICHTER, 1913)

(Taf. 4, Fig. 3–4)

Material: 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-111), 1 Freiwange (GEOLBA 1989-3-112), 2 fragmentarische Pygidien (GEOLBA 1989-3-113, 114).

Bemerkungen: Die Art *palensis*, Typusart der Gattung *Chaunoproetus*, wurde 1913 von RUD. RICHTER auf ein isoliertes meraspides Pygidium vom Großen Pal begründet. Da dieses Urstück in Wien verschollen ist (vgl. H. ALBERTI, 1974: S. 230), kann eine Revision und die notwendige Erweiterung der Artdiagnose erst nach horizontierter Neuaufsammlung an der Typlokalität erfolgen. Die hier vorliegenden adulten Pygidien entsprechen der Orginalbeschreibung hinsichtlich der relativ schlanken Spindel und des breiten hochgewölbten Randabfalls. Dagegen ist die Spindel in der Hinteransicht gegenüber den sich unmittelbar aus den Dorsalfurchen heraus emporwölbenden Pleuralfeldern etwas eingesenkt. Das vergesellschaftete Cranidium hat eine relativ schlanke, vorn herausgewölbte Glabella und breite Festwangen, die denjenigen von *Ch. stockumensis* H. ALBERTI, 1974 vergleichbar sind. Der gepolsterte Randsaum der Freiwange, in der hinteren Hälfte flach aufliegend, richtet sich nach vorn zunehmend auf. Dementsprechend ist die begleitende Saumfurche vorn rinnenartig eingetieft, wird aber nach hinten seichter und verliert sich noch vor Erreichen der Hintersaumfurche (vgl. YUAN 1988, S. 41). Das verbreiterte, wulstige Wangeneck ist zugespitzt, trägt jedoch keinen Wangenstachel. Die Schalenoberfläche aller Panzerteile ist mit feinen, bei zwölffacher Vergrößerung erkennbaren Knötchen dicht besetzt.

Chaunoproetus (Chaunoproetus) carnicus (RUD. RICHTER, 1913)

(Taf. 4, Fig. 1–2)

* 1913 *Drevermannia* (?) *carnica* – RUD. RICHTER, Taf. 22, Fig. 16.
p1926 *Drevermannia* ? *carnica* – RUD. & E. RICHTER, Taf. 6, Fig. 74–76.
p1928 *Drevermannia* ? *(Carnicia) carnica* – RUD. & E. RICHTER, 50.
1955 *Drevermannia* ? *(Carnicia) carnica* – MAXIMOVA, Taf. 9, Fig. 7–8.
1974 *Chaunoproetus palensis palensis* – H. ALBERTI, Abb. 4, 10, Fig. 20-21.

Weiteres Material: 4 fragmentarische Cranidien (GEOLBA 1989-3-115-118), 1 Pygidium (GEOLBA 1989-3-119).

Bemerkungen: Der in Marburg hinterlegte Holotypus (Inventar-Nr. 2736) von *carnicus* wurde 1974 von H. ALBERTI (1974) erstmalig photographisch abgebildet. Das Material von der Grünen Schneid trifft weitgehend mit dem Typus überein; die Festwangen scheinen allerdings geringfügig breiter zu sein, ein Merkmal, das m.E. innerhalb der Variabilitätsbreite der Art verbleibt. Das vergesellschaftete Pygidium – bisher von *carnicus* unbekannt – stimmt weitgehend mit dem von H. ALBERTI, 1974 auf Abbildung 10, Fig. 21 wiedergegebenen und von ihm als „Breitform" von *palensis* angesehenen Stückes überein. Da dieses Stück aber mit dem Holotypus von *carnicus* vergesellschaftet auf derselben Gesteinsprobe vorliegt, ist es diesem wahrscheinlich zugehörig. Als Eigenheiten des Pygidiums von der Grünen Schneid ist der enge, fast spitzbogige Hinterumriss sowie die Skulpturierung durch kleine Knötchen auf dem Randabfall und im Post-Rhachisraum hervorzuheben.

4.3. Familie: Phillipsiidae OEHLERT, 1886

4.3.1. Unterfamilie: Cyrtosymbolinae HUPE, 1953

Gattung: *Helioproetus* RUD. & E. RICHTER, 1919
Typus-Art: *„Proetus"* (subg. ?) *ebersdorfensis* RUD. RICHTER, 1913

Helioproetus carintiacus
(DREVERMANN, 1901)

(Taf. 1, Fig. 1,3–5,7)

V*1901 *Proetus* (?) *carintiacus*, DREVERMANN, 119 (pars).
1913 *„Proetus"* (subg. ?) *carintiacus*, RUD. RICHTER, 408.
1919 *Proetus (Helioproetus) carintiacus*, RUD. & E. RICHTER, 120.
1926 *Typhloproetus carintiacus*, RUD. & E. RICHTER, 72, Taf. 5, Fig. 60.
1966 *Typhloproetus (Typhloproetus?) carintiacus*, CHLUPÁČ, 75.
1988 *Helioproetus carintiacus*, YUAN, 17.

Neues Material: 3 Cranidien (GEOLBA 1989–3–1–3), 5 Pygidien (GEOLBA 1989–3– 4–8).
Bisher war nur das Pygidium der Art *carintiacus* bekannt. Mit typischen Pygidien vergesellschaftete Cranidien, die sich deutlich von denjenigen von *subcarintiacus* – den einzigen bisher bekannten Köpfen der Gattung – unterscheiden, sind höchstwahrscheinlich *carintiacus* zugehörig.

Beschreibung: Glabella flaschenhalsförmig, mit halbkreisförmig umgrenztem Stirnlobus, der die Vordersaumfurche nicht oder gerade erreicht. In der Seitenansicht überragt die Glabella die Wangen von vorn bis hinten gleichmäßig, ist hinten kaum merklich gewölbt und fällt vorn gleichmäßig um 45° nach vorn ab. In der Vorderansicht ist der Frontallobus gerundet dachförmig quergewölbt, der hintere Teil der Glabella abgeplattet und nur kaum merklich die Wangen überragend. Jugendformen zeigen kräftig und gleichmäßig eingetiefte Dorsalfurchen, die im Alter hinten seichter werden. Auch die 4 Paar Glabellarfurchen sind nur bei Jugendformen deutlich eingeprägt und verschwimmen im Alter. Die Occipitalfurche ist gerade gestreckt, in Verlängerung der P1 Gabeläste grubenartig eingetieft, und keilt seitlich noch vor Erreichen der Dorsalfurche aus. Der Occipitalring wird seitlich durch ungebrochen durchlaufende Dorsalfurchen eingefaßt und ist hier fast um die Hälfte schmaler (sag.) als im Zentrum. Die Festwangen sind sehr breit und gleichmäßig quer und längs gewölbt. Die Gesichtsnaht ist zwischen den auf etwa gleicher Höhe (exsag.) liegenden Wendepunkten β und ω parabolisch einwärts gekrümmt, wobei der Scheitel der Einbuchtung gegenüber der Einmündung von P2 in die Dorsalfurche zu liegen kommt. Die Naht quert die Vordersaumfurche bei β. Nahtverlauf zwischen α und β – etwa ebenso lang wie zwischen β und ω – ist schwach gebogen. Die Distanz α–α ist kleiner als die Breite des Glabella-Frontlobus (tr.). Die Vordersaumfurche ist rinnenartig eingetieft und wenig gekrümmt. Der Vordersaum liegt vor der Glabella horizontal auf, ist in sich jedoch merklich quergewölbt (sag.) und wird von mehreren rissigen-Stufenleistchen bedeckt.

Vergleich: Der markante Profilknick im Postrhachisraum, den der Typus zeigt, ist weniger deutlich bei den Exemplaren von der Grünen Schneid. Die bereits in der zweiten Rippe beginnende Überlegenheit des vorderen Rippenastes an Breite ist auch an dem neuen Material zu beobachten und ist wohl das beste Unterscheidungsmerkmal gegenüber *subcarintiacus*, bei dem der vordere Rippenast sich erst von der 4. Rippe an verbreitert. Die vergesellschafteten Cranidien, die wahrscheinlich zu *carintiacus* gehören, kommen ebenfalls denjenigen von *subcarintiacus* außerordentlich nahe. Unterschiedlich ist der waagerecht liegende mit Stufenleisten besetzte Randsaum und die in der Seitenansicht viel geringere Aufwölbung des Kopfschildes. Bei jugendlichen Exemplaren sind die Glabellarfurchen kräftig eingetieft, und die Glabella ist durch gleichbleibend markante Dorsalfurchen deutlich gegenüber den Festwangen abgesetzt. Die hinteren Partien der Dorsalfurchen werden aber bei zunehmendem Alter seichter, ohne den Grad der völligen Ausseichtung wie bei *subcarintiacus* zu erreichen. Der tropfenförmige Frontallobus der Glabella erreicht nicht die Vordersaumfurche bei jugendlichen Exemplaren, berührt diese jedoch bei älteren Stadien; sie greift aber nicht auf den Vordersaum über, wie dies typisch bei *subcarintiacus* zu beobachten ist (vgl. Taf. 1, Fig. 9).

Helioproetus subcarintiacus
(RUD. RICHTER, 1913)

(Taf. 1, Fig. 2,8–9)

V*1913 *„Proetus"* (subg. ?) *subcarintiacus*, RUD. RICHTER, 406, Taf. 23, Fig. 15.
1919 *Typhloproetus schindewolfi*, RUD. & E. RICHTER, 111, Fig. 6.
1919 *Proetus (Helioproetus) subcarintiacus*, RUD. & E. RICHTER, 120.
1926 *Typhloproetus subcarintiacus*, RUD. & E. RICHTER, 68, Taf. 5, Fig. 54–58.
1966 *Typhloproetus (Typhloproetus) subcarintiacus*, CHLUPÁČ, 75.
1988 *Helioproetus subcarintiacus*, YUAN, 17.

Neues Material: 1 Cephalon (GEOLBA 1989–3–9), 2 Pygidien (GEOLBA 1989–3–10,11).

Bemerkungen: Die Wangenecken des Cephalons laufen in kurze Dornen aus und sind nicht – wie in den Rekonstruktionen von RUD. & E. RICHTER, 1926 (Taf. 5, Fig. 54 a) und von G. & R. HAHN, 1975 (Taf. 3, Fig. 14 a) angedeutet – in lange individuelle Wangenstacheln ausgezogen (vgl. auch YUAN, 1988, Abb. 45J). Die Randsäume des Cephalons und des Pygidiums sind im Unterschied zu *carintiacus* von einer feinen Randleiste eingefaßt.

Helioproetus cf. *ebersdorfensis*
(RUD. RICHTER, 1913)

(Taf. 1, Fig. 6)

Material: 1 Pygidium (GEOLBA 1989–3–12).
Das Pygidium entspricht weitgehend der Artbeschreibung des Typus, besonders hinsichtlich der Gesamtgestalt und der Wölbungsverhältnisse. Die die Rhachis fortsetzende Spindelrippe scheint hier jedoch länger und reliefstärker zu sein. Der schmale Randsaum ist ebenfalls stärker gewulstet und am Hinterrand etwas aufgeworfen. Im Gegensatz zum Typus liegt eine weitere Flankenrippe vor. Die unzureichende Erhaltung des vorliegenden Stückes erlaubt nicht zu entscheiden, ob es sich hierbei etwa um ein nicht abgetrenntes Thoraxsegment handelt. Eine Zugehörigkeit des Pygidiums zu dem am Großen Pal vorkommenden *H. gortanii* ist nach direktem Vergleich mit dem Originalmaterial von *gortanii* auszuschließen: im Gegensatz zu den vorliegenden Verhältnissen setzen dort die Nahtfurchen erst in beträchtlicher Entfernung von den Dorsalfurchen ein.

Gattung: *Haasia* YUAN, 1988
Typus-Art: *Cyrtosymbole wildungensis* RUD. RICHTER, 1913

Haasia cf. *antedistans* RUD. & E. RICHTER, 1926

(Taf. 4, Fig. 5–6)

Material: 2 Cranidien (GEOLBA 1989–3–13,14), 1 Pygidium-Fragment (GEOLBA 1989–3–15).

Bemerkungen: Das spärliche und unvollständig erhaltene Material erlaubt keine gesicherte Artzuweisung; wesentliche Merkmale entsprechen jedoch der Diagnose von *H. antedistans*. Besonders die Cranidien stimmen im Umriß der Glabella, der Ausbildung eines schmalen Praefrontalraumes und des gepolsterten Randsaumes mit *antedistans* überein. Die typische, die gesamte Schale des Cranidiums bedeckende, wabenförmige Leistchenskulptur ist ebenfalls deutlich ausgebildet. Unterschiedlich ist die im Vergleich zum Typus breitere Glabellenbasis.

Das fragmentarische Pygidium läßt einen abgesetzten, relativ breiten, gepolsterten Randsaum erkennen.

4.3.2. Unterfamilie Archaegoninae G. HAHN & BRAUCKMANN, 1984

Gattung: *Typhloproetus* RUD. RICHTER, 1913
Untergattung: *Typhloproetus (Silesiops)* CHLUPÁČ, 1966
Typus-Art: *Typhloproetus schindewolfi* RUD. & E. RICHTER, 1919 (pars), emend. RUD. & E. RICHTER, 1926

Bis vor kurzem wurde die Gattung *Typhloproetus* den Cyrtosymbolinae zugerechnet (CHLUPÁČ, 1966; G. & R. HAHN, 1975). Der von G. HAHN & WUNN-PETRY, 1983 zur selbständigen Gattung aufgewertete *Silesiops* wurde jedoch anschließend den Archegoninae einbezogen (G. HAHN & BRAUCKMANN, 1984, 1988, 1989). Das im folgenden vorgestellte neue Material gibt Anlaß, die systematische Zuordnung von *Typhloproetus* und *Silesiops* neu zu überdenken.

Die neue Art *korni* ist mit der Typusart von *Silesiops*, *schindewolfi*, eng verwandt. Das zugehörige bisher unbekannte Pygidium weicht hinsichtlich Relief und Pleurenbau so stark von demjenigen der *ebersdorfensis-subcarintiacus*-Gruppe ab, daß diese aus *Typhloproetus* entfernt werden und für sie der bereits 1919 von R. & E. RICHTER vorgeschlagene Gattungsname *„Helioproetus"* wieder eingeführt werden muß (vgl. YUAN, 1988). Andererseits kommt das Pygidium von *korni* demjenigen der Typusart der Nominatuntergattung *T. (Typhloproetus) microdiscus* nahe. Da sich die Köpfe von *Typhloproetus* und *Silesiops* nur unwesentlich durch die Präsenz oder Abwesenheit der ohnehin reduzierten Sehfläche und Palpebralausbuchtung unterscheiden, sehe ich im Gegensatz zu G. HAHN & WUNN-PETRY, 1983 keinen Anlaß, *Silesiops* von *Typhloproetus* gattungsmäßig abzutrennen.

Nach Ausscheiden der *Helioproetus*-Gruppe, die vermutlich ein Seitenzweig der Cyrtosymbolinae darstellt, weist *Typhloproetus* s. str. nur wenige, für die Cyrtosymbolinae oder Archegoninae typische Merkmale auf. Allein die ausgelängte vorn sich verschmälernde Glabella findet sich bei manchen Archegoninae. Demgegenüber sind die Anlage der breiten Festwangen, der Nahtverlauf im Cephalon mit dem auffallenden Versatz der Hintersaumfurche an einer Nahtbrücke, die Segmentarmut und das Fehlen eines ausgeprägten Rippenmusters im Pygidium untypisch und könnten Beziehungen zu den Drevermanniinae anzeigen. Die Zugehörigkeit zu den Archegoninae muß somit nach Auffinden bislang unbekannter Panzerteile wie Thoraxsegmente, Hypostom und Rostrum überprüft werden.

Typhloproetus (Silesiops) korni n.sp.

(Taf. 1, Fig. 12–18)

Derivatio nominis: nach meinem Kollegen Dieter KORN aus Sundern, der das Material gesammelt hat.

Holotypus: Cephalon, GEOLBA 1989–3–16, Taf. 1, Fig. 12 a,b.

Paratypoide: 3 Cephala (GEOLBA 1989–3–17–19), 4 Cranidien (GEOLBA 1989–3–20–23) und 5 Pygidien (GEOLBA 1989–3– 24–28).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellgrauer dichter Kalk, Bank 9.

Alter: höchstes Famennium, Obere *paradoxa*-Zone.

Diagnose: Eine Art von *T. (Silesiops)* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit eingesenkter Saumfurche, breitem gepolstertem und dicht mit Randleisten besetztem Randsaum, gleichbleibend tiefen Dorsalfurchen, in sich gewölbter, im vorderen Drittel seitlich schwach eingezogener Glabella. Pygidium von eng parabolischem Umriß mit kurzer, abgeflachter Spindel, hinten ausseichtenden Dorsalfurchen, reliefschwachen, gleichmäßig gewölbten Flanken ohne Randsaum, scharfem Außenrand. Skulptur: gesamte Schale mit feinen Knötchen besetzt.

Beschreibung: Das Cephalon ist hochbogig umrissen und von einem breiten, etwas gepolsterten, horizontal liegenden Außensaum umgeben, der dicht mit zahlreichen durchlaufenden Stufenleisten bis zur Saumfurche hin besetzt ist. Das innere Cephalon wird vom Saum durch eine breite rinnenartig eingesenkte Saumfurche abgesetzt, aus der es knickartig steil ringsherum ansteigt. Die Glabella ist in der Vorderansicht nur wenig gewölbt und kaum aus der Gesamtwölbung heraustretend. Die Festwangen fallen weniger steil als die Freiwangen nach außen ab, sodaß an der Naht ein Gefälleknick entsteht, unter dem die Sehfläche als etwas geschwollenes Polster wenig hervortritt. In der Seitenansicht tritt die Glabella gegenüber den Festwangen hervor und wird ihrerseits ein wenig vom gepolsterten Occipitallobus überragt. In der Aufsicht ist die Glabella bedeutend länger als breit, ist gut durch schmale gleichbleibend tiefe Dorsalfurchen abgesetzt und ist vor ihrer Mitte – bei adulten Formen deutlich, bei jugendlichen schwächer – seitlich etwas eingezogen. Der Frontallobus ist langgestreckt und dringt mit eng parabolisch umgrenzter Stirn bis an den Vordersaum vor, den er vor der Stirn etwas nach vorn versetzt. Die drei Paar Glabellarfurchen sind sehr seicht, die hintere adaxial ein wenig nach hinten gebogen und weit vor der Occipitalfurche auskeilend. Die Occipitalfurche, ebenso tief und schmal wie die Dorsalfurchen, biegt im Zentrum gleichmäßig nach vorn vor. Der Occipitalring, ein wenig gepolstert, ist bei adulten Exemplaren im Zentrum fast doppelt so breit (sag.) wie an den Seiten. Die Gesichtsnaht, insgesamt nach außen konkav ver-

laufend, buchtet am tiefsten gegenüber P2–P3 ein. Dieser Umbiegungspunkt der Naht kann bei jugendlichen Exemplaren etwas weiter vorn liegen (knapp vor P3 (tr.)). Von dort läuft der Vorderast sagittalparallel oder kaum merklich divergent nach vorn und biegt von der Saumfurche an in stumpfem Bogen bis zum Vorderrand ein. Der Hinterast verläuft bis zur Hintersaumfurche geradlinig, divergiert geringfügig von der Dorsalfurche und überquert die Hintersaumfurche über einem Brückchen. Der Hintersaum verbreitert sich von innen nach außen. Die Festwangen sind an der Vordersaumfurche schmaler als an der Hintersaumfurche (tr.). Der Punkt tiefster Einbuchtung der Naht liegt knapp innerhalb der Längsprojektion von γ (exsag.). Nur bei jugendlichen Exemplaren ist durch Nahtstreckung an dieser Stelle eine Kante als Relikt eines Palpebrallobus angedeutet. Die angrenzende Festwange trägt hier eine undeutliche Palpebralschwiele. Die schmalen Freiwangen laufen an den Wangenecken in sehr lange, kräftige, etwas dorsoventral abgeplattete Wangenstacheln aus. Die etwas geschwollene, sichelförmige Sehfläche mit ca. 30 unregelmäßig umgrenzten Linsen liegt ohne Plattform, Sockel oder Augenfurche direkt dem ungepolsterten Wangenfeld auf. Der Punkt der größten Einbiegung der Naht fällt etwa mit dem Vorderende der Sehfläche zusammen. Glabella, Occipitalring und Festwangen sind mit homogener Knötchenskulptur dicht besetzt. Das Freiwangenfeld des jugendlichen Exemplares ist glatt.

Das Pygidium, etwas länger als seine halbe Breite, ist eng parabolisch umrissen und mit gleichmäßig gewölbten Flanken ohne abgesetzten Randsaum versehen. Die im Querschnitt hochbogige Spindel ist schmaler als eine Flanke und erreicht nicht ganz zwei Drittel der Gesamtlänge des Pygidiums. Die Dorsalfurchen biegen nach innen ein, keilen jedoch noch vor Erreichen des Spindelendes aus. Dieses läuft hochbogig zu und geht ohne Absatz in eine undeutliche Spindelschwiele über. Die Spindel trägt 7 + 1 flache, undeutlich abgegrenzte Ringe ohne mittlere Anschwellungen. Von den seichten und schwach nach vorn gebogenen Ringfurchen erreichen nur die vorderen vier die Dorsalfurchen, während die hinteren auf die Spindelmitte beschränkt bleiben. Der erste Spindelring, etwas schmaler als die übrigen, ist schwach gepolstert. Die regelmäßig zum Rand abfallenden Pleuralfelder sind äußerst reliefschwach: nur drei Rippenpaare sind zu erkennen, deren Schrägfurchen etwas deutlicher eingeprägt sind als die Nahtfurchen. Nur die Schrägfurche des ersten Segmentes ist scharf und stärker eingetieft. Die Rippen enden auf den Flankenmitten und lassen einen sehr breiten, auch bei streifendem Licht nur sehr schwach gepolsterten Rand„saum", der am Außenrand scharf endet. Spindelringe und innere Flankenteile tragen eine feine, dichte Knötchenskulptur.

Bemerkungen: Der Holotypus zeigt im Vergleich zu größeren Exemplaren eine relativ schlankere und im Vorderteil weniger stark herausragende Glabella. Diese Züge, wie auch die Polsterung der Sehfläche, dürften als jugendliche Merkmale zu werten sein.

Vergleich: Die neue Art kommt der Typus-Art *schindewolfi* besonders im Verlauf der Gesichtsnaht und der Präsenz eines Augenreliktes nahe. Unterschiedlich ist die Ausbildung des gepolsterten Randsaumes und der eingetieften Saumfurche. Die Glabella der neuen Art ist deutlich reliefstärker und zeigt eine seitliche Einschnürung, die bei *schindewolfi* nicht wahrzunehmen ist. Da von der Typus-Art nur das Cephalon bekannt ist, ist die Zuordnung der zusammenhanglosen Pygidien problematisch. Da sie aber mit den Köpfen vergesellschaftet auftreten, ist ihre Zusammengehörigkeit wahrscheinlich. Sie lassen sich am ehesten mit den Pygidien von *Cyrtosymbole (Waribole) eulenspiegelia* RUD. & E. RICHTER 1926 vergleichen, von denen wiederum die Köpfe unbekannt sind. Auf Grund der Ähnlichkeit in Form und Umriß sowie des Fehlens eines Randsaumes wie bei *korni*, teile ich die Ansicht von YUAN (1988), der *eulenspiegelia* der Gattung *Typhloproetus* zuordnet.

Typhloproetus (Silesiops) sp.

(Taf. 1, Fig. 11)

Material: 1 juveniles Cranidium (GEOLBA 1989–3–29).

Bemerkungen: Die Form der hochkonischen Glabella, die die Randsaumfurche erreicht, sowie die Ausbildung eines gut abgesetzten, gepolsterten und mit Stufenleisten besetzten Randsaumes entspricht den Verhältnissen bei *Typhloproetus* und speziell denjenigen bei *korni*. Die Ausbildung kleiner Palpebralloben ist zwar für *T. (Silesiops)* kennzeichnend, trifft jedoch nicht auf *korni* zu. Andererseits ist aber das vorliegende Cranidium ein Jugendstadium; das Vorhandensein von Palpebralloben könnte somit ein rekapitulatives Merkmal darstellen, das im Laufe der späteren holaspiden Ontogenese reduziert wird.

Gattung: ***Archegonus*** BURMEISTER, 1843
Untergattung: ***Archegonus (Phillibole)*** RUD. & E. RICHTER, 1937
Typus-Art: ***Phillibole aprathensis*** RUD. & E. RICHTER, 1937

Archegonus (Phillibole?) planus n.sp.

(Taf. 4, Fig. 12–14,20)

Derivatio nominis: planus = eben, wegen der flachen Glabella.

Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989–3–94, Taf. 4, Fig. 13a–c.

Paratypoide: 2 Freiwangen (GEOLBA 1989–3–95,96),
1 Pygidium (GEOLBA 1989–3–97).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellbeige-grauer dichter Kalk, Bank 1.

Alter: *duplicata*-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.

Diagnose: Eine Art von *A. (Phillibole)* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit schlanker, reliefschwacher, abgeflachter Glabella; breitem, kaum aufgerichtetem, nur gering gebogenem Vordersaum; unsymmetrischen, kleinen Palpebralloben; kleiner, flachliegender Sehfläche; ohne Wangenstachel. Pygidium breit mit schlanker, geradlinig begrenzter Spin-

del und abgeflachten, nur vorn hervortretenden Flankenrippen.

Beschreibung: Cranidium. Die insgesamt schlanke Glabella verschmälert sich birnenförmig nach vorn zu einem etwas ausgelängten, engparabolisch umgrenzten Stirnlobus. Sie ist um ein Fünftel länger (sag.) als breit, erreicht ihre größte Breite an ihrem Hinterrand und ist knapp vor ihrer Mitte seitlich deutlich eingezogen. In der Seiten- und Frontalansicht ist sie auffallend reliefschwach, dorso-ventral abgeplattet und die Festwangen kaum überragend. Vier dünne, geradlinig gestreckte, zueinander parallel liegende und mit 45° nach hinten geneigte Glabellarfurchen sind kaum eingetieft; die dazwischen liegenden Seitenloben sind ungepolstert. Die Dorsalfurchen sind durchgehend deutlich und gleichmäßig eingetieft. Die Glabellenstirn erreicht soeben die breite und seicht eingemuldete Vordersaumfurche. Der Vordersaum ist breit, in sich quergewölbt (sag.), nur wenig aufgerichtet und auffallend gering gebogen (tr.). Die vorderen Festwangen sind regelmäßig gewölbt aber nicht gepolstert. Die kleinen Augendeckel liegen horizontal, sind kaum quergewölbt und unsymmetrisch nach vorn ausgelängt. Die Occipitalfurche, tiefer eingesenkt als die Dorsalfurchen, schwingt in der Mitte nur geringfügig nach vorn. Der Occipitallobus, nur unvollständig erhalten, verschmälert sich zu den Seiten und weist weder Nackenläppchen noch Nackenfurchen auf. Die Gesichtsnaht, in relativ großem Abstand von der Dorsalfurche, ist bei γ und ε äquidistant. Der Abschnitt γ–δ ist bei weitem länger und schwächer gebogen als δ–ε. Der Suturabschnitt ε-ζ verläuft geradlinig und parallel zur Dorsalfurche bis auf die Höhe der Occipitalfurche, um dann knicklos nach außen zu biegen. Das hintere Festwangeneck ist kurz und deutlich schmäler (exsag.) als der Hintersaum. Die dicke Schale ist ohne gröbere Skulptur und läßt erst bei 25-facher Vergrößerung feinste nur im Streiflicht zu erkennende schuppenartige Knötchen erkennen.

Die Freiwange ist ohne Wangenstachel und weist statt dessen ein stumpfwinklig abgestutztes Wangeneck auf. Das gleichmäßig und allseitig gewölbte Wangenfeld geht randlich in eine breit eingemuldete, flache Randsaumfurche über, an die sich ein gewulsteter, mit mehreren durchlaufenden Stufenleisten besetzter Randsaum anschließt. Die Augengegend ist nur schwach gepolstert und nicht vom Wangenfeld abgesetzt. Bei der kleineren Freiwange (Taf. 4, Fig. 14) ist eine flache, halbmondförmige Sehfläche mit ca. 60 Linsen ausgebildet. Bei der größeren dagegen (Fig. 20) ist diese zu einem kleinen, von einer seichten Furche umgebenen, Feldchen ohne Linsen reduziert. Die Schale ist glatt, weist aber zahlreiche grübchenartige Einstiche auf.

Das breite Pygidium hat einen weit parabolischen Umriß und eine lange Spindel, die vorn nicht ganz eine Flankenbreite erreicht. Die Spindel ist geradlinig begrenzt, läuft nach hinten spitzbogig zu und trägt 10+1 Spindelringe. Das Spindelende wird durch eine kurze Spindelleiste verlängert. Die Flanken tragen 8 Rippen, von denen nur die vorderen 3 deutlich hervortreten, während die hinteren nur durch die verlängerten Rippenvorderäste in Erscheinung treten. In der ersten Rippe ist der Vorderast etwas schmaler und höher als der Hinterast, in den folgenden Rippen sind beide Äste gleich breit und hoch, oben abgeflacht. Die Vorderäste, etwas länger als die Hinteräste, klingen jedoch weit vor Erreichen des Außenrandes aus. Die Außenränder, ohne abgesetzten Randsaum, biegen gleichmäßig nach unten ab, bilden aber mit dem nach unten konvexen Umschlag eine scharfe Kante. Der Außenrandabfall ist mit wenigen rissigen, nicht durchlaufenden Stufenleistchen versehen. Die dicke Schale ist mit feinsten, schuppenartigen Knötchen dicht besetzt.

Vergleich: Die neue Art kann auf Grund ihrer relativ breiten Festwangen und Palpebralloben, der auffallend flachen Glabella sowie dem abgerundeten Wangeneck nur mit Vorbehalt zu *A. (Phillibole)* gerechnet werden. Unter den gleichaltrigen Archegoninae ohne Wangenstacheln kommt *C. (Cyrtoproetus) blax* in der Gestaltung der Freiwange und der Sehfläche, des Augendeckels und im Nahtverlauf der neuen Art nahe. *C. (Cyrtoproetus) blax* hat aber, neben den für *Cyrtoproetus* typischen Occipitalzweigfurchen, eine deutlich plumpere und stärker aufgewölbte Glabella mit kräftig eingetieften Seitenfurchen. Auch die Spindel ist plumper und breiter als bei der neuen Art.

Gattung: *Semiproetus* Reed, 1943
Untergattung: *Semiproetus (Macrobole)* Rud. & E. Richter, 1951

Typus-Art: *Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis* Rud. & E. Richter, 1951.

Typus-Art: In der in ihrer Dissertation vorgelegten und im Druck befindlichen Revision einiger Archegoninae führte A. Archinal die zeitweise in Synonymie mit *Archegonus (Phillibole)* gestellte Untergattung *Macrobole* wieder ein und ordnete sie dem zur Gattung aufgewerteten *Semiproetus* zu. Gleichzeitig wurde *blax* aus dem *Macrobole*-Kreis entfernt und *Cyrtoproetus* eingegliedert. Die von Archinal neu eingeführten Kombinationen werden hier übernommen.

Semiproetus (Macrobole) funirepa (Feist, 1988)

V.*1988 *Carbonocoryphe (Winterbergia?) funirepa* Feist in Flajs & Feist, 79, Taf. 11, Fig. 7–12.

Bemerkungen: Die taxonomische Zuordnung der Art *funirepa* stieß infolge unzureichenden Materials auf Schwierigkeiten (vgl. Diskussion, Flajs & Feist, 1988, S. 80). In Unkenntnis des Verlaufs der hinteren Gesichtsnaht wurde sie zunächst im Hinblick auf den eigenartigen Pleuralbau im Pygidium zu *Carbonocoryphe* gestellt. An der Typuslokalität neu entdeckte Cranidien weisen jedoch einen für *Carbonocoryphe* untypisch langen, dorsalfurchenparallelen Hinterastabschnitt auf. Demzufolge wird *funirepa* hiermit *S. (Macrobole)* zugeordnet.

Revidierte Diagnose: Art der Untergattung *S. (Macrobole)* mit folgenden Besonderheiten: Cranidium mit langer, vorn hochbogig ausgezogener Glabella, gepolsterten Seitenloben, kurzen, relativ weit ausladenden Palpebralloben und kurzen Nahtvorderästen, die erst weit vorn kräftig divergieren. Freiwange mit großem Auge und langem Wangenstachel. Pygidium von

parabolischem Umriß, mit hoher, langer, in Postrhachisschwiele auslaufender Spindel mit 10+1 Ringen. Gewölbte Innenflanken, die durch eine deutliche Umschlagsdepression gegenüber dem schleppenartig flach liegenden Randbereich abgesetzt sind. 8–9 Rippen, deren insgesamt gleichbreit bleibende Vorderäste adachsial breiter, distal höher und viel länger als die Hinteräste sind und in der Umschlagsdepression hakenartig nach hinten knicken, um auf dem Rand in lange Randleisten auszulaufen. Hinteräste distal verbreitert, nur bis zur Umschlagsdepression reichend. Grobe Knötchenskulptur.

Die Art *funirepa* ist in der Montagne Noire mit *B. abruptirhachis* vergesellschaftet. Auf der Grünen Schneid wurden gemeinsam mit *abruptirhachis* (in den Bänken 6B und C) ein fragmentarisches Cranidium (GEOLBA 1989–3–38), eine Freiwange (GEOLBA 1989–3–37) und ein Pygidiumfragment (GEOLBA 1989–3–36) gefunden, die Eigenschaften von *funirepa* aufweisen und zu dieser Art gehören könnten. Diese Stücke werden vorläufig mit „cf. *funirepa*" gekennzeichnet (Taf. 2, Fig. 7–9). Das Pygidium zeigt ähnlich dem südfranzösischen Typus eine hohe und auffallend lange, plumpe Rhachis, die nahe an den Hinterrand heranreicht. Auch das Segmentmuster und die Skulpturelemente entsprechen sich. Das Pygidium von der Grünen Schneid weist im Unterschied zu *funirepa* einen viel schmaleren Randsaumbereich auf; die Flanken fallen steil bis zum Außenrand ab, der von den distal kräftig nach hinten gebogenen Rippenvorderästen fast erreicht wird. Das fragmentarische Cranidium läßt eine im Gegensatz zu *funirepa* höhere und vorn breitere Glabella erkennen, die seitlich nicht eingechnürt ist. Die Glabellarfurchen sind ähnlich tief eingeschnitten und die Seitenloben gepolstert. Der Verlauf der Gesichtsnaht, das große, abgeflachte Auge ohne Plattform sowie die dichte Knötchenskulptur stimmen gut mit *funirepa* überein.

In den Bänken 6D bis 4 tritt dann sehr häufig eine weitere, mit *funirepa* eng verwandte Form auf, die als geographische Variante, die neue Unterart *funirepa alpinus*, angesehen wird.

Semiproetus (Macrobole) funirepa alpinus n.ssp.

(Taf. 3, Fig. 1–9,14–7)

Derivatio nominis: *alpinus*: in den Alpen vorkommend.

Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989–3–51 Taf. 3, Fig. 2a–c.

Paratypoide: 1 Cephalon (juvenil) (GEOLBA 1989–3–49), 15 Cranidien (GEOLBA 1989–3–50, 52–64), 5 Freiwangen (GEOLBA 1989–3–65–69), 14 Pygidien (GEOLBA 1989–3– 70–83).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: grau-beige dichter Kalk, Bank 5B

Alter: Untere *Gattendorfia*-Stufe (cul), *sulcata*- und *duplicata*-Zonen.

Differentialdiagnose: Eine Unterart von *S. (M.) funirepa* mit folgenden Besonderheiten: Glabella im vorderen Drittel seitlich nicht eingezogen, Stirnlobus anterolateral etwas gestutzt; Palpebralloben sichelförmig, vorn etwas länger ausgezogen und seitlich weniger stark hervorragend. Rhachis spitzkonisch, abgesetzter Randbereich etwas abgebogen. Knötchenskulptur insgesamt feiner und gleichmäßig.

Beschreibung: Das Pygidium ist parabolisch umgrenzt und weist eine hohe, vorn eine Flankenbreite erreichende Spindel auf, die von geradlinig konvergierenden Dorsalfurchen gut gegenüber den Flanken abgesetzt ist. Die Dorsalfurchen verlängern sich über das Spindelende hinaus und definieren eine dreieckige Postrhachisschwelle, in die das Spindelende übergeht. Die Rhachis trägt 9+1, bei spätadulten Exemplaren 10+1 gerade Spindelringe. Die Flanken fallen allseits nach außen ab und sind innen bis zur Umschlagsdepression in sich stärker gewölbt. Die seitlichen Randbereiche sind nur schwach quergewölbt, die hinteren Randbereiche eben. An den Außenrändern fällt die Schale nach unten ab. Meist sind 8, bei größeren Exemplaren 9 Rippen ausgebildet, deren Vorderäste adachsial breiter als die Hinteräste beginnen und diese insgesamt an Höhe und Länge übertreffen. Die Hinteräste verbreitern sich etwas nach außen, reichen aber nicht weiter als bis zur Umschlagsdepression. Diese wird dagegen von den Vorderästen unvermindert überquert. Während die Rippen von vorn nach hinten immer stärker rückgeneigt sind und sich letztlich sagittal-parallel stellen, sind sie in sich nur wenig gebogen. Dagegen biegen die durchlaufenden Vorderäste in der Umschlagsdepression knickartig nach hinten um und verlaufen bis in Randnähe. Die vorderen gehen dort in lang anhaltende bandartige Randleisten über, die die hinteren Rippenenden einfassen. Die Gesamtschale ist mit kleinen Knötchen gleicher Größe dicht besetzt.

Bemerkungen: Innerhalb der Populationen sind einzelne Merkmale größeren Variationen unterworfen. Diese betreffen insbesondere die Länge der Glabella und der Spindel im Verhältnis zur Gesamtlänge sowie die Größe und Wölbung der Sehfläche auf der Freiwange. Auch das Rippenmuster im Pygidium zeigt zuweilen eine beginnende Verlängerung der vorderen Rippenhinteräste, die die Umschlagsdepression überqueren und bei gleichzeitiger Verminderung der Skulpturelemente sowie der Randleisten Tendenzen aufzeigen, wie sie typisch bei dem etwas jüngeren *drewerensis* ausgebildet sind. So könnte z. B. das auf Taf. 3, Fig. 7 abgebildete Pygidium eine Übergangsform zwischen *funirepa alpinus* und *drewerensis drewerensis* darstellen. Solche Übergangsformen scheinen innerhalb der *Macrobole*-Gruppe besonders häufig aufzutreten und dürften die explosionsartige Speziationsphase im Anschluß an die Hangenberg-Krise widerspiegeln. Bereits SELWOOD (1960) zweifelte aus diesem Grunde eine Differenzierbarkeit zwischen *drewerensis* und *longisuta* an. M. E. ist aber kaum anzunehmen, daß sich alle Merkmale gleichzeitig und mit gleicher Geschwindigkeit abändern, sodaß scharf gefaßte Diagnosen anhand horizontiert entnommener größerer Populationen zu taxonomischer Differenzierung führen müßten. Voraussetzung ist hierbei jedoch, daß gleiche Altersstadien verglichen werden.

Vergleich: Gleichaltrige Vertreter von *Macrobole*, die einen vergleichbar hochbogigen Umriß im Pygidium, hohe und lange Spindel mit graden Spindelringen und einen mit Leisten besetzten Randsaum aufweisen, sind die in Drewer vorkommenden Taxa *hercules* und *ogivalis*, von denen bisher nur Pygidien bekannt sind. Entscheidende Unterschiede liegen in den Wöl-

bungsverhältnissen und im Segmentbau. Beide Arten zeigen keine Umschlagsdepression. Bei *ogivalis* sind die Flanken fast eben ausgebreitet, während sie bei *hercules* im Gegenteil viel stärker und gleichmäßig nach unten abbiegen. Bei *ogivalis* sind beide Rippenäste von annähernd gleicher Länge, während bei *hercules*, im Gegensatz zu *funirepa*, beide Äste an der Dorsalfurche gleichbreit beginnen und dort infolge durchlaufender Interpleuralfurchen die Rippenkonfiguration unterdrücken. Die Arten *drewerensis* und *duodecimae* unterscheiden sich u. a. durch ihre plumpere, vorn breitere Glabella (*drewerensis longisuta* zeigt im Gegenteil eine noch spitzere Glabellenstirn) und gleichlange, stärker gebogene Rippenäste und eine viel kürzere Spindel.

Semiproetus (Macrobole) drewerensis (Rud. & E. Richter, 1951)

(Taf. 3, Fig. 18–19)

V* 1951 *Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis*, Rud. & E. Richter, 235, Taf. 1, Fig. 7–11; Taf. 5, Fig. 47; Abb. 1,3.
1960 *Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis*, Selwood, 180, Taf. 29, Fig. 14–16.
1965 *Archegonus (Phillibole) drewerensis*, G. Hahn, 250, Abb. 6, 11, 19.
1968 *Archegonus (Macrobole) drewerensis*, Gandl, 70, Taf. 5, Fig. 1–3.
1981 *Archegonus (Phillibole) drewerensis*, Brauckmann, 98, Abb. 1–3.
1984 *Archegonus (Phillibole) drewerensis*, G. Hahn in Luppold et al., 96, Taf. 3, Fig. 2,7,9.
non 1988 *Archegonus (Phillibole) drewerensis*, Feist in Schönlaub et al., 157, Taf. 2, Fig. 11–17 (= *funirepa alpinus*)

Neues Material: 2 fragmentarische Cranidien (GEOLBA 1989–3–84,85), 2 Pygidien (GEOLBA 1989–3–86,87).

Die Köpfe zeigen den für *drewerensis* typischen, gleichmäßig parabolisch gerundeten Stirnumriß der Glabella und den kleinen innerhalb der Längsprojektion von β liegenden Palpebrallobus. Auch die Pygidien stimmen weitgehend mit dem Typusmaterial überein. Der Außenrand ist vergleichsweise stärker abgerundet und trägt 2–3 undeutliche, nicht durchlaufende Stufenleisten, wie dies auch an einigen Exemplaren von Oberrödinghausen zu beobachten ist. Die Schale der Cranidien und Pygidien ist ohne Skulptur. Soweit an dem zahlenmäßig geringen und bruchstückhaften Material zu beurteilen, kommt es der typischen Unterart von *drewerensis* am nächsten.

Semiproetus (Macrobole) sp. aff. *drewerensis* (Rud. & E. Richter, 1951)

(Taf. 3, Fig. 10)

Material: 1 Pygidium (GEOLBA 1989–3–88).

Das isolierte Pygidium fällt unter den zahlreichen, vergesellschafteten Pygidien von *funirepa alpinus* durch seine Breite – sowohl der Flanken als auch der Rhachis –, die Reliefschwäche des Segmentmusters und das bis auf den mit Körnchen besetzten Hinterrand der zentralen Rhachisringe völlige Fehlen von Schalenskulptur auf. Wenn auch die Zugehörigkeit zum Artenkreis um drewerensis durch die bis in die hinteren Bereiche des Pygidiums ausgeprägte Segmentierung der Flanken außer Frage steht, ist eine Zuordnung des Stückes besonders infolge der ungewöhnlich breiten und kurzen Spindel schwierig. Vermutlich liegt eine neue Art vor; dies kann aber erst an Hand des noch fehlenden Kopfes entschieden werden.

Semiproetus (Macrobole) brevis n.sp.

(Taf. 4, Fig. 7–9)

Derivatio nominis: *brevis* = kurz, wegen der relativ kurzen Glabella und Spindel.

Holotypus: Pygidium, GEOLBA 1989–3–100, Taf. 4, Fig. 9.

Paratypoide: 1 Cranidium (–) (GEOLBA 1989–3–98), 1 Freiwange (–) GEOLBA 1989–3–99), 1 fragmentarisches Pygidium (GEOLBA 1989–3–101).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellgraue dichte Kalke, Bank 2.

Alter: *duplicata*-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.

Diagnose: Eine Art von *Semiproetus (Macrobole)* gekennzeichnet durch: Cephalon mit schlanker, vorn spitzbogig zulaufender Glabella, breitem Praeglabellarfeld, schmalem, abgesetztem Randsaum, langem Wangenstachel, großem Auge mit Plattformen und Augenfurche; Pygidium mit schlanker, hinten zugespitzter Spindel, breitem Postrhachisraum, flachen Rippen mit deutlichem Rippenmuster und nach unten abgebogenem Hinterrand. Skulptur: anastomisierende Leistchen.

Beschreibung: Cranidium: Das kleine, offenbar juvenile Cranidiumfragment besitzt eine schlanke, seitlich kaum eingezogene, vorn spitzbogig umgrenzte Glabella mit 4 Paar zwischen leicht gepolsterten Seitenloben eingesenkten Glabellarfurchen. Der Scheitel des Stirnlobus bleibt beträchtlich von der Außensaumfurche entfernt. Das Praeglabellarfeld erreicht fast die Breite des Occipitallobus (sag.). Der Vordersaum ist schmal, in sich kaum gepolstert (sag.) und etwas entlang der Saumfurche aufgestellt. Der Occipitallobus, vorn geradlinig begrenzt, verschmälert sich nur geringfügig zu den Seiten. Die Festwangen scheinen im Bereich vor und hinter dem Palpebrallobus ziemlich breit zu sein.

Die Freiwange hat einen mit Stufenleisten besetzten, aufgerichteten Randsaum, der in einen langen Wangenstachel ausläuft. Das Auge ist halbkreisförmig umrissen und kurz, sodaß ein gerader Suturhinterast von ε bis ζ ausgebildet ist.

Das Auge wird vorn und hinten von je einer skulpturfreien Plattform begleitet. Auge und Plattformen werden von einer schmalen, deutlich eingetieften und regelmäßig nach außen konvex gebogenen Augenfurche eingefaßt.

Das Pygidium ist von weit parabolischem Umriß und hat keinen abgesetzten Randsaum. Die Länge übertrifft geringfügig die halbe Breite. Die Spindel ist hoch, schlank und läuft, zwischen geraden Dorsalfurchen sich nach hinten zuspitzend, in eine unbestimmte Rhachisleiste aus. Die Spindellänge überragt kaum 2/3 der Gesamtlänge des Pygidiums. In der Seitenansicht fällt die Spindel regelmäßig von vorn nach hinten ab und geht ohne Knick in den Postrhachisraum über. Die Rhachis trägt 8+1 ebene Spindelringe (das größere Exemplar hat 9+1 Ringe), die von deutlichen, bis zur Dorsalfurche durchlaufenden Furchen

getrennt werden. Die Ringfurchen sind in der Achse nach hinten geschwungen. Auf den Flanken sind 8+1 flache Rippen ausgebildet, deren Vorderäste ebenso breit aber länger als die Hinteräste sind, jedoch den Außenrand nicht erreichen. Die Seiten- und Hinterränder sind etwas geschwollen und biegen nach unten ab. Die gesamte Schale ist dicht mit feinen anastomisierenden Leistchen besetzt.

Vergleich: Das markante Rippenmuster im Pygidium entspricht zwar demjenigen der *drewerensis*-Gruppe, die Ausbildung eines breiten Praeglabellarfeldes und Postrhachisraumes ist aber ungewöhnlich. Nun ist das vorliegende Cranidiumfragment offensichtlich juvenil; die Praefrontalfeldbreite dürfte sich bei Adultformen verringern, jedenfalls aber nicht so stark wie bei den Vertretern der drewerensis-Gruppe. Ein Praeglabellarfeld ist dagegen bei *S. (Semiproetus) twistonensis* REED aus dem höheren Tournaisium von Lancashire ausgebildet. Auf der zugehörigen Freiwange sind ebenfalls die breiten Augenplattformen in typischer Weise von einer schwach gebogenen Augenfurche eingefaßt (vgl. G. HAHN, 1965: Fig. 18; OSMÓLSKA, 1970: Taf. 2, Fig. 4–9). Dieses Merkmal tritt jedoch bei cf. *twistonensis* aus dem Frankenwald nicht auf (GANDL, 1968: Taf. 5, Fig. 14). Im Gegensatz zu *twistonensis* hat *brevis* eine stärker konische Glabella und eine viel kürzere Rhachis. Es fehlt zudem der abgesetzte Randsaum.

Gattung: *Phillipoloides* GANDL in G. & H. HAHN, 1969
Typus-Art: *Phillipsia glassi* LEYH, 1897

Phillipoloides macromma n.sp.

(Taf. 4, Fig. 15–17, ?18)

Derivatio nominis: *macros* (gr.) = groß, *omma* (gr.)= Auge; großäugig.

Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989–3–102, Taf. 4, Fig. 16.

Paratypoide: 1 juveniles Cranidium (GEOLBA 1989–3–103), 2 Freiwangen (GEOLBA 1989–3–104, 105); von fraglicher Zugehörigkeit: 1 Pygidium (GEOLBA 1989–3–106).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellgraue mikritische Kalke, Bank 3.

Alter: *duplicata*-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.

Diagnose: Eine Art von *Phillipoloides* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit subzylindrischer, kaum eingeschnürter Glabella, aufgerichtetem Randsaum, mäßig weit ausladenden, sehr langen Palpebralloben, schwachen Occipitalseitenloben, sehr großem Auge mit einfassender Wangenkante, abgerundetem Wangeneck. Fraglich zugehöriges Pygidium kurz und allseitig kräftig gewölbt mit breitem strukturlosem Randbereich.

Beschreibung: Das Cranidium wird geprägt durch eine subzylindrisch breite, im vorderen Drittel kaum merklich eingezogene, insgesamt nur wenig sich nach vorn verjüngende Glabella. Sie ist flach quergewölbt, überragt nur geringfügig die horizontalliegenden Palpebralloben, liegt in der hinteren Hälfte horizontal und etwas tiefer als der Occipitallobus und fällt nach vorn allmählich bis zur Vordersaumfurche ab. Vier Paar mäßig tief eingeprägte, schmale Glabellarfurchen, von denen die erste einen kurzen Zweigfortsatz aufweist, liegen zwischen ungepolsterten Seitenloben; nur L1 ist etwas geschwollen. Der Frontallobus ist hochbogig umrissen. Der kräftig gebogene Vordersaum ist mit etwa 45° aufgebogen, in sich ungepolstert und nach außen breit abgerundet. Die Occipitalfurche, tiefer und kräftiger als die Dorsalfurchen, schwingt in der Mitte kaum merklich nach vorn, während der kräftige Occipitallobus sich zu den Seiten hin verbreitert. Der zentrale Teil, mit eigener Polsterung, trägt vor seiner Mitte ein kräftiges Nackenknötchen. Der Vorderrand des Occipitalringes ist seitlich gekerbt; von hier aus umlaufen feine Occipitalseitenfurchen nur sehr schwach hervortretende Occipitalseitenloben. Die vordere Festwange ist ausgesprochen schmal (tr.), das entsprechende Festwangenfeld klein, dreieckig, in der Mitte dachförmig durch die von der Freiwange kommende und bis zur Glabellenstirn schwach zu verfolgende Wangenkante geknickt. Die in sich ungepolsterten Palpebralloben sind auffallend lang, laden aber seitlich nur mäßig weit aus. Die hinteren Festwangen beschränken sich auf winzige dreieckige Feldchen, die nur bis zur Mitte des wulstigen Hintersaumspornes vorreichen. Die Vorderäste der Gesichtsnaht sind kurz und laden mäßig weit aus: die Längsprojektion von β bleibt innerhalb derjenigen von δ. γ, noch vor den Glabellarfurchen liegend, ist nahe an die Dorsalfurche herangerückt. Noch näher zur Dorsalfurche liegt ζ, knapp vor der Einmündung der Occipitalfurche. Der zwischen ε und ζ auf kurze Distanz geradlinig verlaufende Hinterast der Gesichtsnaht entfernt sich nach hinten ein wenig von der Dorsalfurche. Die Schale ist bei 25-facher Vergrößerung aufgerauht; diejenige des juvenilen Cranidiums ist glatt.

Freiwange: Das Wangeneck ist stumpfwinklig ohne Wangenstachel. Auffällig ist das riesige Auge, das mehr als die Hälfte der Gesamtbreite einnimmt. Die Sehfläche ist oben etwas in ihrer Wölbung abgeflacht, steht hinten steiler als vorn und trägt über 400 halbkugelig vorstehende Linsen. Die Sehfläche steht nicht auf einem Sockel, sondern schließt direkt an eine schwach konkave Augenplattform an, die ihrerseits vom äußeren Wangenfeld durch eine kantenartig hervorstehende Wangenleiste getrennt wird. Die Wangenleiste verliert zunehmend an Reliefstärke in Annäherung an die vorderen Festwangen, verbreitert sich dagegen nach hinten, um vor der Hintersaumfurche in einen furchenparallelen Wulst überzugehen. Die Außensaumfurche ist breit eingemuldet und steht vor dem Wangeneck mit der strichartig schmalen aber tieferen Hintersaumfurche in Verbindung. Der wulstige Randsaum verbreitert sich nach vorn und stellt sich gleichzeitig zunehmend steiler. Er trägt auf seinem breit gerundeten Außenabfall 3 kräftige, durchlaufende Leisten. Die Schale ist glatt.

Ein vermutlich nicht ausgewachsenes Pygidium (Taf. 4, Fig. 18) könnte zur Art gehören. Es ist kurz, von eng parabolischem Umriß, kräftig längs und quergewölbt. Die kurze Spindel ist vorn schmaler als eine Flankenbreite, nicht ganz so hoch wie die Flanke und fällt nach hinten nur wenig ab, um in eine breite

zipfelförmige Spindelschwiele überzugehen. Von den 8+1 geraden und flachen Spindelringen ist der erste etwas schmäler als die beiden nachfolgenden. Nur die vorderen 3 Spindelringfurchen laufen bis zur Dorsalfurche durch, die hinteren sind nur auf dem Kamm fein eingeritzt. Die Flanken des Pygidiums sind kräftig gewölbt und fallen steil zum Außenrand ab, ohne durch einen abgesetzten Randsaum unterbrochen zu werden. Der Außenrandabfall ist flach und ungepolstert. Nur die inneren Partien der ersten beiden Flankenrippen sind deutlich ausgeprägt. Die wulstigen Vorderäste sind etwas breiter und länger aber ebenso hoch wie die Hinteräste. Die hinteren und randlichen Flankenteile sowie der Postrhachisraum hinter der kurzen Spindelschwiele bleiben ohne Relief. Die Schalenoberfläche der Flanken ist bei 25-facher Vergrößerung aufgerauht, die zentralen Teile der Spindelringe tragen kleine Knötchen.

Vergleich: Charakteristische Merkmale wie die sehr langen Augendeckel und das entsprechend große Auge, das abgerundete Wangeneck, der kurze gerade Nahtabschnitt ε-ζ und – im fraglich dazugehörigen Pygidium – der breite, strukturlose Seiten- und Hinterrandbereich weisen die neue Art eindeutig *Phillioboloides* zu, deren bisher bekannte Vertreter bedeutend jünger (Obertournai bis Unter-Visé) sind. Unter ihnen kommen die Köpfe von *cantabricus* und sp. *G.* aff. *glassi* (vgl. GANDL, 1973: 40 ff.) dem Cephalon von *macromma* am nächsten. Gemeinsam ist die das große Auge einfassende Wangenleiste und die Form der Glabella. Demgegenüber liegt bei den kantabrischen Formen der Vordersaum flacher und die Palpebralloben ragen seitlich weiter hervor. Bei dem noch jüngeren *cornicangulus* BRAUCKMANN, 1987 treten die bei *macromma* nur schwach angedeuteten Occipitalseitenloben kräftig hervor. Während diese Merkmalsunterschiede Ausdruck der großen zeitlichen Differenz zwischen dem Auftreten der Arten sein mögen, fällt das zu *macromma* gestellte Pygidium etwas mehr aus dem Rahmen der Diagnose von *Phillioboloides*: im Vergleich zu den späteren Formen ist es viel kürzer, kleinflächiger und stärker gewölbt. Es zeigt immerhin die typisch breite skulpturlose Randzone. Seine Zugehörigkeit zu *Phillioboloides* und speziell zu *macromma* muß durch weiteres Material abgesichert werden.

Gattung: *Cyrtoproetus* REED, 1943
Typus-Art: *Phillipsia cracoensis* REED, 1899

Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax (RUD. & E. RICHTER, 1951)

(Taf. 3, Fig. 11–13)

V*1951 *Cyrtosymbole (Macrobole) blax*, RUD. & E. RICHTER, 240, Taf. 2, Fig. 14–16,?17; Taf. 5, Fig. 50; Abb. 5.
1960 *Cyrtosymbole (Macrobole)* aff. *blax*, SELWOOD, 182, Taf. 29, Fig. 12–13.
1965 *Archegonus (Phillibole) blax*, G. HAHN, 251, Abb. 12.

Neues Material: 1 Cranidium (GEOLBA 1989–3–89), 4 Pygidien (GEOLBA 1989–3–90 bis 93).
Zwischen dem Cranidium von der Grünen Schneid und dem Typusmaterial bestehen nur geringfügige Unterschiede. Zum Beispiel sind hier die Augendeckel in der Vorderansicht leicht nach innen und nicht nach außen gesenkt. Die Schale ist bis auf einige winzige Körnchen auf dem Occipitallobus und den randlichen Bereichen der Glabella glatt. Größere Unterschiede bestehen in den Pygidien besonders im Relief des Rippenmusters, das bei dem neuen Material viel stärker ausgeprägt ist. G. HAHN (1965: 251) vermutete, daß das von RUD. & E. RICHTER, 1951, Taf. 2, Fig. 16 abgebildete „*blax*"-Pygidium in Wirklichkeit zu *Liobolina* gehört. Die neuen Funde scheinen diese Ansicht zu bestätigen.
Beschreibung des Pygidiums: Bei weit semiellipti-schem Umriß ist die Länge deutlich größer als die halbe Breite. Die Spindel ist breiter als eine Flanke und verjüngt sich zu einem zugespitzten Spindelende, das in eine unbestimmte Postrhachisschwiele ausläuft. In der Seitenansicht ist die Spindel ebenso hoch wie die Flanke und von schwach gebogener, regelmäßig nach hinten abfallender Kontur, ohne Knick in den Postrhachisraum übergehend. Spindel und Flanken sind gleichmäßig quergewölbt. Die Rhachis trägt 10+1 äußerst reliefschwache Spindelringe, die durch fein eingeritzte, bis zur Dorsalfurche durchlaufende Furchen getrennt werden. Die Hinterränder der Ringe sind über den Ringfurchen zu einem sehr feinen Wall aufgeworfen. Der erste Spindelring ist nur halb so breit wie der zweite. Die Hinterränder der ersten drei Ringe schwingen zentral etwas nach hinten. Die Flanken tragen etwa 7 Rippen, von denen nur die vorderen vier deutlich hervortreten. Bei den ersten beiden Rippen überwiegen die Hinterbänder an Breite. Beide Rippenbänder aller Rippen verlieren sich in großem Abstand vom Außenrand, die Hinteräste etwas eher als die Vorderäste. Der Außenrand ist scharf, ohne Polsterung und ohne Randleiste. Aus ihm erhebt sich allseitig das gleichmäßig gewölbte innere Pygidium ohne Andeutung eines Randsaumes oder einer Randsaumfurche. Die Schale ist ohne Skulptur.

4.3.3. Unterfamilie Weaniinae OWENS, 1983

Gattung: *Belgibole* G. HAHN, 1963
Typus-Art: *Cyrtosymbole (Belgibole) belgica* G. HAHN, 1963

Belgibole abruptirhachis (RUD. & E. RICHTER, 1919)

(Taf. 2, Fig. 1–6)

V*1919 „*Proetus*" (subg. ?) *Gümbeli* var. *abruptirhachis*, RUD. & E. RICHTER, 124, Abb. 11.
1951 *Cyrtosymbole (Waribole) abruptirhachis*, RUD. & E. RICHTER, 233, Taf. 1, Fig. 1–6; Taf. 5, Fig. 46.
1965 *Archegonus (Waribole) abruptirhachis*, G. HAHN, 238, 241.
1988 *Archegonus (Waribole) abruptirhachis*, FEIST in FLAJS et al., 77, Taf. 10, Fig. 1–7.
1988 *Belgibole abruptirhachis*, G. HAHN & BRAUCKMANN, 97.
1990 *Belgibole abruptirhachis abruptirhachis*, G. & R. HAHN & WOLF, 92.

Neues Material: 3 Cranidienfragmente (GEOLBA 1989–3–30,31,32), 1 Freiwange (GEOLBA 1989–3–33), 1 Hypostom (GEOLBA 1989–3–34), 1 Pygidium (–) (GEOLBA 1989–3–35).

Bemerkungen: Obwohl nur unvollständige Panzerteile vorliegen, besteht kein Zweifel an der Zuordnung zu *abruptirhachis*: typisch ist die plumpe, seitlich nicht eingeschnürte Glabella, das steil abfallende, hohe Rhachisende sowie die durch die rampenartige Erhöhung der Rippenvorderäste hervorgerufene Imbrikation der Segmente des Pleuralfeldes. Die Freiwange dagegen trägt einen Wangenstachel, der sich untypisch rasch verschmälert. Das große Auge mit den begleitenden schmalen Plattformen sowie das gewölbte Wangenfeld entsprechen aber dem Typusmaterial.

Diskussion: Die Art *abruptirhachis* wurde kürzlich von G. HAHN und C. BRAUCKMANN (1988) der Gattung *Belgibole* G. HAHN, 1963 und somit den Weaniinae OWENS, 1983 einbezogen. Ausschlaggebend war dabei das Segmentmuster im Pleuralfeld des Pygidiums, das eine für die Weaniinae typische Erhöhung des Segmenthinterbandes gegenüber dem Vorderband des folgenden Segmentes aufweist. Demgegenüber hat das Cephalon eine für diese Unterfamilie untypische Gestalt der Glabella und einen im Gegensatz zu den übrigen Vertretern von *Belgibole* nur kurzen Suturhinterast . In einigen Fällen wird jedoch ein kurzer gerader Abschnitt ε–ζ ausgebildet (G. & R. HAHN & WOLF, 1990). Die Form der vorn breiten und plumpen Glabella und das große Auge kommen dagegen den Verhältnissen bei der Typus-Art von *Waribole*, i.e. *W. warsteinensis* RUD. & E. RICHTER, 1926 am nächsten. Man kann nun hinsichtlich der taxonomischen Beurteilung die Merkmale des Pygidiums vorrangig bewerten und *abruptirhachis* durchaus als frühen Vertreter der Weaniinae ansehen oder – im Gegenteil – hierin auf Grund des entsprechenden Cephalons einen Nachkömmling von *Waribole* sehen. Die Frage, ob das für die Weaniinae typische Segmentmuster aus demjenigen von *Waribole* hervorgegangen ist, könnte nur an Hand bisher noch fehlender phylogenetischer Übergangsformen, speziell zwischen *warsteinensis* und *abruptirhachis*, geprüft werden.

4.3.4. Unterfamilie Cummingelinae G. & R. HAHN, 1967

Gattung: *Liobolina* RUD. & E. RICHTER, 1951
Typus-Art: *Liobolina nebulosa* RUD. & E. RICHTER, 1951

Liobolina submonstrans RUD. & E. RICHTER, 1951

(Taf. 2, Fig. 10–14)

V*1951 *Liobolina* submonstrans, RUD. & E. RICHTER, 248, Taf. 3, Fig. 22–27, Taf. 5, Fig. 52, Abb. 9.
1967 *Liobolina submonstrans*, G. HAHN, 179.
1968 *Liobolina submonstrans*, GANDL, 56, Taf. 2, Fig. 14.
1984 *Liobolina submonstrans*, G. HAHN in LUPPOLD et al., 97, Taf. 3, Fig. 8.
1988 *Liobolina submonstrans*, FEIST in SCHÖNLAUB et al., 157, Taf. 2, Fig. 7–8.

Neues Material: 1 Cranidium (GEOLBA 1989–3–39, 4 Pygidien (GEOLBA 1989–3–40 bis 43).

Bemerkungen: Die beiden Cranidien von der Grünen Schneid (GEOLBA 1989–3–39 und SMF 49450) sind abweichend vom Typusmaterial durch eine schmalere und vorn hochbogig umgrenzte Glabella ausgezeichnet. In der Seitenansicht ist der Frontallobus beim Holotyp stärker gebläht. Der Umriß des Vordersaumes scheint größeren Schwankungen unterworfen zu sein: er ist beim Holotypus wenig, aber gleichmäßig gekrümmt, bei den Paratypoiden wie beim Generotypus etwas gestutzt; die Exemplare von der Grünen Schneid sind vorn hochbogig, wenn auch nicht so eng wie die Glabellenstirn, umgrenzt. Die Randleistchen auf dem Vordersaum beginnen beim Typusmaterial weit innen, direkt vor der Glabellenstirn, während bei dem hiesigen Material die innere Hälfte des Saumes glatt bleibt.
Im Gegensatz zu den geringfügig abweichenden Cranidien entsprechen sich die Pygidien völlig. Die gesamte Schale ist auch beim Typusmaterial mit dichtgesetzten, feinen Einstichen versehen, die bei 25-facher Vergrößerung deutlich zu sehen sind.

Diskussion: G. HAHN (1967) bezog isolierte Pygidien aus dem Cullγ von Winterberg/Harz auf *submonstrans* und stellte für sie die Unterart *sculptilis* auf. Meines Erachtens liegt hier aber auf Grund des reliefstarken Segmentmusters und des knicklosen Überganges der Rhachis in den Postrhachisraum eine andere Art vor. Eine Überprüfung an Hand bisher fehlender Cranidien wäre hier notwendig.

Liobolina crestaverdensis n.sp.

(Taf. 2, Fig. 15–19)

Derivatio nominis: nach der Fundlokalität „cresta verde" (Grüne Schneid).

Holotypus: Pygidium, GEOLBA 1989–3–48, Taf. 2, Fig. 19.

Paratypoide: 1 fragmentarisches Cephalon (GEOLBA 1989–3–44), 1 Cranidium (GEOLBA 1989–3–45), 3 Pygidien (GEOLBA 1989–3–46 bis 48).

Locus typicus: Grüne Schneid, Karnische Alpen.

Stratum typicum: hellgrauer dichter Kalk, Bank 6D.

Alter: basales Unterkarbon, *sulcata*-Zone.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Liobolina* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit horizontal liegendem, gepolstertem Randsaum, kräftig gekrümmten Augendeckeln, Augen mit Plattform, deutlich divergierenden Suturvorderästen, zugespitztem Freiwangeneck mit Wangenstachel. Pygidium mit abgesetztem, gepolstertem Randsaum; Spindel schmaler als eine Flanke mit kräftig eingetieften Spindelfurchen; Flanken nur in der äußeren Hälfte nach unten abfallend.

Beschreibung: Die sub-rechteckige Glabella ragt hoch über den Wangen hervor und fällt erst in ihrem vorderen Drittel steil nach vorn ab. Der Frontallobus ist jedoch nicht gebläht. Die schwach gepolsterten Seitenloben treten nur wenig hervor; nur L1 ist etwas deutlicher und wird fast ringsherum von der seichten S1-Furche abgetrennt. S1 und 2 erreichen die Dorsalfurche, S 3 und 4 nicht ganz. Die kräftig eingetiefte Dorsalfurche umläuft in gleicher Tiefe die gesamte Glabella. Die Glabellenstirn dringt vorn etwas auf den Saum vor. Dieser liegt flach auf, ist in sich kaum gepolstert, hat jedoch einen mit 5–6 durchlaufenden Stufenleisten besetzten, breit abgerundeten Außen-

rand (sag.). Der Randsaum verschmälert sich zusehends in Annäherung auf das Wangeneck, wobei sich der Außenrandabfall gleichzeitig steiler stellt. Die auf der Freiwange schmale und tiefe Außensaumfurche wird auf der Festwange seichter, bevor sie von dem Frontallobus der Glabella unterbrochen wird. Die weit vorragenden Palpebralloben sind eng sichelförmig, in sich gepolstert und liegen insgesamt horizontal. Die Vorderäste der Gesichtsnaht divergieren merklich, ein breites, in sich gewölbtes Festwangenfeld lassend. Sie sind von γ ausgehend zunächst geradlinig gestreckt, stellen sich vorn parallel zur Sagittalen und schwenken erst nach Erreichen des Vordersaumabfalles knickartig nach innen. Die Hinteräste divergieren von ε bis zum Hinterrand der Glabella kaum merklich, streben dann in flachem Bogen allmählich nach außen.

Die Occipitalfurche, hinter den L1-Loben stärker eingetieft, schwenkt im Zentrum kaum merklich nach vorn aus. Der ungepolsterte Occipitallobus, seitlich ebenso breit wie in der Mitte (sag.), steigt steil von der Occipitalfurche nach hinten an und kulminiert im hinteren Drittel, in Lebensstellung die Glabella etwas überragend. Die Hintersaumfurche, in der Mitte des Occipitalringes beginnend, wird auf der Freiwange an der Naht nach vorn versetzt, um dann nach geradlinigem Verlauf im Wangeneck spitzwinklig auf die Außensaumfurche zu stoßen. Das Auge hat eine halbkreisförmig umgrenzte, sichelförmig schmale Sehfläche, auf der man bei 25-facher Vergrößerung etwa 100 Linsen gut unterscheiden kann. Die Sehfläche sitzt einer nach vorn und nach hinten ohrenförmig erweiterten, nach außen abfallenden Plattform auf, die ihrerseits vom aufgewölbten Wangenfeld durch einen rinnenartig eingetieften Hof getrennt ist. Die gesamte Schale ist mit locker gestreuten, nach hinten gerichteten Körnchen besetzt und weist zudem unregelmäßig angeordnete kleine Grübchen von variierender Größe auf.

Das Pygidium, hinten hochbogig umrissen, ist um ein Drittel länger als seine halbe Breite. Die Spindel wird durch tiefe, hinten einwärts gebogene Dorsalfurchen umgrenzt. Die Rhachis neigt sich schwach nach hinten und fällt erst am Hinterende steiler ab. Neun bis zehn (+1) wulstartige Spindelringe werden durch tiefe, bis zur Dorsalfurche durchlaufende, kaum merklich nach vorn gebogene Ringfurchen getrennt. Die Hinterränder der Ringe sind mit einer Knotenreihe besetzt. Das parabolisch zulaufende Spindelende wird durch eine schwache Furche von einer dahinter anschließenden dreieckigen Spindelrampe abgesetzt. Das innere Pygidium wird durch eine seichte aber deutliche Saumfurche eingefaßt und von einem breiten, wulstartig gepolsterten Randsaum umgeben. Die Flanken des Pygidiums, die in ihrer inneren Hälfte eben liegen, fallen außen steil bis zur Saumfurche ab. Fünf deutliche und zwei schwach ausgeprägte Rippen sind zu erkennen, die von scharf eingeritzten, von der Dorsalfurche ausgehenden Pleuralfurchen einerseits, und breiteren, adaxial ausseichtenden Schrägfurchen andererseits, unterteilt werden. Die Rippenvorderäste sind adaxial breiter als die Hinteräste und überragen sie geringfügig. Segmentbänder und Spindelrampe enden in der Außensaumfurche, wohingegen die Segmentfurchen kaum merklich auf den Saum übertreten. Der Randsaum ist mit zahlreichen, anastomisierenden Leistchen besetzt. Segmentbänder und Saum sind mit Knötchen und Grübchen bedeckt, den gleichen Skulpturelementen wie auf dem Cephalon.

Vergleich: Die neue Art zeigt den für *Liobolina* typisch gestutzten Vordersaumumriß und die weit vorragende subrectanguläre Glabella. Als Unterschiede im Vergleich zur Nominatspezies, aber auch zu *L. submonstrans* sind in erster Linie zu nennen: der schwächere Stirnabfall des Glabella-Frontlobus, der eben liegende Vordersaum, das weitaus stärkere Divergieren der Suturvorderäste, ein Merkmal, das auch die von GANDL (1968) beschriebene Jugendform von *L. wurmi* aufweist. Zudem hat keine der bisher bekannten Arten von *Liobolina* vergleichsweise prominente Palpebralloben wie *crestaverdensis*. Die bisher nur von *wurmi* bekannte Freiwange hat ein gerundetes Wangeneck ohne Wangenstachel. Bei der neuen Art ist das Wangenende spitz ausgezogen und läuft in einen Wangenstachel aus. Das Pygidium ist durch eine Reihe spezifisch abweichender Merkmale von allen anderen Arten der Gattung getrennt. Besonders fallen hier als Unterscheidungsmerkmale der durch eine Saumfurche abgesetzte, mit Leistchen bedeckte Außensaum und die reliefstarke Spindel ins Auge. Von den Altersgenossen *nebulosa* und *submonstrans* ist die neue Art zudem durch das viel flachere Querprofil und dementsprechend die im Verhältnis zur Flanke schmalere Spindel unterschieden.

4.3.5. Unterfamilie Cystispininae G. & R. HAHN, 1962

Gattung: *Diacoryphe* RUD. & E. RICHTER, 1951

Diacoryphe schoenlaubi n.sp.

(Taf. 4, Fig. 11, 19–20)

Derivatio nominis: nach meinem Kollegen HANS PETER SCHÖNLAUB, Koordinator der Untersuchungen im Devon-Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid.

Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989-3-107, Taf. 4, Fig. 20 a–b.

Paratypoide: 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-108), 2 Freiwangen (GEOLBA 1989-3-109,110).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellbeige-graue mikritische Kalke, Bank 1.

Alter: *duplicata*-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.

Diagnose: Art der Gattung *Diacoryphe* RUD. & E. RICHTER mit folgenden Besonderheiten: Cranidium mit nur mäßig weit ausladenden Suturvorderästen, kurzen, deutlich hervortretenden Palpebralloben, im Hinterabschnitt noch schwach kenntlichen Dorsalfurchen; Freiwange mit kleinen nierenförmigen Augenwülsten und sehr langen, schlanken, etwas von der Sagittalen divergierenden Wangenstacheln.

Beschreibung: Cranidium. Die Glabella, von lang konischem, vorn spitzbogig umgrenztem Umriß, ist reliefschwach und seitlich von gradlinigen, schmalen, nach hinten fast ausseichtenden Dorsalfurchen begrenzt. Ihre Kontur bildet in der Seitenansicht, ge-

meinsam mit dem Occipitallobus, einen äußerst schwachen Bogen. Auch im Querprofil ist die Wölbung nur gering und geht knicklos auf die Festwangen über. Drei Paar Glabellarfurchen lassen sich nur auf dem Steinkern ausmachen. Die Occipitalfurche, auf dem Steinkern durchlaufend eingeprägt, läßt sich in Schalenerhaltung nur unter den Glabellenecken schwach lokalisieren. Vor der Glabella liegt ein breit eingemuldetes Praeglabellarfeld, aus dem nach vorn ohne Knick der Vorderrandbereich krempenartig ansteigt. Nur der vordere Rand dieser Krempe ist durch eine undeutliche Saumfurche ein wenig abgesetzt. Die Krempe trägt auf ihrer gepolsterten Kante mehrere durchlaufende Stufenleisten. Das vordere Festwangenfeld ist sehr breit, ungepolstert, nach vorn geneigt in die Praefrontalraum-Einmuldung übergehend. Nach hinten schließt sich ein kleiner, aber seitlich deutlich vorspringender, ungepolsterter Palpebrallobus an, der nach außen sanft abfällt. Die hintere Festwange ist sehr lang und schmal, verbreitert sich nach hinten nur unwesentlich und ist insgesamt ohne Polsterung in ihrer Längsausstreckung gewölbt. Der Occipitalring ist nur auf dem Steinkern gut abgesetzt. Er ist seitlich ebenso breit wie in der Mitte und im Bereich der vorderen Seitenloben geringfügig geschwollen. Die Vorderäste der Gesichtsnaht laden zunächst weit aus, biegen aber noch vor der Höhe des Glabellenscheitels in breitem knicklosem Bogen zum Vorderrand zurück. Der Suturwendepunkt γ liegt doppelt so weit von der Dorsalfurche entfernt wie ε. Der Hinterast der Gesichtsnaht ist lang, gerade gestreckt und biegt erst auf der Höhe der hinteren Occipitalringhälfte nach außen um. Eine Hintersaumfurche ist nicht ausgebildet. Die Schale ist skulpturlos. Die Steinkernoberfläche weist im Bereich der vorderen Festwangen zahllose grübchenartige Vertiefungen auf.

Die breite Freiwange trägt einen sehr langen Wangenstachel, der in seinen Ausmaßen – er ist nicht vollständig erhalten – mindestens die Länge (exsag.) des anschließenden Wangenfeldes erreichen dürfte. Der Wangenstachel ist schlank und ungebläht, von zylindrischem Querschnitt und etwas nach außen divergierend. Das flache Wangenfeld neigt sich gleichmäßig vom Nahtbereich bis zur breiten Randdepression, aus der sich der Randbereich ohne Knick aufbiegt, um dann eine zylindrisch gepolsterte, mit 3 durchlaufenden Stufenleisten versehene Außenkante zu bilden. Im Gegensatz zu den Verhältnissen auf der Festwange ist eine Hintersaumfurche tief eingesenkt; sie biegt am Wangeneck in stumpfem Winkel nach unten um und setzt sich auf dem Wangenstachel fort. Der Hintersaum schwillt in Richtung Wangeneck wulstartig an und bildet mit der Wangenstachelbasis einen stumpfen Winkel. An der Palpebralnaht ist ein schmaler nierenförmiger Augenwulst ausgebildet, der durch eine schwache Furche vom Freiwangenfeld abgesetzt ist. Ein undeutliches Linsenmuster erscheint auf dem Augenwulst bei starker Vergrößerung. Die Schalenoberfläche ist sonst glatt.

Vergleich: Die Unterschiede zur Typusart *pfeifferi* einerseits und zu *strenuispina* OSMÓLSKA, 1962 andererseits sind nur geringfügig. Sie betreffen die Ausbildung des Palpebrallobus und die Form des Freiwangenstachels. Diesbezüglich scheint die neue Art eine vermittelnde Stellung zwischen *pfeifferi* und *strenuispina* einzunehmen: sie teilt mit *pfeifferi* die Form des Wangenstachels, hat aber demgegenüber relativ schmälere vordere und hintere Festwangen. Dagegen hat sie mit *strenuispina* die Ausbildung eines individualisierten Palpebrallobus und eines Augenwulstes gemeinsam, unterscheidet sich dagegen – wie übrigens auch von *incisa* G. & R. HAHN & BRAUCKMANN, 1989 – in der Form des schlanken, nach außen gerichteten Wangenstachels.

5. Schlußfolgerungen

Aus den Trilobitenuntersuchungen können eine Reihe von Rückschlüssen stratigraphischer, palaeogeographischer und palökologischer Art gezogen werden.

Zunächst erlaubt die strenge Zonierung der aufeinanderfolgenden Assoziationen, die in anderen Gebieten bereits angewandte Trilobitenstratigraphie im Devon/Karbon-Grenzbereich schärfer zu fassen. Nach Vergleich mit den von H.P. SCHÖNLAUB und D. KORN (dieser Band) bearbeiteten und mit den Trilobiten vergesellschafteten Conodonten und Cephalopoden zeigt sich, daß die für die höchsten Wocklumer Kalke typischen Trilobitengattungen *Chaunoproetus, Helioproetus* und *Haasia* (vermutlich auch *Typhloproetus* s. str.) sowie die Phacopidae nicht nur nicht die Devon/Karbon-Grenze überschreiten, sondern auch nicht die Zeitäquivalente des Hangenbergschiefers (Mittlere bis basale Obere *praesulcata*-Zone) überdauern. Die erste Faunenassoziation nach dem Hangenberg-Event – und noch vor Einsetzen von *S. sulcata* – wird durch *B. abruptirhachis* charakterisiert, die somit offensichtlich bereits im allerhöchsten Oberdevon (oberer Teil der Oberen *praesulcata*-Zone) einsetzt. Im Profil auf der Grünen Schneid bleibt *abruptirhachis* auf diesen Zeitbereich beschränkt und wurde nicht höher, in Vergesellschaftung mit *sulcata* (wie z.B. im Profil La Serre, Montagne Noire) gefunden. Demgegenüber erscheinen *Liobolina* und die *drewerensis*-Gruppe mit *S. (Macrobole) funirepa alpinus* gemeinsam mit *sulcata* und markieren somit die Karbonbasis besonders scharf.

Innerhalb der *drewerensis*-Gruppe scheint *funirepa* die Pionierform darzustellen, während *drewerensis* selbst, wie andererseits auch *C. (Cyrtoproetus) blax* und *Liobolina submonstrans*, entsprechend den Verhältnissen im Bahnprofil Oberrödinghausen etwas später einsetzten (*duplicata*-Zone). Das mittlere Unter-Tournai wird an der Grünen Schneid durch das Auftreten mehrerer neuer Arten von Archegoninae sowie das erste Erscheinen der Gattung *Diacoryphe* gekennzeichnet.

Nach der paläogeographisch isolierten Situation der Karnischen Alpen am Südrand der variszischen Internzonen wären recht unterschiedliche Faunen zu denjenigen zu erwarten, die aus den zur Zeit der Devon/Karbon-Wende weit entfernten, nördlich der Internzonen gelegenen Gebieten, das Rhenoherzynikum und das Saxothuringikum, stammen. Es stellt sich aber heraus, daß auf Gattungsniveau sämtliche, auf Artniveau immerhin 50 % aller Taxa, beiden Seiten der variszischen Zentralzonen gemeinsam sind. Dies schließt die Existenz breiter, beide Bereiche trennender Ozeanbecken aus, wie sie von VAN DER VOO (1988) auf Grund von palaeomagnetischen Daten für das ausgehende Oberdevon gefordert wird. Infolge weit fortgeschrittener Annä-

herung der epikontinentalen Plattenränder von Gondwana (Karnische Alpen und Montagne Noire) und den Lauro-Baltica vorgelagerten Plattenbereichen (Rhenoherzynikum und Saxothuringikum) waren Migrationen benthischer Faunenvergesellschaftungen über unmittelbar benachbarte pelagische Außenschelfe hinweg möglich.

Diese paläobiogeographischen Verhältnisse würden eher den von SCOTESE & MCKERROW (1990) entwickelten Modellvorstellungen der Plattenverteilung an der Devon/Karbon-Wende entsprechen.

Aus dem adaptativen Faunenverhalten im Hinblick auf die Beibehaltung bzw. Reduzierung funktioneller Sehorgane können Rückschlüsse auf die bathymetrischen Verhältnisse an der Devon/Karbon-Grenze – eine Periode besonders inkonstanter eustatischer Bedingungen – gezogen werden. Der abrupte Wechsel von mehrheitlich reduziertäugigen oder gar blinden Populationen zu solchen mit normalen oder großen Augen spiegelt besonders eindrucksvoll die in Folge des Hangenberg-Ereignisses eingetretene weltweite Reduzierung der Wassertiefe wider.

Tafel 1

Fig. 1,3–5,7: ***Helioproetus carintiacus*** **(DREVERMANN, 1901).**

Fig. 1: Pygidium, GEOLBA 1989–3–4, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 13, ×8,1.

Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989–3–1, Schalenerhaltung auf rechter Festwange unvollständig, Grüne Schneid: Bank 6A.
a) Aufsicht, ×8,2.
b) Seitenansicht, ×8,1.

Fig. 4: Cranidium, GEOLBA 1989–3–2, juvenil, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8, ×9,7.

Fig. 5: Pygidium, GEOLBA 1989–3–5, Schalenerhaltung mit Sprung im linken Pleuralfeld, Grüne Schneid: Bank 8.
a) Aufsicht, ×6,2.
b) Seitenansicht, ×6,2.

Fig. 7: Pygidium, GEOLBA 1989–3–6, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8.
a) Aufsicht, ×7,4.
b) Seitenansicht, ×6,2.
c) Hinteransicht, ×6,6.

Fig. 2,8–9: ***Helioproetus subcarintiacus*** **(RUD. RICHTER, 1913).**

Fig. 2: Pygidium, GEOLBA 1989–3–10, fragmentarisch, Grüne Schneid: Bank 15, ×7,4.

Fig. 8: Cephalon, GEOLBA 1989–3–9, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8.
a) Aufsicht, ×6,7.
b) Seitenansicht, ×6,2.

Fig. 9: Pygidium, GEOLBA 1989–3–11, Schalenerhaltung mit 2 Gesteinssprüngen, Grüne Schneid: Bank 9, ×7,5.

Fig. 6: ***Helioproetus* cf. *ebersdorfensis*** **(RUD. RICHTER, 1913).**

Pygidium, GEOLBA 1989–3–12, Schalenerhaltung, linkes vorderes Pleuralfeld und Spindelhinterende unvollständig, Grüne Schneid: Bank 9.
a) Aufsicht, ×9,3.
b) Hinteransicht, ×6,5.

Fig. 10: ***Phacops (Phacops) granulatus*** **(MÜNSTER, 1840).**

Cephalon, GEOLBA 1989–3–120, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9.
a) Aufsicht, ×6.
b) Seitenansicht, ×6.

Fig. 11: ***Typhloproetus (Silesiops)*** **sp.**

Cranidium, GEOLBA 1989–3–29, juvenil, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9, ×6,8; (auf demselben Gesteinsstück: Pygidium von H. *carintiacus*).

Fig. 12–18: ***Typhloproetus (Silesiops) korni*** **n.sp.**

Fig. 12: Cephalon, Holotypus, GEOLBA 1989–3–16, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9.
a) Aufsicht, ×11,4.
b) Seitenansicht, ×10,6.

Fig. 13: Cephalon, GEOLBA 1989–3–17, Latexabguß, nur linke Cephalonhälfte erhalten, Grüne Schneid: Bank 13, ×8,2.

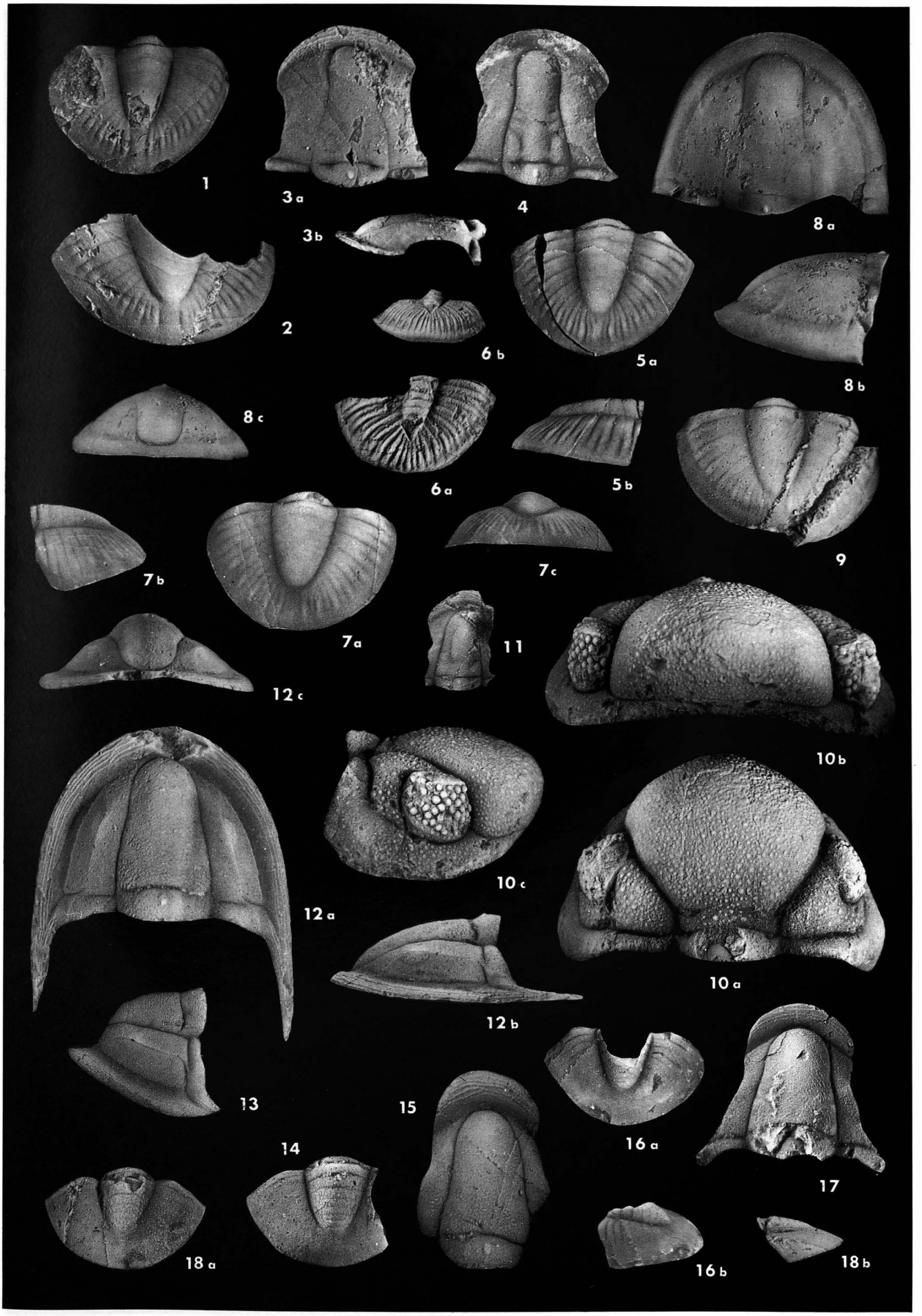
Fig. 14: Pygidium, GEOLBA 1989–3–26, Schalenerhaltung, rechtes Pleuralfeld unvollständig, Grüne Schneid: Bank 9, ×9.

Fig. 15: Cranidium, GEOLBA 1989–3–22, Latexabguß, hintere Festwangen unvollständig, Grüne Schneid: Bank 13, ×11,9.

Fig. 16: Pygidium, GEOLBA 1989–3–27, Schalenerhaltung, vorderer Teil der Spindel unvollständig, Grüne Schneid: Bank 8.
a) Aufsicht, ×7,8.
b) Schräge Seitenansicht, ×9,7.

Fig. 17: Cranidium, GEOLBA 1989–3–23, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8, ×8,8.

Fig. 18: Pygidium, GEOLBA 1989–3–28, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9.
a) Aufsicht, ×8,1.
b) Seitenansicht, ×6,3.


1
3a
4
8a
3b
2
6b
5a
8b
8c
6a
5b
9
7b
7a
7c
11
12c
10b
10c
12a
10a
12b
13
15
16a
17
14
18a
16b
18b

Tafel 2

Fig. 1– 6: ***Belgibole abruptirhachis*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**

Fig. 1: Freiwange, GEOLBA 1989-3-33, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6B, ×8,8.

Fig. 2: Cranidium, GEOLBA 1989-3-30, fragmentarisch, partielle Schalenerhaltung auf der linken Glabellahälfte, Grüne Schneid: Bank 6B.
a) Aufsicht, ×6,4.
b) Seitenansicht, ×6,5.

Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989-3-31, Fragment des Vorderkopfes, Latexausguß des Negativs, weitgehend Steinkernerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6B, ×6,0.

Fig. 4: Pygidium, GEOLBA 1989-3-35, fragmentarisch, weitgehend in Schalenerhaltung, Latexausguß des Negativs, Grüne Schneid: Bank 6B.
a) Aufsicht, ×7,1.
b) Seitenansicht, ×8,2.

Fig. 5: Cranidium, GEOLBA 1989-3-32, Schalenerhaltung, Praefrontalraum nicht erhalten, Grüne Schneid: Bank 6B.
a) Aufsicht, ×6.
b) Hinteransicht, ×6,5.

Fig. 6: Hypostom, GEOLBA 1989-3-34, Schalenerhaltung, linker Seitenrand und Hinterrand beschädigt, Grüne Schneid: Bank 6B, ×6,9.

Fig. 7– 9: ***Semiproetus (Macrobole)*** **cf.** ***funirepa*** **(FEIST, 1988).**

Fig. 7: Cranidium, GEOLBA 1989-3-36, Fragment, Steinkernerhaltung mit Schalenresten im Praefrontalraum, Grüne Schneid: Bank 6C.
a) Aufsicht, ×5,7.
b) Seitenansicht, ×5,9.

Fig. 8: Freiwange, GEOLBA 1989-3-37, vorderer Außensaum unvollständig, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6C, ×8,1.

Fig. 9: Pygidium, GEOLBA 1989-3-38, fragmentarisch, linkes Pleuralfeld fehlend, Kluftversatz im Bereich des 4. Spindelringes und der 2. Rippe, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6B (oberer Teil).
a) Aufsicht, ×5,3.
b) Seitenansicht, ×6,2.

Fig. 10–14: ***Liobolina submonstrans*** **RUD. & E. RICHTER, 1951.**

Fig. 10: Pygidium, GEOLBA 1989-3-40, fragmentarisch, nur linkes Pleuralfeld und Postrhachisraum erhalten, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×3,9.
b) Hinteransicht, ×3,6.

Fig. 11: Cranidium, GEOLBA 1989-3-39, Palpebralloben nicht erhalten, weitgehend Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×5,9.
b) Seitenansicht, ×5,7.

Fig. 12: Pygidium, GEOLBA 1989-3-41, fragmentarisch, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 2.
a) Aufsicht, ×6,8.
b) Hinteransicht, ×8,4.

Fig. 13: Pygidium, GEOLBA 1989-3-42, fragmentarisch, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5C.
a) Aufsicht, ×4,6.
b) Hinteransicht, ×4,5.

Fig. 14: Pygidium, juvenil; GEOLBA 1989-3-43, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×7,2.
a) Seitenansicht, ×6,7.
c) Hinteransicht, ×7,2.

Fig. 15–19: ***Liobolina crestaverdensis*** **n.sp.**

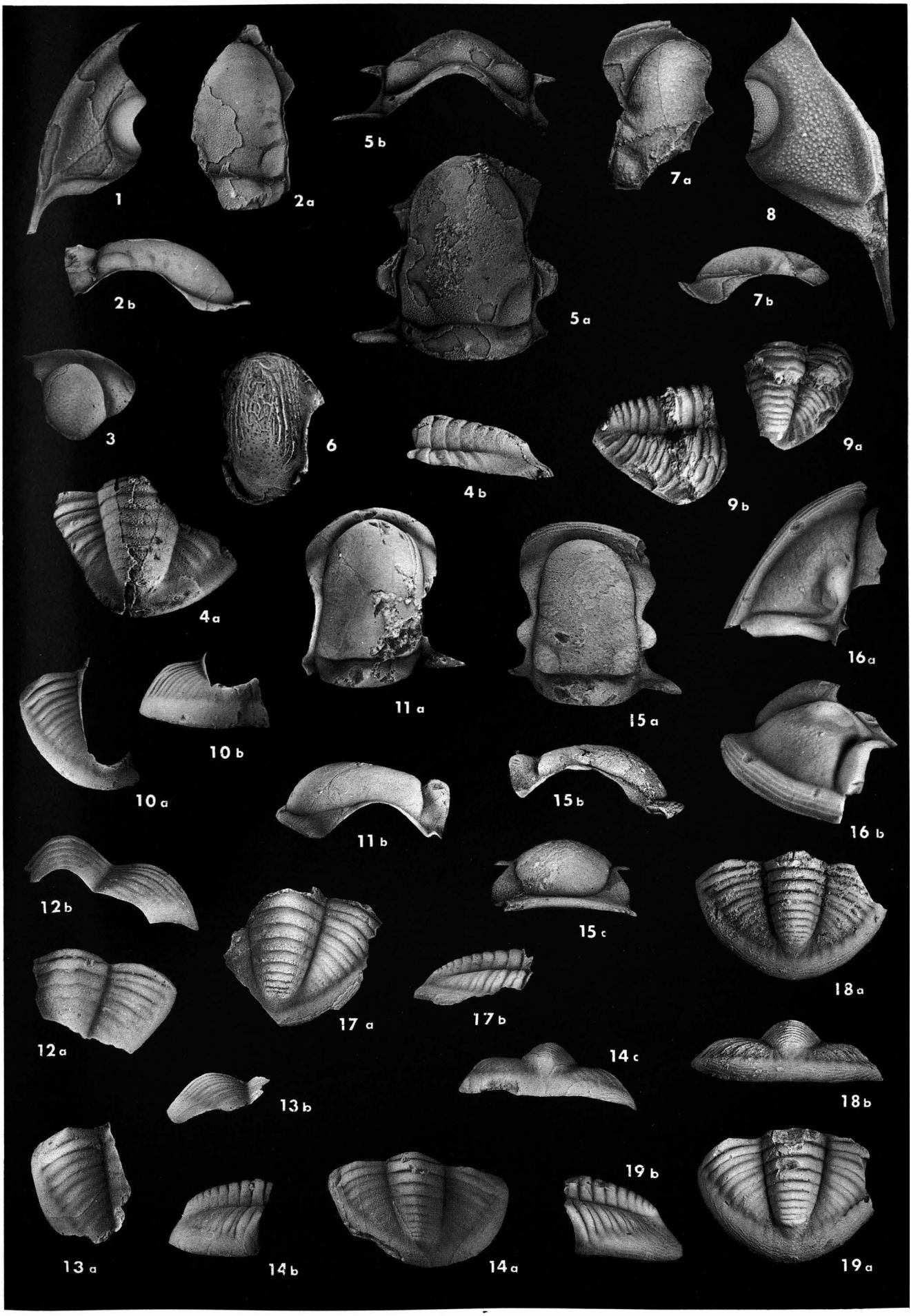
Fig. 15: Cranidium, GEOLBA 1989-3-45, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
a) Aufsicht, ×5,2.
b) Seitenansicht, ×5,6.
c) Vorderansicht, ×5,6.

Fig. 16: Cephalon, GEOLBA 1989-3-44, partielle Erhaltung des Mittelkopfes, Freiwangenstachel abgebrochen, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
a) Aufsicht, ×6,6.
b) Seitenansicht, ×6,1.

Fig. 17: Pygidium, GEOLBA 1989-3-46, fragmentarisch, Spindel mit 10+1 Rhachisringen, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
a) Aufsicht, ×4,5.
b) Seitenansicht, ×3,7.

Fig. 18: Pygidium, GEOLBA 1989-3-47, Spindel mit 10+1 Ringen, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
a) Aufsicht, ×4,5.
b) Hinteransicht, ×5,9.

Fig. 19: Pygidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-48, vorderes rechtes Pleuralfeld fehlend, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
a) Aufsicht, ×4,5.
b) Seitenansicht, ×4,5.


1
2a
2b
5b
5a
7a
8
7b
3
6
4b
9a
9b
4a
11a
15a
16a
10b
10a
11b
15b
16b
12b
15c
18a
12a
17a
17b
14c
18b
13b
13a
14b
14a
19b
19a

Tafel 3

Fig. 1–9,14–17: ***Semiproetus (Macrobole) lunirepa alpinus*** **n.ssp. (RUD. & E.RICHTER, 1951).**

Fig. 1: Cranidium, GEOLBA 1989–3–50, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
a) Aufsicht, ×7,3.
b) Seitenansicht, ×7,2.

Fig. 2: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989–3–51, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×6,5.
b) Vorderansicht, ×4,9.
c) Seitenansicht, ×5,8.

Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989–3–52, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5A.
a) Aufsicht, ×6,3.
b) Seitenansicht, ×6,1.

Fig. 4: Freiwange, GEOLBA 1989–3–65, Wangenstachel nicht erhalten, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B, ×6,1.

Fig. 5: Freiwange, GEOLBA 1989–3–66, weitgehend Steinkernerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B (auf demselben Gesteinsstück wie Pygidium, Taf. 3, Fig. 10), ×5,3.

Fig. 6: Cephalon, juvenil, GEOLBA 1989–3–49, linke Wange fehlend, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×8,1.
b) Seitenansicht, ×6,2.

Fig. 7: Pygidium, GEOLBA 1989–3–70, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×5,3.
b) Seitenansicht, ×5,4.

Fig. 8: Cranidium, GEOLBA 1989–3–53, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5A, ×7,5.

Fig. 9: Cranidium, GEOLBA 1989–3–54, Schalenerhaltung, Grüne Schneid, Bank: 5A, ×8,4.

Fig. 14: Pygidium, GEOLBA 1989–3–71, Schalenerhaltung, rechte vordere Flanke nicht erhalten, Grüne Schneid: Bank 6D, ×4,7.

Fig. 15: Pygidium, GEOLBA 1989–3–72, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B, ×7,3.

Fig. 16: Pygidium, GEOLBA 1989–3–73, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B, ×5.

Fig. 17: Pygidium, GEOLBA 1989–3–74, Schalenerhaltung, Rhachisende abgebrochen, Grüne Schneid: Bank 5B.
a) Aufsicht, ×7,3.
b) Seitenansicht, ×6,3.

Fig. 10: ***Semiproetus (Macrobole)*** **sp. aff.** ***drewerensis*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**

Pygidium, GEOLBA 1989–3–88, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B (auf demselben Gesteinsstück wie Freiwange, Taf. 3, Fig. 5).
a) Aufsicht, ×7,1.
b) Hinteransicht, ×7,0.

Fig. 11–13: ***Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**

Fig. 11: Cranidium, GEOLBA 1989–3–89, Schalenerhaltung, Vorderrand nur partiell erhalten, Grüne Schneid: Bank 2.
a) Aufsicht, ×7,2.
b) Seitenansicht, ×6,6.

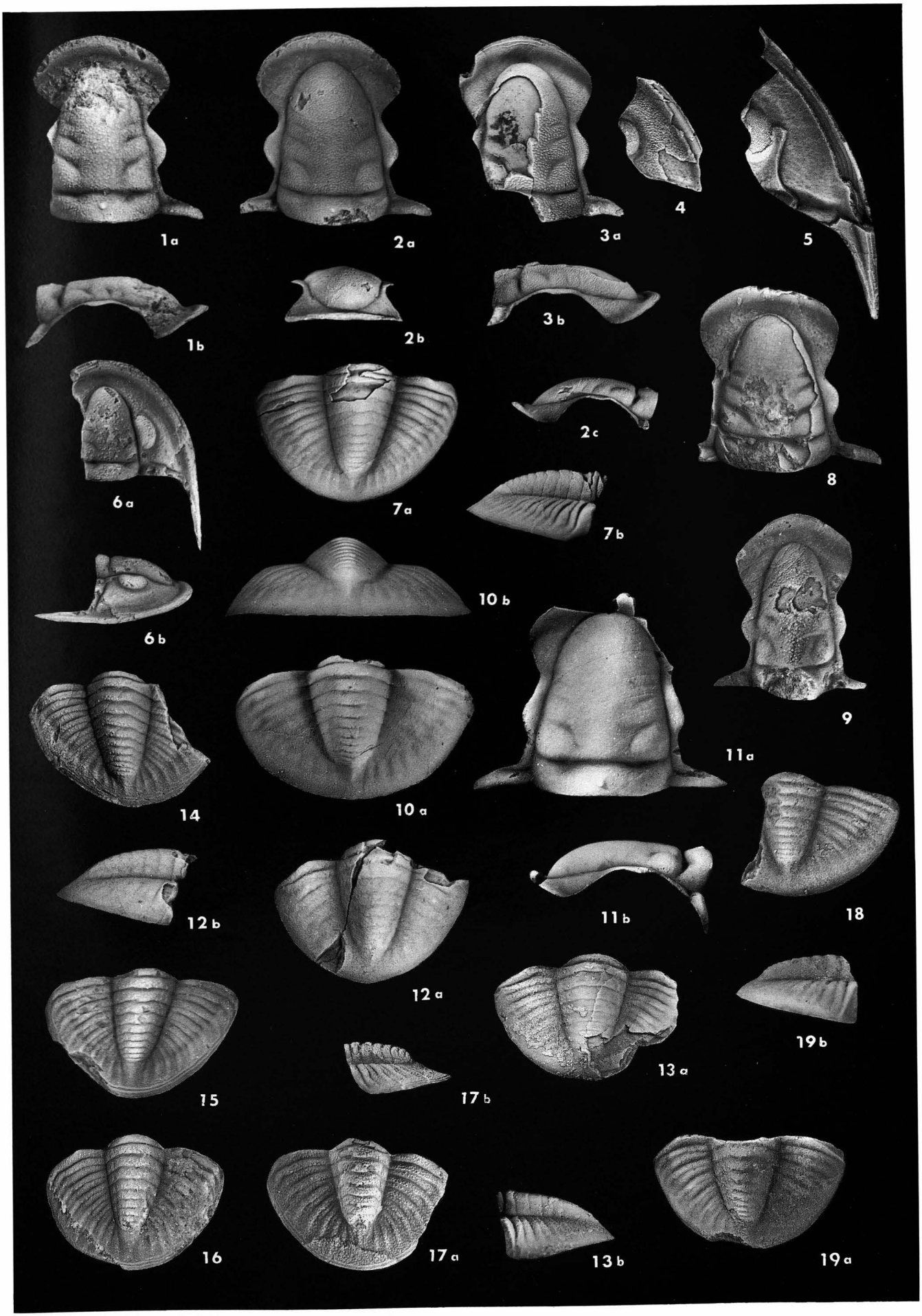
Fig. 12: Pygidium, GEOLBA 1989–3–90, Schalenerhaltung, Gesteinssprung auf der linken Hälfte des Pygidiums, Grüne Schneid: Bank 3.
a) Aufsicht, ×5,5.
b) Seitenansicht, ×5,4.

Fig. 13: Pygidium, GEOLBA 1989–3–91, weitgehend Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 2.
a) Aufsicht, ×4,8.
b) Seitenansicht, ×4,8.

Fig. 18–19: ***Semiproetus (Macrobole) drewerensis*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**

Fig. 18: Pygidium, GEOLBA 1989–3–86, Schalenerhaltung, fragmentarisch, Grüne Schneid: Bank 2, ×9,1.

Fig. 19: Pygidium, GEOLBA 1989–3–87, Schalenerhaltung, erster Spindelring nur partiell erhalten, Grüne Schneid: Bank 2.
a) Aufsicht, ×5,8.
b) Seitenansicht, ×6,0.


1a
2a
3a
4
5
1b
2b
3b
2c
8
6a
7a
7b
6b
10b
9
11a
14
10a
18
12b
11b
12a
19b
13a
15
17b
16
17a
13b
19a

Tafel 4

Fig. 1– 2: ***Chaunoproetus (Chaunoproetus) carnicus* (RUD. RICHTER, 1913).**
Fig. 1: Cranidium, GEOLBA 1989-3-115, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 12, ×10,7.
Fig. 2: Pygidium, GEOLBA 1989-3-119, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 12.
a) Aufsicht, ×11,7.
b) Seitenansicht, ×8,9.

Fig. 3– 4: ***Chaunoproetus (Chaunoproetus)* cf. *palensis* (RUD. RICHTER, 1913).**
Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989-3-111, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6A, ×3,3.
Fig. 4: Pygidium, GEOLBA 1989-3-113, Schalenerhaltung, vordere Rhachis unvollständig, Grüne Schneid: Bank 6A.
a) Aufsicht, ×6,6.
b) Seitenansicht, ×5,5.

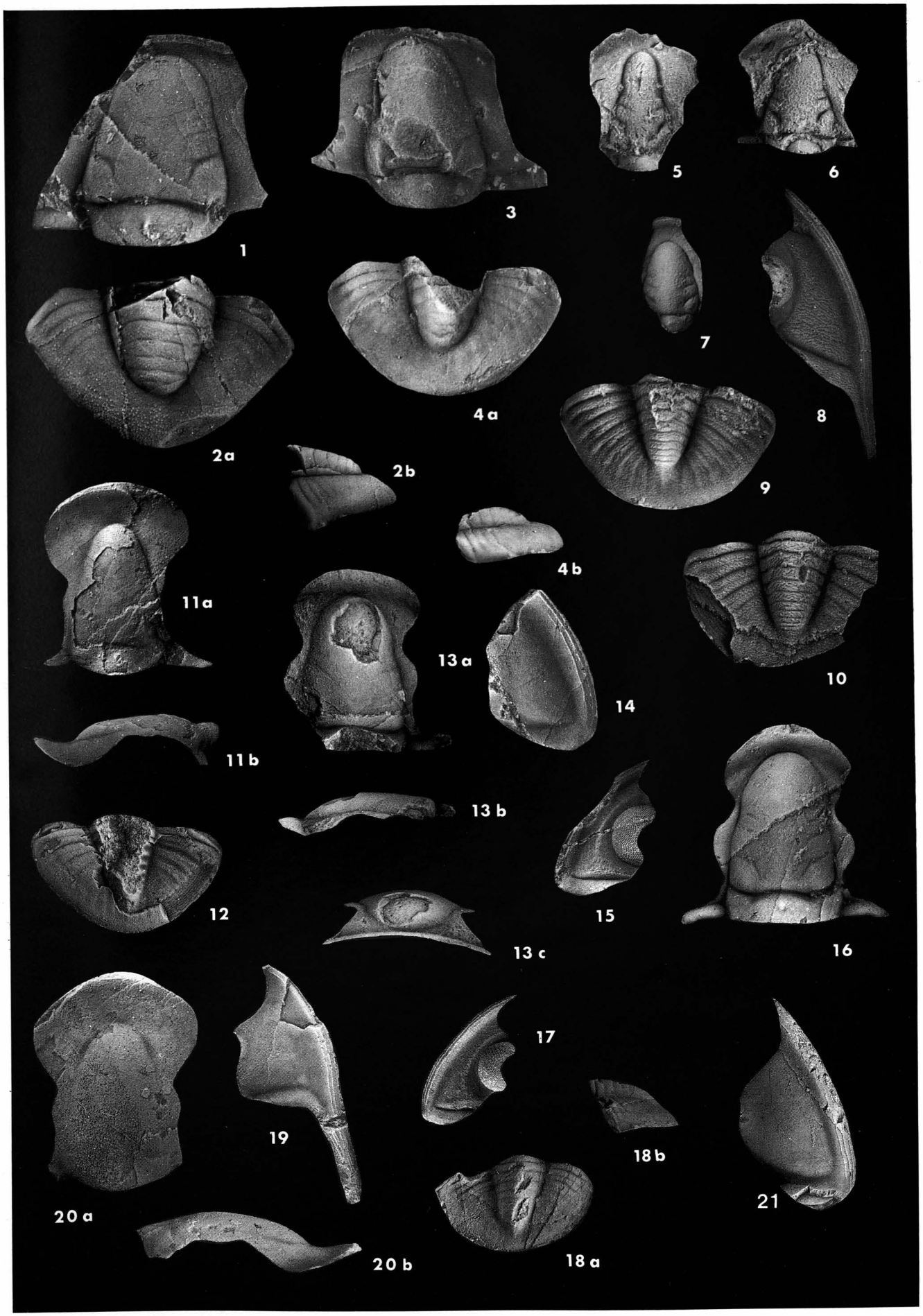
Fig. 5– 6: ***Haasia* cf. *antedistans* (RUD. & E. RICHTER, 1926).**
Fig. 5: Juveniles Cranidium, GEOLBA 1989-3-13, Schalenerhaltung, fragmentarisch, Grüne Schneid: Bank 12, ×11,8.
Fig. 6: Cranidium, GEOLBA 1989-3-14, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9, ×8,9.

Fig. 7–10: ***Semiproetus (Macrobole) brevis* n.sp.**
Fig. 7: Juveniles Cranidium, GEOLBA 1989-3-98, Latexausguß des Negativs, unvollständig, Grüne Schneid: Bank 3, ×7,4.
Fig. 8: Freiwange, GEOLBA 1989-3-99, Latexausguß des Negativs, Grüne Schneid: Bank 2, ×9,1.
Fig. 9: Pygidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-100, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 2, ×9,1.
Fig. 10: Pygidium, GEOLBA 1989-3-101, Schalenerhaltung, Hinter- und Seitenränder unvollständig, Grüne Schneid: Bank 1, ×8,1.

Fig. 11,19–20: ***Diacoryphe schoenlaubi* n.sp.**
Fig. 11: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-107, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1.
a) Aufsicht, ×7,3.
b) Seitenansicht, ×7,1.
Fig. 19: Freiwange, GEOLBA 1989-3-109, Schalenerhaltung, Spitze des Wangenstachels unvollständig, Grüne Schneid: Bank 1, ×8,3.
Fig. 20: Cranidium, GEOLBA 1989-3-108, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1.
a) Aufsicht, ×7,8.
b) Seitenansicht, ×7,8.

Fig. 12–14,21: ***Archegonus (Phillibole?) planus* n.sp.**
Fig. 12: Pygidium, GEOLBA 1989-3-97, partielle Schalenerhaltung, Rhachis nur im Ansatz erhalten, Umschlag am rechten Flankenrand sichtbar, Grüne Schneid, Bank 1, ×5,4.
Fig. 13: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-94, Schalenerhaltung, Occipitalring und hintere linke Festwange unvollständig, Grüne Schneid: Bank 1.
a) Aufsicht, ×7,2.
b) Seitenansicht, ×7,1.
c) Vorderansicht, ×6,2.
Fig. 14: Freiwange, GEOLBA 1989-3-95, Schalenerhaltung, Sehfläche von Gesteinssprung überquert, Grüne Schneid: Bank 1, ×7,5.
Fig. 21: Freiwange, GEOLBA 1989-3-96, Schalenerhaltung, Sehfläche auf ein winziges halbkreisförmiges Feldchen reduziert, Grüne Schneid: Bank 1, ×4,7.

Fig. 15–17,?18: ***Phillibolоides macromma* n.sp.**
Fig. 15: Freiwange, GEOLBA 1989-3-104, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1, ×5.
Fig. 16: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-102, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 3, ×8,1.
Fig. 17: Freiwange, GEOLBA 1989-3-105, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1, ×4,2.
Fig. 18: Pygidium (Zugehörigkeit zu *macromma* fraglich), GEOLBA 1989-3-106, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1.
a) Aufsicht, ×6,8.
b) Seitenansicht, ×6,6.


1
3
5
6
2a
2b
4a
7
8
9
4b
11a
13a
10
14
11b
13b
12
15
16
13c
17
19
18b
21
20a
20b
18a

Literatur

ALBERTI, H.: Neue Trilobiten (Cyrtosymbolen) aus dem Oberdevon IV bis VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa). Beitrag 1. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**, 2, 143–180, Stuttgart 1973.

ALBERTI, H.: Neue Trilobiten (Chaunoproetiden, Mirabolen) aus dem Oberdevon IV bis VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa). Beitrag 2. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**, 2, 221–261, Stuttgart 1974.

ALBERTI, H., GROOS-UFFENORDE, H., STREEL, M., UFFENORDE, H. & WALLISER, O.H.: The stratigraphical significance of the *Protognathodus* fauna from Stockum (Devonian/Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge). – Newsl. Stratigr., **3**, 4, 263–276, Leiden 1974.

ARCHINAL, A.: Die Neudefinition der Untergattung *Archegonus (Phillibole)* und die Gattungen *Semiproetus* und *Proliobole* (Trilobita, Ober-Devon und Unter-Karbon). – Senck. leth., **71**, 3/4, Frankfurt a. M. 1991 (im Druck).

BLESS M.J.M., SIMAKOV, K.V. & STREEL, M.: Advantages and disadvantages of a conodont-based or event-stratigraphic Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 3–14, Frankfurt a.M. 1988.

BRAUCKMANN, C.: Die Cyrtosymbolinae mit geblähten Wangen-Stacheln (Trilobita; Dinantium bis Namurium). – Senck. leth., **59**, 1/3, 137–203, Frankfurt a.M. 1978.

BRAUCKMANN, C.: Kulm-Trilobiten aus der *Gattendorfia*-Stufe (Unter-Karbon cu I) von Aprath (Wuppertal, W-Deutschland). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **34**, 96–100, Wuppertal 1981.

BRAUCKMANN, C.: Neue Kulm-Trilobiten aus dem Bergischen Land (Bundesrepublik Deutschland). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **40**, 101–116, Wuppertal 1987.

BRAUCKMANN, C. & BRAUCKMANN, B.: Famennian Trilobites: an outline on their stratigraphical importance. – Ann. Soc. géol. Belgique, **109**, 9–17, Bruxelles 1986.

BRAUCKMANN, C. & HAHN, G.: Trilobites as index fossils at the Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 11–14, Frankfurt a.M. 1984.

CLARKSON E.N.K.: Environmental significance of eye-reduction in trilobites and recent arthropods. – Marine Geology, **5**, 367–375, 1967.

CLAUSEN, C.-D., KORN, D., LUPPOLD, F.W. & STOPPEL, D.: Untersuchungen zur Devon/Karbon-Grenze auf dem Müssenberg (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géol., **98**, 3/4, 353–369, Bruxelles 1989.

CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**, 161–226, Krefeld 1989.

CHLUPÁČ I.: The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Moravian Karst. – Sbor. geol. ved., rad P, Paleont., **7**, 5–143, Prag 1966.

DREVERMANN, F.: Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. – Jb. Preuss. Geol. L.-A., **1900**, 99–207, Berlin 1901.

FEIST, R. & CLARKSON, E.N.K.: Environmentally controlled phyletic evolution, blindness and extinction in Late Devonian tropidocoryphine trilobites. – Lethaia, **22**, 359–373, Oslo 1989.

FLAJS, G. & FEIST, R.: Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire,France). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 53–107, Frankfurt a.M. 1988.

GAERTNER, H.R.v.: Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.

GANDL, J.: Stratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon des Frankenwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Trilobiten, 1: Die Trilobiten im Unterkarbon des Frankenwaldes. – Senck. leth., **49**, 1, 39–117, Frankfurt a.M. 1968.

GANDL, J.: Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien), 1: Die Trilobiten der Vegamián-Schichten (Ober-Tournai). – Senck. leth., **54**, 1, 21–63, Frankfurt a.M. 1973.

GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–29, Wien 1974.

GOLDRING, R.: The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Pilton beds in N-Devon. – Senck. leth., **36**, 1/2, 27–48, Frankfurt a.M. 1955.

HAHN, G.: Revision der Gattung *Archegonus* BURMEISTER 1843 (Trilobita). – Senck. leth., **46**, 4/6, 229–262, Frankfurt a.M. 1965.

HAHN, G.: Neue Trilobiten vom Winterberg/Harz (Unter-Karbon). – Senck. leth., **48**, 2, 163–189, Frankfurt a.M. 1967.

HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Zur Kenntnis ober-devonischer Trilobiten aus dem Bergischen Land. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **37**, 116–124, Wuppertal 1984.

HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 1. Weaniinae. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **41**, 96–112, Wuppertal 1988a.

HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Revision zweier Trilobiten-Arten aus dem hohen Ober-Devon des Bergischen Landes (Bundesrepublik Deutschland). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **41**, 113–118, Wuppertal 1988b.

HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Zur Phylogenie der Archegoninae (Trilobita, Oberdevon – Perm). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **42**, 163–182, Wuppertal 1989.

HAHN, G. & HAHN, R.: Die Trilobiten des Ober-Devon, Karbon und Perm. – In: GÜRICH: Leitfossilien, Verlag Borntraeger, **1**. – 2. neubearb. Auflage, 127 S., 12 Taf., Berlin 1975.

HAHN, G. & HAHN, R.: Kulm-Trilobiten und ihr Lebensraum. Natur und Museum, **111**, 355–361, Frankfurt a.M. 1981.

HAHN, G. & HAHN R.: Einige seltene Trilobiten-Taxa aus dem deutschen Kulm (Unter-Karbon). – Senck. leth., **63**, 5/6, 429–449, Frankfurt a.M. 1982.

HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C.: Catalogus Fossilium Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien. Heft VII/a Trilobita. – 3–148, Wien (Verlag d. Österr. Akad. Wiss.) 1982.

HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C.: Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 2. Eine Fauna aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **42**, 183–200, Wuppertal 1989.

HAHN, G., HAHN, R. & WOLF, C.: *Belgibole abruptirhachis*, Leit-Trilobit an der Devon/Karbon-Grenze. – Senck. leth., **70**, 1/3, 89–103, Frankfurt a.M. 1990.

HAHN, G. & WUNN-PETRY, I.: Seltene Trilobiten aus der *nasutus*-Zone (Kulm-Fazies, Unter-Karbon). – Senck. leth., **64**, 2/4, 237–255, Frankfurt a.M. 1983.

JOHNSON J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A.: Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **96**, 567–587, 1985.

KORN, D.: Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich). – J. Geol. B.-A., **135**/1, Wien 1991 (dieser Band).

KORN, D. & LUPPOLD, F.W.: Nach Clymenien und Conodonten gegliederte Profile des oberen Famenniums im Rheinischen Schiefergebirge. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **92**, 199–223, Frankfurt a.M. 1987.

LETHIERS, F. & FEIST, R.: Ostracodes, stratigraphie et bathymétrie du passage Dévonien-Carbonifère au Viséen inférieur en Montagne Noire (France). – Géobios, **24**, 1, 71–104, Lyon 1991.

LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D.: Trilobiten-, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-

Grenzprofiles auf dem Müssenberg (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 91–121, Frankfurt a.M. 1984.

MAXIMOVA, S.A.: Trilobity srednego i verchnego devona Urala i severnych Mugodschar. – Trudy vsesejusn. nautschnoissled. Geol. Inst. (VSEGEI), n.S., **3**, 1–263, Moskva 1955.

OSMÓLSKA, H.: Famennian and Lower Carboniferous Cyrtosymbolinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. – Acta Palaeont. Polonica, **7**, 53–222, Warszawa 1962.

OSMÓLSKA, H.: On some rare genera of the Carboniferous Cyrtosymbolinae HUPE, 1953 (Trilobita). – Acta Palaeont. Polonica, **15**, 1, 115–135, Warszawa 1970.

OSMÓLSKA H.: Tournaisian trilobites from Dalnia in the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polonica, **23**, 1, 61–81, Warszawa 1973.

PERRET, M.F.: Le passage du Dévonien au Carbonifère dans les Pyrénées. Zonation par conodontes. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 39–52, Frankfurt a.M. 1988.

RICHTER, R.: Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. II. Oberdevonische Proetiden. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., **31**, 341–423, Frankfurt a.M. 1913.

RICHTER, R. & E.: Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländischen und sudetischen Oberdevon. – Senckenbergiana, **1**, 4, 97–130, Frankfurt a.M. 1919.

RICHTER, R. & E.: Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten 4. – Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, n.F., **99**, 1–314, Berlin 1926.

RICHTER, R. & E.: Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – Senckenbergiana, **32**, 1/4, 219–266, Frankfurt a.M. 1951.

SCHÖNLAUB, H.P.: Field Trip A, Carnic Alps. Guidebook/Abstracts: Second European Conodont Symposium (ECOS II), Vienna/Prague. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, Wien 1980.

SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D.: The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): a preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Frankfurt a.M. 1988.

SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology during the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements. – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, Wien 1992 (this volume).

SCHÖNLAUB, H.P. et al.: The Devonian/Carboniferous Boundary In the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach. – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, Wien 1992 (this volume).

SCOTESE, C.R. & MCKERROW, W.S. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography: Revised World Maps and Introduction. – Geological Society Memoir, **12**, 1–21, London 1990.

SELWOOD, E.B.: Ammonoids and trilobites from the Upper Devonian and lowest Carboniferous of the Launceston area of Cornwall. – Palaeontology, **3**, 2, 153–185, London 1960.

VAN DER VOO, R.: Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes: comparisions of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. – Geol. Soc. Amer., Bulletin, **100**, 311–324, 1988.

WALLISER, O.H.: Pleading for a natural D/C Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 241–246, Frankfurt a.M. 1984.

XIANG LIWEN in JI QIANG et al.: The Dapoushang section, an excellent section for the Devonian-Carboniferous Boundary stratotype in China. Chapter 10.4: Trilobites. – Science Press, Bejing, 120-123, Taf. 35–36, Beijing 1989.

YUAN, J.: Proetiden aus dem jüngeren Oberdevon von Süd-China. – Palaeontographica A, **201**, 1/3, 1–102, Stuttgart 1988.

ZHU ZHAO-LING: Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China – Aspects and Records. Trilobites (YU CHANG-MIN, edit.). – Science Press, 199–208, Taf. 49–53, Beijing 1988.

ZIEGLER, W., JI QIANG & WANG CHENYUAN: Devonian-Carboniferous Boundary – Final candidates for a stratotype section. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 15–19, Frankfurt a.M. 1988.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A.: *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geol. Soc. Amer., Special Paper **196**, 179–194, 1984.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 49–56	Wien, März 1992

Conodont Biofacies Analysis of the Devonian/Carboniferous Boundary Beds in the Carnic Alps

By ROLAND J.M.J. DREESEN*)

With 9 Figures and 2 Tables

Österreich
Italien
Karnische Alpen
Devon/Karbon-Grenze
Conodonten
Biofazies

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 195–200

Inhalt

Zusammenfassung 49
Abstract 48
1. Introduction 50
2. Conodont Biofacies Concept and Ecostratigraphy 51
3. Comments on the Comparative Biofacies Analysis of the Grüne Schneid (GS) and the Kronhofgraben (K) Sections 53
References 56

Analyse der Conodonten-Biofazies an der Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen

Zusammenfassung

Die Arbeit präsentiert die Ergebnisse der Conodonten-Biofazies-Analyse an der Devon/Karbon-Grenze der Profile „Grüne Schneid" und „Kronhofgraben" der Zentralen Karnischen Alpen in Österreich. Die Analysen wurden an 15 Conodonten-Proben des Profils „Grüne Schneid" durchgeführt, mit einer Summe von 16.846 einzelnen Conodonten-Elementen mit einer durchschnittlichen Identifikationsrate von 52 %, und an 8 Proben vom Profil „Kronhofgraben" mit 14.345 Conodonten-Elementen und ca. 60 % identifizierter Taxa.

In beiden Abschnitten ist die ältere Schicht der *S. praesulcata*-Zone durch die palmatolepid-bispathodide (branmehlide) Biofazies charakterisiert. Die unterkarbonen Teile beider Abschnitte, d.h. die Aquivalente des untersten Tournai, repräsentieren die polygnathide Biofazies (durchschnittlich über 85 %) und zeigen erstaunliche Ähnlichkeiten in ihrer Biofazies-Evolution. Trotzdem, der Anteil der Vertreter von *Pseudopolygnathus* und *Siphonodella* ist im Profil „Kronhofgraben" weit höher; dies deutet auf eine tiefere Position hin. Einen noch größeren Unterschied zwischen beiden Abschnitten stellt das Vorkommen einer starken *Protognathodus*-Population bei der Grünen Schneid dar. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß zur selben Zeit Schiefer (i.e. die Äquivalente der Hangenberg-Schiefer) im Kronhofgraben abgelagert wurden.

Der interessanteste Wechsel in der Biofazies findet unter der *S. praesulcata/S. sulcata*-Grenze des Abschnittes Grüne Schneid statt, i.e. zwischen den Proben 6A and 6B. Einem plötzlichen Abfall von *Palmatolepis, Pseudopolygnathus* und *Branmehla* steht ein auffallender Anstieg von *Polygnathus* und *Protognathodus* gegenüber; dies weist auf ein eustatisches Absinken des Meeresspiegels hin, wie es in vielen anderen Abschnitten kurz vor der D/C-Grenze beobachtet werden kann.

Abstract

This paper presents the results of a conodont-based biofacies analysis of the Devonian/Carboniferous boundary sections at Grüne Schneid and Kronhofgraben, Central Carnic Alps, Austria. This analysis is based on countings from 15 conodont samples from the Grüne Schneid section totalling 16.846 single conodont elements, with an average identification level of 52 %, and 8 samples from the Kronhofgraben section totalling 14.345 conodont elements, with some 60 % identified taxa.

In both sections the older part of the *S. praesulcata* Zone is characterized by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies. The Lower Carboniferous parts of both sections, i.e. the equivalents of the early Tournaisian Stage, are represented by a

*) Author's address: Dr. ROLAND J.M.J. DREESEN, Institut Scientifique de Service Public (ISSeP), Rue du Chéra, 200, B-4000 Liège.

polygnathid biofacies (average over 85 %) and shows remarkable similarity in their biofacies evolution. There is, however, a slightly higher frequency of representatives of *Pseudopolygnathus* and of *Siphonodella* in the Kronhofgraben section when compared with the Grüne Schneid section. This suggests a slightly deeper setting of the former. An even more striking difference between both sections is the occurrence of an important *Protognathodus* population at Grüne Schneid resulting from the fact that during the same time interval, shales (i.e. the equivalents of the Hangenberg Shale) were deposited at Kronhofgraben.

The most interesting change in conodont biofacies occurs below the *S. praesulcata/S. sulcata* zonal boundary at Grüne Schneid, i.e., between samples 6A and 6B. The sudden decrease of *Palmatolepis, Pseudopolygnathus* and *Branmehla* contrasts with a striking increase of *Polygnathus* and *Protognathodus*, suggesting an eustatic sea-level drop as observed in many other sections just before the D/C boundary.

1. Introduction

The conclusions drawn in this report are based on countings of conodonts derived from limestone samples of the sections Grüne Schneid and Kronhofgraben, Carnic Alps, Southern Austria. Both sections have been extensively studied during the past years (SCHÖNLAUB, 1969; SCHÖNLAUB et al., 1988, 1991; HAHN & KRATZ, 1991). For details of the succession we refer to the former papers. All identifiable platform and ramiform conodont elements, including the broken ones were counted. The biofacies analysis is based on the platform conodont elements only. Although the absolute numbers are not so important the relative frequencies are even more relevant. The weight of the totally dissolved rock sample varies from 2.5 kg to more than 11 kg depending on the importance to recover diagnostic conodonts for individual levels, e.g., the Devonian/Carboniferous boundary. This level is defined by the first occurrence of *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) and its coincidence with lower limits of the Dinantian, Tournaisian, Mississippian and other chronostratigraphic units (G. FLAJS et al., 1988 eds.).

In addition to the study by SCHÖNLAUB et al. (1988) of the Grüne Schneid section, a few comments with respect to the identified platform conodont species are listed below:

1) The last representatives of the late Upper Devonian genera *Palmatolepis* and *Branmehla* may occur as high as sample GS 6 C, as there were found 1 broken specimen of *Palmatolepis gracilis* and 3 specimens of *Branmehla suprema*.
2) Most of the "siphonodellids" of sample GS 3 B are doubtful and may rather belong to the yet poorly known group of *Polygnathus mehli*.

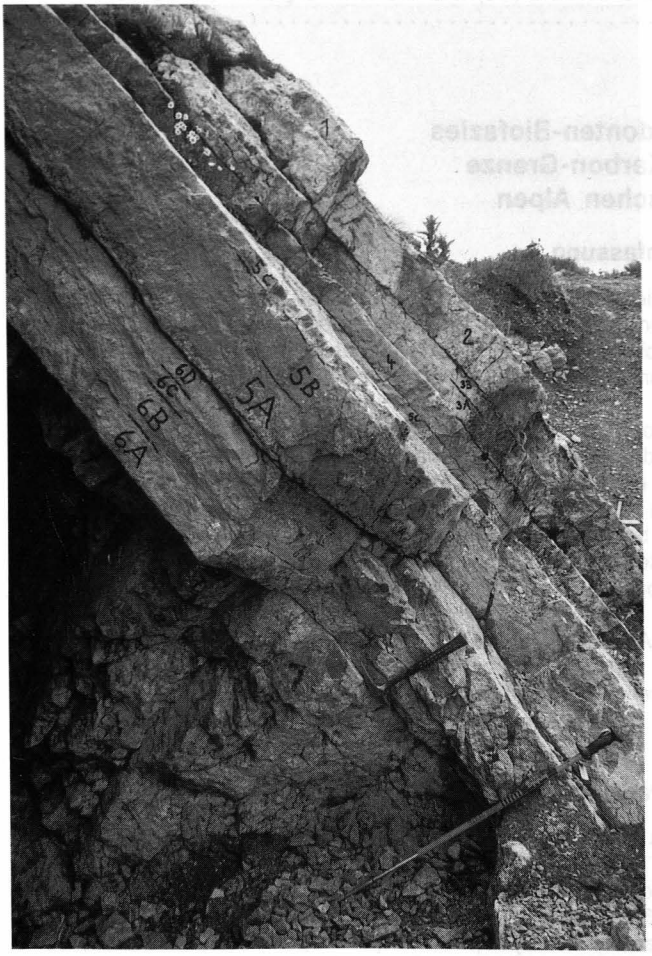


Fig. 1.
Grüne Schneid section, Central Carnic Alps, Austria.
The boundary between the Devonian and the Carboniferous lies within the 32 cm thick bed no. 6, and more precisely between samples 6C and 6D.

Fig. 2.
Grüne Schneid section: detail of Fig. 1 near the D/C boundary.
Note uniform cephalopod limestone development across the boundary, i.e., between samples 6C and 6D.

Fig. 3.
Kronhofgraben section.
The vertically dipping section displays, from the right to the left: cephalopod bearing limestones of the Upper Devonian *praesulcata* Zone (sample K1), followed by a 50 cm thick shale horizon (the equivalent of the Hangenberg Shale), and 6 limestone beds (no.12 named K12: 15 cm, K13: 13 cm, K14: 4 cm, K15: 24 cm, K16: 17 to 20 cm, K17: 5 to 7 cm). This continuous limestone succession is overlain by black radiolarian cherts (left part of the photo), in the lower part of which two small limestone lenses are intercalated (sample K19).

3) *Siphonodella sulcata* is probably present in samples GS 1, GS 2, GS 5 B and GS 5 C (the majority are broken specimens).
4) Within sample GS 3 B, a fragmentary siphonodellid showed a rather evolved anterior platform part, suggesting the presence of *Siphonodella duplicata* Morphotype 2.
5) The occurrence of the different stratigraphically important species of *Protognathodus* all together at the same stratigraphic level (for example in sample GS 4 B2) possibly points to a slight condensation within this bed.

2. Conodont Biofacies concept and Ecostratigraphy

The basis concept of lateral (coeval) conodont biofacies related to linear belts of regional paleotectonic settings which parallel the paleo-coastline, has been proposed by SANDBERG (1976) for the Lower expansa (formerly Upper *styriacus*, late Upper Devonian) Zone in the western U.S.

Each individual biofacies was named for the one or two most abundant platform conodont genera, representing at least 70 % of the population.

The original biofacies concept included five biofacies only and was applied to a single zone in the U.S. It was expanded to include a total of nine distinct biofacies and modelled through several zones in Belgium by SANDBERG & DREESEN (1984). The latter was based on a preliminary application of SANDBERG's 1976 model by DREESEN & THOREZ (1980) to the late Upper Devonian (Famennian) regressive megasequence (Psammites du Condroz) South of the London-Brabant Massif.

Recently, SANDBERG et al. (1988) added two extra biofacies which brings the total number of worldwide Late Devonian conodont facies to eleven:

Each of the outer four paleotectonic belts contains a single conodont biofacies:

I) **Palmatolepid** or **palmatolepid-bispathodid** (continental rise and lower slope).
II) **Palmatolepid-polygnathid** (middle and upper slope or outer shelf).
III) **Polygnathid-icriodid** (outer to middle shelf).
IV) **Polygnathid-pelekysgnathid** (inner shelf; tidal flats; shallow subtidal).

The inner or fifth belt contains five distinct conodont biofacies typical of varying conditions in restricted marine peritidal settings:

V) **Clydagnathid.**
VI) **Scaphignathid.**
VII) **Patrognathid.**
VIII) **Pandorinellid.**
IX) **Antognathid.**

A tenth nearshore inner-belt polygnathid biofacies (already mentioned by SANDBERG & POOLE in 1971) was formerly added by SANDBERG et al. (1988) to represent a distinct biofacies of the inner carbonate platform.

Finally, a polygnathid-ancyrodellid biofacies was introduced by SANDBERG & DREESEN (1987) to represent a special niche characterizing the seaward flanks of Frasnian reefs and mud mounds in the Frasnian of Belgium.

Similarly, SANDBERG & GUTSCHICK (1984) suggested a biofacies model for Lower Carboniferous conodont distribution from deep basin to shoreline in the *Scaliognathus anchoralis* Zone.

Already in the mid-1970's facies control was the accepted explanation for the poor correlation between the Dinantian faunas of the British Isles (carbonate platform) and those of the US and West Germany (basinal facies (AUSTIN, 1974, 1976).

A clear distinction had been recognized in the Tournaisian Series between conodonts from shelf environments characterized by *Clydagnathus* and *Patrognathus* and those from basin environments with *Siphonodella* and *Protognathodus*. A similar distinction between conodont faunas of shelf and basin was demonstrated in later Dinantian horizons by AUSTIN (1976), who described a shelf facies characterized by *Cavusgnathus, Mestognathus* and *Taphrognathus* whereas the deeper-water facies were characterized by species of *Gnathodus*. AUSTIN & DAVIES (1984) indicated that the facies control of conodonts during the Dinantian can also be demonstrated by comparing faunas from rocks deposited in similar facies but different age.

The same authors outlined the relationship between sediment types and conodont genera and went on to

Table 1.
Grüne Schneid section. Data sheet summarizing countings of conodonts from the beds shown on Fig. 1.
Abbreviations: Sip = *Siphonodella*; Bis = *Bispathodus*; Bra = *Branmehla*; Pse = *Pseudopolygnathus*; Pro = *Protognathodus*; Pol = *Polygnathus*; Palma = *Palmatolepis*, D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

GRÜNE SCHNEID SECTION															
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
Sip	1	4	1	0,5	0,5	0,8	2,3	1,1	0,5	1	0	0	0	0	1
Bis	0,5	2	2	2,5	6,5	4,8	5,1	3,3	7	5,9	6,4	3,4	6,2	7,5	20
Bra	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,5	0	12	29,2	29
Pse	4	6	5	6	6	11,8	8	6	0,8	0,5	0	0	3,5	18,6	11
Pro	5	10	0	0	0	0	0,8	15,2	3,6	8	20	58,1	37,3	0	0
Pol	89,5	78	92	91	87	82,6	83,8	74,3	88	84,5	73	38,1	32	3	0
Palma	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	8,9	41,7	39
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
Total counts	339	379	384	282	817	2584	1382	1671	975	2350	2967	486	840	1017	373
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
% ident.taxa	67	65	63	69	58	55,7	54	43,1	39,3	42,7	42,2	30,5	26,8	71	60,2
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
weight in gr.	2500	3000	3000	3000	7542	11738	8487	11610	3240	6410	8500	3170	6300	2500	2500
										▲					
										D/C					

apply knowledge of environments of deposition of modern sediments to conodont distribution patterns.

In the SANDBERG & GUTSCHICK model for the late Tournaisian, seven distinct conodont biofacies were recognized (from offshore to inshore):

I) **Bispathodid** (starved basin).
II) **Scaliognathid-doliognathid** (starved basin and lower slope).
III) **Gnathodid-pseudopolygnathid** (foreslope).
IV) **Eotaphrid** (shelfedge).
V) **Hindeodellid** (outer platform).
VI) **Pandorinellid** (inner platform)
VII) Mestognathid (tidal lagoon and sabkha).

Although this biofacies model can be applied to British and Belgian Dinantian conodont faunas, the model does not extend across the carbonate platform. It might be possible that additional, shallow-platform, protected shelf and restricted marine biofacies will be added to the SANDBERG & GUTSCHICK model in future (DREESEN et al., 1986).

A formal biofacies model for the Devonian/Carboniferous boundary beds is not yet available. Obviously, it should contain elements from both the "standard" Late Devonian and Lower Carboniferous biofacies models.

With the exception of ecologically extreme niches such as: basin or deeper subtidal (dominated by either *Palmatolepis, Siphonodella* or *Gnathodus*) and intertidal or supratidal facies with higher energy and/or salinities (high frequency of *Patrognathus*), the facies control of platform conodont genera at the Devonian-Carboniferous transition is rather difficult to assess. Especially the distribution pattern and biofacies affinities of *Pseudopolygnathus* and *Protognathodus* are less clear and require further investigation.

Species such as *Polygnathus communis* and *Bispathodus stabilis* are common in most marine environments: both are thought to have inhabited the nearsurface layers of the sea, perhaps near the wave-base (AUSTIN & DAVIES, 1984; SANDBERG & GUTSCHICK, 1979).

The common presence of *Polygnathus communis* and absence of *Pseudopolygnathus* suggested that the former might have lived in the upper water layers and the latter in slightly deeper water (AUSTIN & DAVIES, 1984). Moreover, pseudopolygnathids such as *P. dentilineatus* apparently lived at somewhat greater depths than *Bispathodus aculeatus, B. stabilis* and *Pol. communis*, and hence in less agitated waters than its common associates.

In order to obtain the total percentage of *Bispathodus* for recognizing the palmatolepid-bispathodid biofacies in some faunas, morphologically similar platform genera such as *Branmehla* and *Mehlina* are counted with *Bis-*

KRONHOFGRABEN SECTION								
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K1
Sip	97,3	4	8,5	0,8	1,9	2,5	2,5	0
Bis	0	0	0	0	0,2	0,9	2,9	6,3
Bra	0	0	0	0	0	0	0	54
Pse	0,8	10,6	12,2	9,9	8,9	3,2	0,3	13,3
Pro	0	0,6	1,4	0,4	1,9	2	6,8	0
Pol	1,9	84,7	77,9	88,9	87,1	91,4	87,5	1,9
Pal	0	0	0	0	0	0	0	24,5
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K1
total counts	4622	874	1693	1049	2234	738	490	2645
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K1
ident.taxa%	100	45	70,1	46,5	53,5	58	57	46
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K1
weight dissolv.	3264	3875	3125	3465	1845	2946	24530	3000
							▲	
							D/C	

Table 2.
Kronhofgraben section. Data sheet summarizing conodont countings.
Abbreviations as in Table 1.

pathodus (ZIEGLER & SANDBERG, 1984). The *Bispathodus* group (sensu lato) occurs abundantly in pelagic, far offshore settings, but it is equally common in most nearshore settings. This group is interpreted to have lived in the euphotic zone in the highest part of the water column. It occurs widely, independent of bottom conditions, in all but the most nearshore, restricted biofacies.

Characteristic of the Devonian/Carboniferous boundary beds is the appearance of protognathodids: a distinct protognathodid biofacies (ZIEGLER, 1969; ZIEGLER & LEUTERITZ, 1969) interrupts worldwide, in a short stratigraphic interval, the pelagic siphonodellid or ecologically equivalent palmatolepid-bispathoid biofacies. This has been related to a brief eustatic fall in sea level just before the end of the Devonian (ZIEGLER & SANDBERG, 1984). Ecological and sedimentological arguments favour the idea of considering *Protognathodus* as the dweller of more nearshore environments or as a "shallow-water intruder".

3. Comments on the Comparative Biofacies Analysis of the Grüne Schneid (GS) and Kronhofgraben (K) Sections

(Tabs. 1,2; Figs. 4–9)

Except for slight differences in the frequencies of *Siphonodella*, there is a remarkable similarity in biofacies evolution during the oldest part of the Carboniferous (*S. sulcata* and *duplicata* Zones): in both sections we are dealing with a polygnathid biofacies (average over 85 %). In the "rest", we observe a slightly higher frequency of *Pseudopolygnathus* and of *Siphonodella* in the Kronhofgraben section as compared to the Grüne Schneid section.

A striking difference between both sections during the *S. sulcata* Zone is the occurrence of an important *Protognathodus* population in Grüne Schneid at the top of the Zone (almost 30 %). This difference obviously results from the fact that we had a deposition of shale

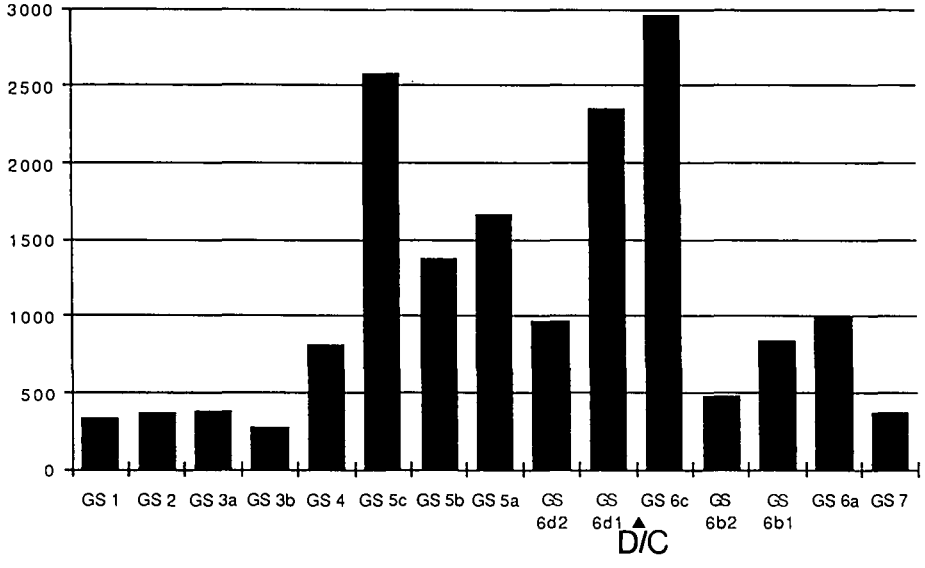


Fig. 4.
Grüne Schneid section. Total counts.
D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

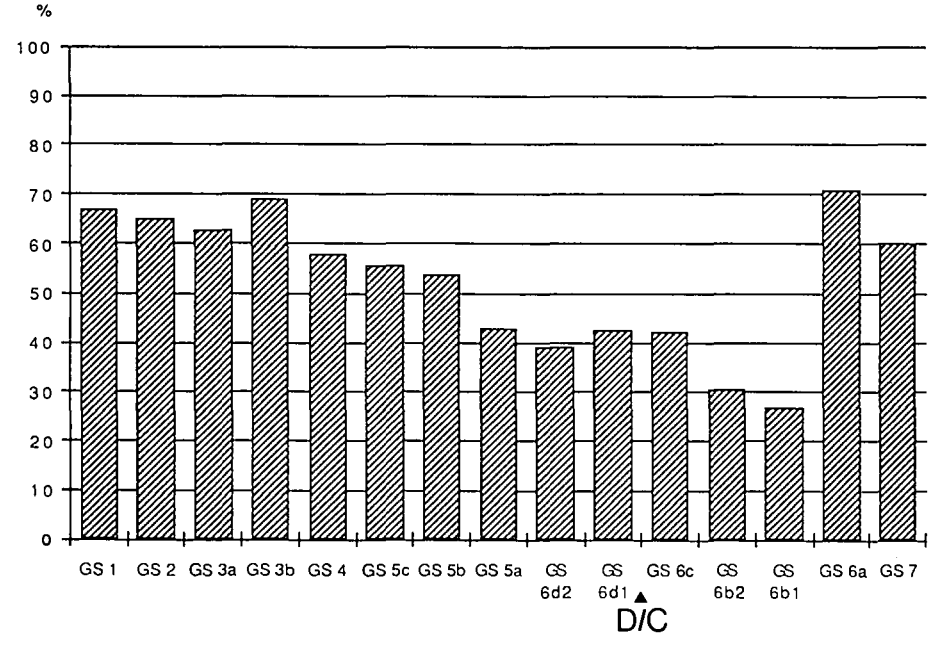


Fig. 5.
Grüne Schneid section. Percentage of identified taxa.
Data sheet summarizing countings of conodonts from the beds shown on Fig. 1.
Sip = *Siphonodella*; Bis = *Bispathodus*; Bra = *Branmehla*; Pse = *Pseudopolygnathus*; Pro = *Protognathus*; Pol = *Polygnathus*; Palma = *Palmatolepis*.
D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

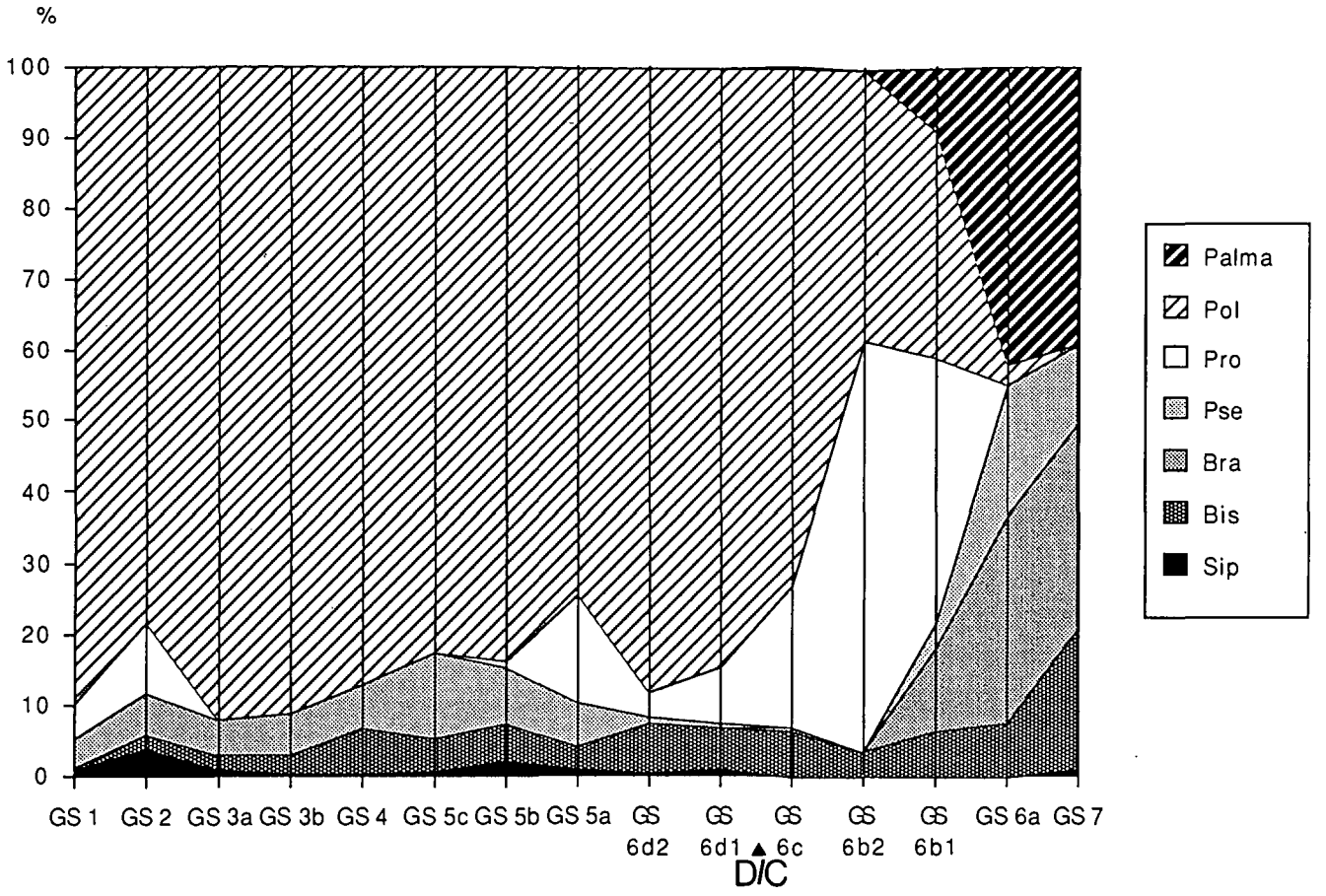


Fig. 6.
Grüne Schneid section. Computer-generated drawing showing distribution of facies related conodont taxa.
Abbreviations as in Fig. 5 and Table 1.

during that particular time interval at Kronhofgraben. The next *Protognathodus* "bloom" within the *S. duplicata* Zone (corresponding to the levels of samples 1 and 2 of the Grüne Schneid section) can possibly be correlated with the base of the chert sequence in the Kronhofgraben section (from which part no conodonts could be extracted).

Although the biofacies record for the *S. praesulcata* Zone is more complete in the Grüne Schneid section, there is a good similarity in biofacies between both sections: comparable relative frequencies of *Palmatolepis, Pseudopolygnathus*, and if we take *Bispathodus* and *Branmehla* as a common biofacies group, the similarity is even greater.

For both sections the oldest part of the *praesulcata* Zone is thus characterized by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies.

The most interesting biofacies change occurs below the *praesulcata-sulcata* zonal boundary in the Grüne

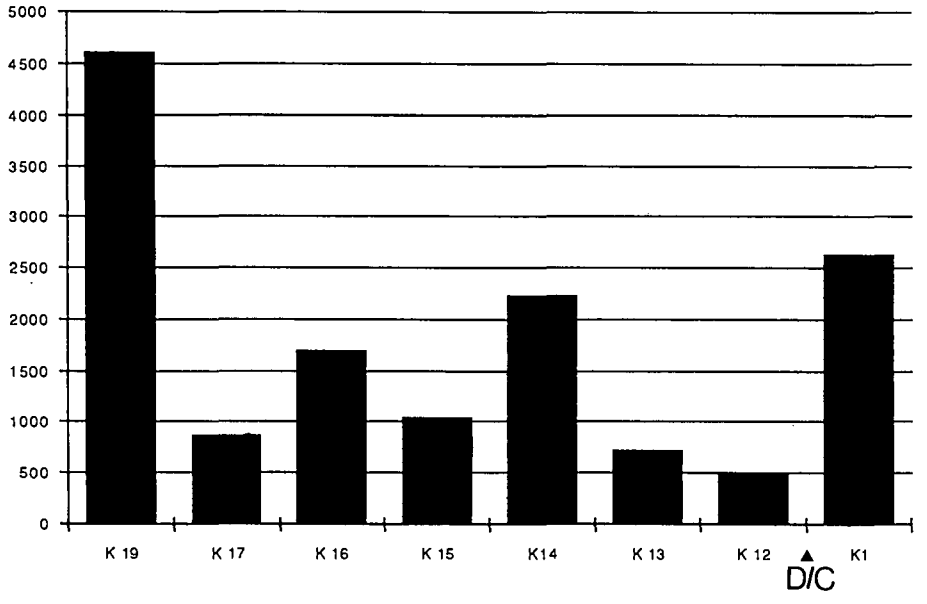


Fig. 7.
Kronhofgraben section. Total counting of conodonts from the samples shown on Fig. 3.
D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

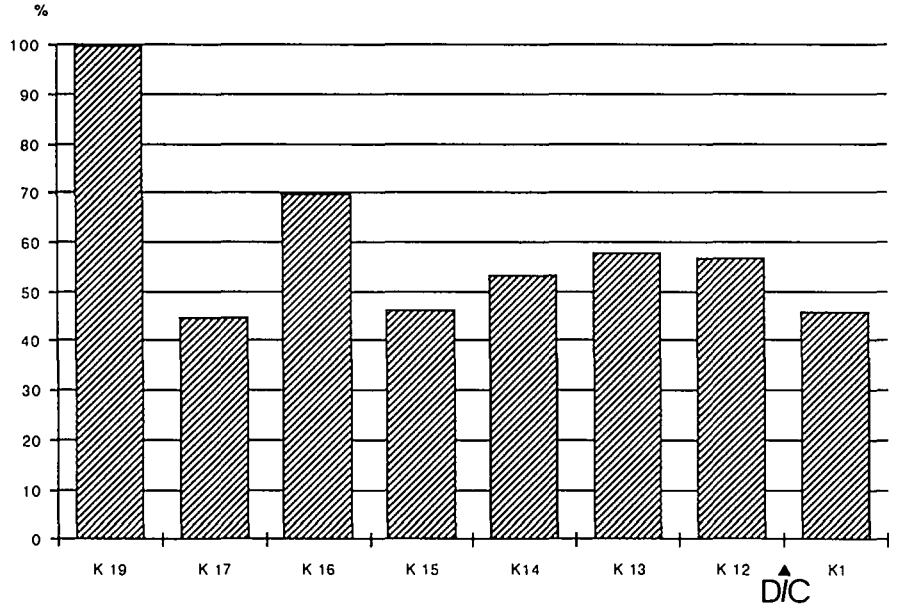


Fig. 8.
Kronhofgraben section. Percentage of identified taxa.
D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

Schneid section: between samples GS 6A and GS 6B we observe an abrupt decrease in *Palmatolepis*, *Pseudopolygnathus* and *Branmehla*, and a sudden increase in *Polygnathus* and especially in *Protognathodus*. This would point to the eustatic sea-level drop, as observed just before the Devonian/Carboniferous boundary in other sections worldwide.

A next important observation concerns the D/C boundary located at the transition from samples 6C to 6D in the Grüne Schneid section: The last representative of the Upper Devonian genus *Palmatolepis* occurs just below that level. Interestingly, *Branmehla* disappears at the same time, whereas there is a significant drop in *Protognathodus* and a slight increase in *Polygnathus*.

Finally, a true "pelagic" Siphonodellid biofacies is present in bed K19 of the Kronhofgraben section (see Fig. 9) pointing to an important deepening event during the *S. sandbergi* Zone. This conclusion is strongly supported by the appearance of blind trilobites (HAHN & KRATZ, 1991, this volume).

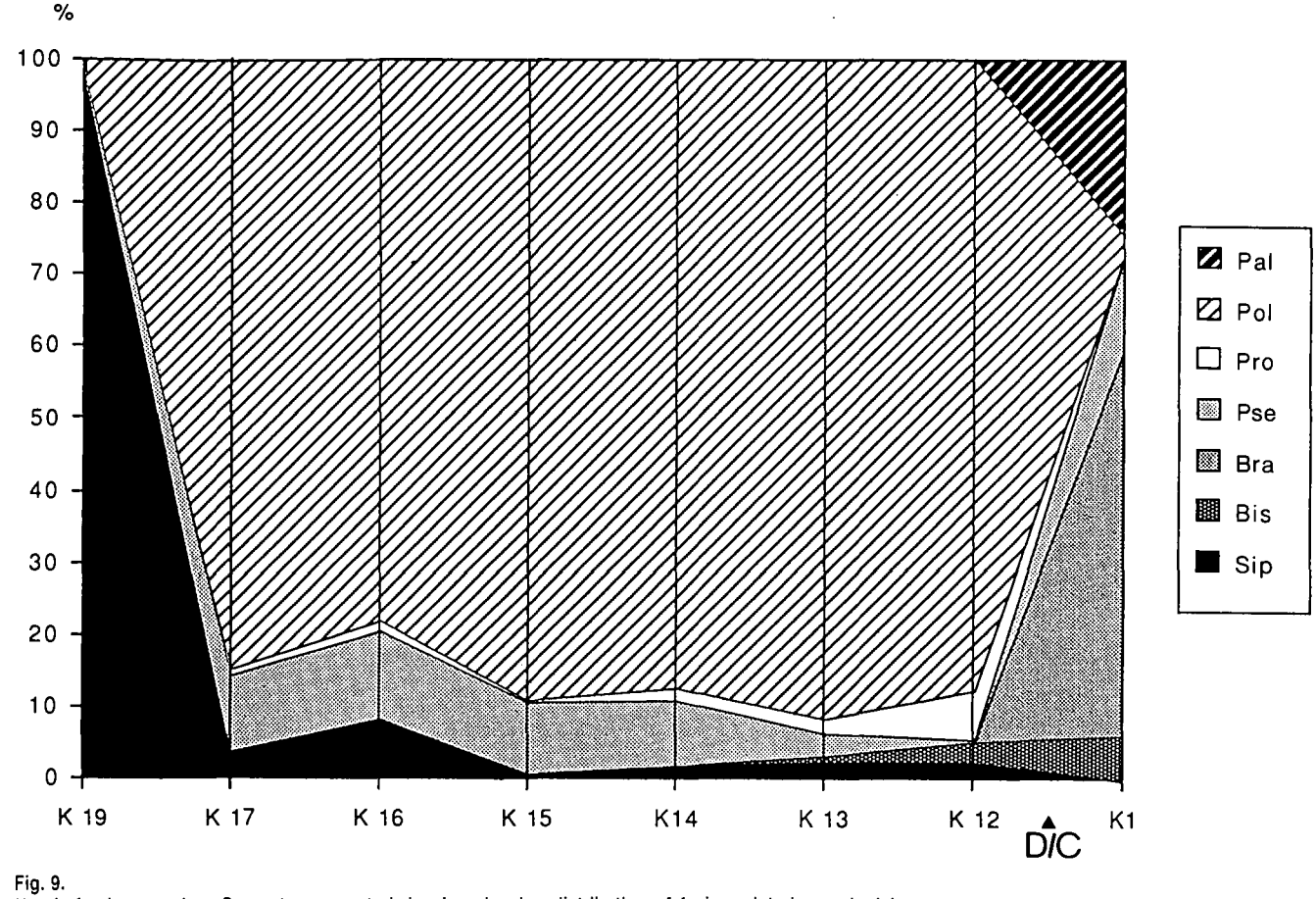


Fig. 9.
Kronhofgraben section. Computer generated drawing showing distribution of facies related conodont taxa.
Abbreviations as in Table 1.

References

AUSTIN, R. L. (1974): The biostratigraphic distribution of conodonts in Great Britain and the Republic of Ireland. – Bel. Geol. Survey, Int. Symp. Belg. Micropal. Limits from Emsian to Viséan, Namur, Sept. 1974, Publ. N. **3**, 1–17.

AUSTIN, R. L. (1976): Evidence from Great Britain and Ireland concerning West European Dinantian conodont Paleoecology. – In: BARNES, C. R. (ed.): Conodont Paleoecology, Geol. Ass. of Canada Special Paper **15**, 201–224.

AUSTIN, R. L. & DAVIES, R. B. (1984): Problems of recognition and implications of Dinantian conodont biofacies in the British Isles. – In: CLARK, D. L. (ed.): Conodont Biofacies and Provincialism, Geol. Soc. America Special Publication, **196**, 195–228.

DREESEN, R., SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W. (1986): Late Devonian and early Carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies. – In: BLESS, M. J. M. & STREEL, M. (eds.): Late Devonian events around the Old Red Continent, Ann. Soc. géol. Belg., **109**, 27–42.

DREESEN, R. & THOREZ, J. (1980): Sedimentary environments, conodont biofacies and paleoecology of the Belgian Famennian (Upper Devonian) – an approach. – Soc. géol. Belg., **103**, 97–11.

FLAJS, G., FEIST, R. & ZIEGLER, W. (eds.): Devonian–Carboniferous Boundary – Results of recent studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 1–245, 1988.

HAHN, G. & KRATZ, R.: Eine Trilobitenfauna des tiefen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen – Vorläufige Mitteilung. – Jahrb. Geol. B.-A., **134**/4, 1991 (this volume).

SANDBERG, C. A. (1976): Conodont biofacies of Late Devonian *Polygnathus styriacus* Zone in Western United States. – In: BARNES, C. R. (ed.): Conodont Paleoecology, Geol. Assoc. of Canada Special Paper, **15**, 171–186.

SANDBERG, C. A. & DREESEN, R. (1984): Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – In: CLARK, D. L. (ed.): Conodont biofacies and Provincialism, Geol. Soc. America Special Paper **196**, 143–178.

SANDBERG, C. A. & DREESEN, R. (1987): Conodont dating of perireefal strata and events in the Frasnian (lower Upper Devonian) of Belgium. – Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, **19**, p. 177, Boulder.

SANDBERG, C. A. & GUTSCHICK, R. C. (1979): Guide to conodont biostratigraphy fo Upper Devonian and Mississippian rocks along the Wasatch Front and Cordilleran Hinge Line. – In: SANDBERG, C. A. & CLARK, D. L. (eds): Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains, Brigham Young University Geology Studies, **26**/3, 107–134.

SANDBERG, C. A. & GUTSCHICK, R. C. (1984): Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States. – In: WOODWARD, J., MEISSNER, F. F. & CLAYTON, J. L. (eds): Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region, Denver Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists, 135–178.

SANDBERG, C. A. & POOLE, F. G. (1977): Conodont biostratigraphy and depositional complexes of Upper Devonian cratonic-platform and continental-shelf rocks in the Western United States. – In: MURPHY, M. A., BERRY, W. B. N. & SANDBERG, C.A. (eds.): Western North America; Devonian – University of California, Riverside, Campus Museum Contributions, **4**, 144–182.

SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. & BUTLER, J. (1988): Late Frasnian mass extinction: Conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**, 263–307.

SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, 1969.

SCHÖNLAUB, H. P., BOECKELMANN, K., FENNINGER, A., KLEIN, P., MAGARITZ, M. & ATTREP, M. Jr.: The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps, Austria. – Jb. Geol. B.-A., **134**/4, 1991 (this volume).

SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian–Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, 1988.

ZIEGLER, W. (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**, 343–360.

ZIEGLER, W. & LEUTERITZ, K. (1979): Die Grenze Devon/Karbon. – In: KOCH et al.: Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., **17**, 679–732.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – In: CLARK, D. L. (ed.): Conodont biofacies and Provincialism, Geol. Soc. America Spec. Publ. **196**, 179–194.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1984bis): Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian–Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **67**, 231–239.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			. Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 57-98	Wien, März 1992

The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach

By HANS P. SCHÖNLAUB, MOSES ATTREP, KLAUS BOECKELMANN, ROLAND DREESEN, RAIMUND FEIST, ALOIS FENNINGER, GERHARD HAHN, PETER KLEIN, DIETER KORN, ROLAND KRATZ, MORDECKAI MAGARITZ, CHARLES J. ORTH & JOSEF-MICHAEL SCHRAMM*)

With 21 Text-Figures, 3 Tables and 9 Plates

Austria
Carnic Alps
Devonian/Carboniferous Bundary
Conodonts
Ammonoids
Trilobites
Stable Isotopes
Geochemistry
Metamorphism

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Contents

Zusammenfassung ... 58
Abstract ... 58
1. Introduction ... 58
2. Grüne Schneid Section ... 59
2.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies ... 60
2.2. Paleontology ... 63
2.2.1. Conodonts ... 63
2.2.2. Ammonoids ... 63
2.2.3. Trilobites ... 64
2.3. Conodont Biofacies ... 65
3. Kronhofgraben Section ... 65
3.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies ... 66
3.2. Paleontology ... 68
3.2.1. Conodonts ... 68
3.2.2. Ammonoids, Trilobites ... 68
3.3. Conodont Biofacies ... 68
4. Mineralogy, Geochemistry and Stable Isotopes ... 69
4.1. Mineralogy ... 69
4.2. Common and Trace Elements I (ICP, AAS, LECO) ... 70
4.3. Common and Trace Elements II (INAA, RNAA) ... 71
4.4. C and O Isotopes ... 76
5. Thermal Overprint ... 77
6. Summary and Conclusions ... 77
7. Plea for Reconsideration of Grüne Schneid Section as Global Stratotype for the Devonian/Carboniferous Boundary ... 79
References ... 98

*) Authors' addresses: Univ.-Doz. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Dr. PETER KLEIN, Geologische Bundesanstalt, P.O. Box 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. MOSES ATTREP, Jr., Dr. CHARLES J. ORTH, Isotope and Nuclear Chemistry Division, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, N. M. 87545, USA; Dr. KLAUS BOECKELMANN, Institut für Geologie und Paläontologie, TU Berlin, Ernst-Reuter-Platz 1, D-1000 Berlin; Dr. ROLAND DREESEN, Institut Scientifique de Service Public, Rue du Chéra, 200, B-4000 Liège, Belgique; Dr. RAIMUND FEIST, Laboratoire de Paléontologie, U.S.T.L., Place E. Bataillon, F-34060 Montpellier, France; Univ.-Prof. Dr. ALOIS FENNINGER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; DIETER KORN, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen; Univ.-Prof. Dr. GERHARD HAHN, Dipl.-Geol. ROLAND KRATZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Fachbereich 18, Lahnberge, Hans-Meerwein-Straße, D-3550 Marburg; Dr. MORDECKAI MAGARITZ, Environmental Science and Energy Research, The Weizmann Institute of Science, 76100 Rehovot, Israel; Univ.-Prof. Dr. JOSEF-MICHAEL SCHRAMM, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Hellbrunner Straße 34/III, A-5020 Salzburg.

Die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen (Österreich) – Eine Fallstudie interdisziplinärer Zusammenarbeit

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit ist eine ausführliche Zusammenfassung von erweiterten und neuen Ergebnissen von Einzelarbeiten zum Geschehen an der Devon/Karbon-Grenze in den Profilen Grüne Schneid und Kronhofgraben der zentralen Karnischen Alpen. Ersteres ist durch kontinuierliche Karbonatsedimentation an der Wende vom Devon zum Karbon gekennzeichnet. Eine reiche Conodonten-, Clymenien- und Goniatiten- sowie Trilobitenführung ermöglichen die exakte Festlegung des Grenzniveaus im oberen Teil der Kalkbank 6 (26.5 cm über der Basis von Bank 6) sowie eine Feingliederung in einzelne Zonen mit entsprechenden Leitformen von Conodonten, Ammonoideen und Trilobiten. Wechselnde Verhältnisse von Fazies-abhängigen Conodontenassoziationen und der vertikale Wechsel zwischen blinden und nicht-blinden Trilobiten sind Hinweise für geringfügige Meeresspiegelschwankungen im jüngsten Oberdevon und in der älteren Tournais-Stufe. Kurz vor Ende des Oberdevons (Mittlere praesulcata-Zone) kommt es als Folge des „Hangenberg-Events" zu einer Regression, die in der duplicata Zone des älteren Tournai von einem Meeresspiegelanstieg gefolgt wird.

Die umfangreichen biostratigraphischen Untersuchungen werden ergänzt von lithofaziellen, mineralogischen, geochemischen und isotopenchemischen Analysen. Aus der Fülle von Daten schließen wir, daß im Profil Grüne Schneid – wie bisher von keiner anderen Stelle auf der Erde mit dieser Exaktheit nachgewiesen – über die Devon/Karbon-Grenze hinweg ununterbrochen und in gleichbleibender Fazies Kalksedimentation stattfand. Hinweise auf Hartgründe, Schichtlücken und Umlagerungen fehlen ebenso wie jegliche Hinweise auf ein extraterrestrisches Ereignis. Diese Erkenntnisse sowie die „drittrangige" Bedeutung der Grenze in Hinblick auf ein Massensterben unterstreichen die Auffassung, das Profil Grüne Schneid als weltweit geeignetes Referenzprofil für die Grenze Devon/Karbon erneut vorzuschlagen.

Im 9 km entfernten D/C-Profil des Kronhofgrabens schaltet sich an der Devon/Karbon-Grenze ein 50 cm mächtiger pyritreicher Schieferhorizont in die Kalkabfolge ein. Sein Chemismus weist erhöhte Gehalte von organischem Kohlenstoff, Schwefelkies, Iridium und von Schwermetallen auf. Für die Bildung dieses Äquivalents der „Hangenberg-Schwarz-Schiefer" des Rheinischen Schiefergebirges wird ein reduzierendes Milieu vermutet. Lithofazies, Conodonten und blinde Trilobiten sind darüberhinaus Hinweise auf einen im Vergleich zur Lokalität Grüne Schneid tieferen Bildungsraum. Als Ursache wird eine lokal verstärkte Subsidenz angenommen, die die Regressions-Transgressionstendenz im flacheren Grüne-Schneid-Areal überlagert.

Abstract

This paper presents new and revised sedimentological, paleontological, geochemical and isotopic data on two D/C boundary sections from the Carnic Alps of southern Austria, the Grüne Schneid and the Kronhofgraben sections. Based on rich abundances of conodonts, ammonoids and trilobites for the Grüne Schneid section continuous and uniform sedimentation is concluded across the boundary. The D/C boundary lies within the upper part of the 32 cm thick limestone bed no. 6, and more precisely 26.5 cm above its base. In succcessive order different associations of conodonts, ammonoids and trilobites have been recognized in the studied 6 m thick section. Of particular interest are the varying abundances of facies-related conodont genera and the occurrences of blind and oculated trilobites. Comprehensive geochemical and isotopic analysis support the conclusion of an uninterrupted sequence. In addition, there is no indication suggesting an extraterrestrial component in the sediment nor is there a strong argument for a severe mass mortality. Rather, the available information suggests a moderate regressive event shortly before the end of the Devonian, followed by a transgression at the beginning of the duplicata Zone of early Tournaisian age.

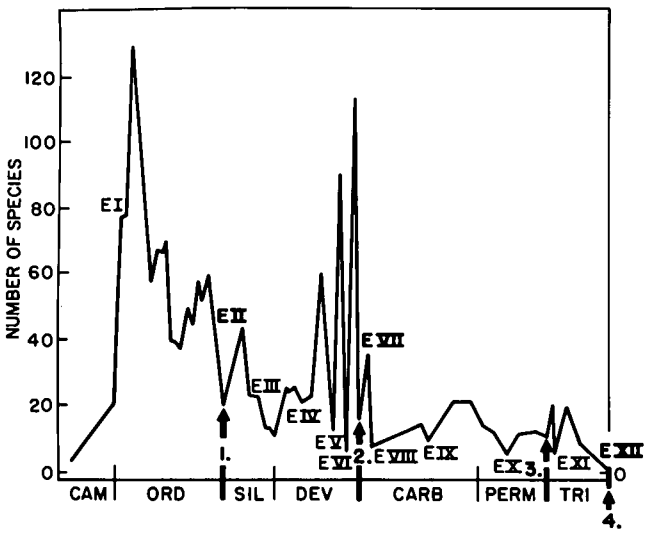
As a consequence, Grüne Schneid section is regarded to serve as the excellent stratotype for the D/C boundary. It fulfills all criteria required for a reference section, such as abundances of various fossil groups, continuity and uniformity of facies. The total absence of hardgrounds, stratigraphic gaps or reworking further supports this recommendation although the D/C boundary matter seems to have settled more recently.

The Kronhofgraben section, located some 9 km to the east of the Grüne Schneid section, is characterized by a 50 cm thick shale intercalation in the overall limestone succession. In comparison with the area of Grüne Schneid it represents a deeper environment. This conclusion is reached from analysis of the facies and the fauna such as conodonts and trilobites. In the shale horizon the contents of organic carbon, sulfur, heavy metals and of Ir are considerably enriched, suggesting deposition under reduced stagnant conditions below the maximum carbonate sedimentation depth. Presumably the metal enrichments were caused by oceanic processes and not from cosmic dust. Similar to the Grüne Schneid section the carbon isotope profile across the boundary interval shows no significant variations, which support the idea that no severe mass extinction occurred at or close to the D/C boundary, i.e. some 353 Ma ago.

1. Introduction

The Devonian/Carboniferous (D/C) boundary event, known also as "Hangenberg Event", has been widely recognized for a long time. It represents a significant although not major extinction event (Text-Fig. 1) that affected many pelagic organisms such as conodonts, ammonoids and trilobites and to a lesser extent also ostracodes, foraminifera and corals. Whether earth originated causes – tectonic, eustatic and volcanic – or extraterrestrial ones can be held responsible for this turnover has been variously speculated in recent times.

Recently, based on zircon crystal age data using the SHRIMP ion microprobe, statistically indistinguishable ages of 353.2 ± 4.0 Ma and 355.8 ± 5.6 Ma have been reported for bentonites lying 35 and 53 cm above the D/C boundary at Hasselbach, Germany, and Glenbawn, Australia, respectively. Consequently, for the "Hangen-



Text-Fig. 1.
Total number of conodont species appearing and major extinction events. 1,2,3,4 = times of extinction for other groups of organisms; EI to EXII = times of extinction for conodont species.
After D.L. CLARK, unpubl.

berg Event" an age of about 353 Ma may be estimated (G. YOUNG & J. CLAOUÉ-LONG, 1991). As will be shown here this event occurred shortly before the D/C boundary.

In the Carnic Alps of southern Austria and northern Italy the Devonian/Carboniferous boundary beds are excellently exposed. In a recent publication H.P. SCHÖNLAUB et al. (1991, Tab. 1, Text-Fig. 2) summarized the stratigraphic data from more than 20 limestone sections in which a continuous sedimentation across the Devonian/Carboniferous boundary has well been documented. At the end of the following stage, i.e., the Tournaisian, a drop in sea-level resulted in a karstification event which caused an extensive relief with limestone dissolution at surface and subsurface levels and local formation of fissures, caves and breccias (H.P. SCHÖNLAUB et al., 1991).

Since the official organisation of the IUGS Working Group on the Devonian/Carboniferous Boundary in 1976, many accomplishments were made towards a more accurate definition of the base of the Carboniferous Period. The level finally chosen in 1979 "represents an attempt at closest possible conformity with the current definition of the boundary, namely at the base of the Gattendorfia Zone as recommended by the 1935 Heerlen Congress" (E. PAPROTH, 1980). In 1979 it was generally agreed upon that this is at the first appearance of the conodont species *Siphonodella sulcata* within the evolutionary lineage from *S. praesulcata* to *S. sulcata*. Apparently this level is just below the entry (= lowermost record) of the ammonoid genus *Gattendorfia* in the Hönnetal section of the Rhenish massif.

Since then search began for the section best suited as boundary stratotype (see E. PAPROTH & M. STREEL (eds.), 1984; E. PAPROTH & G. D. SEVASTOPULO, 1988). Following the "Last call for candidate stratotypes" of 1985, in addition to three already existing candidate sections (Muhua, Berchogur, Hasselbachtal) four other sections were proposed to serve as stratotypes in 1987, namely Nanbiancun in southern China, Drewer in Germany, Grüne Schneid in the Carnic Alps of southern Austria and La Serre in the Montagne Noire, France. After lengthy discussion during the Courtmacsherry meeting in southern Ireland the latter gained the majority of support. Finally, in 1990 La Serre section was officially ratified by IUGS as Boundary Stratotype for the base of the Carboniferous.

Yet, by that time many specialists reached a broad consensus that in fact the Grüne Schneid section represents the best section of the marine realm as it contains rich assemblages of conodonts, ammonoids and trilobites of a high correlative potential. In addition, its succession displays a uniform lithology of cephalopod limestones suggesting the same distinct facies pattern for the latest Devonian and the earliest Carboniferous. The absence of any shaly intercalations, of gaps and/or reworked faunas or rocks may further indicate that the so-called "Hangenberg Event" did not affect the Grüne Schneid section. However, as will be shown for the Kronhofgraben section, this event can be recognized in other parts of the Carnic Alps. It reflects the culmination of a worldwide occurring regression followed by a transgression which on a global scale characterizes the D/C boundary.

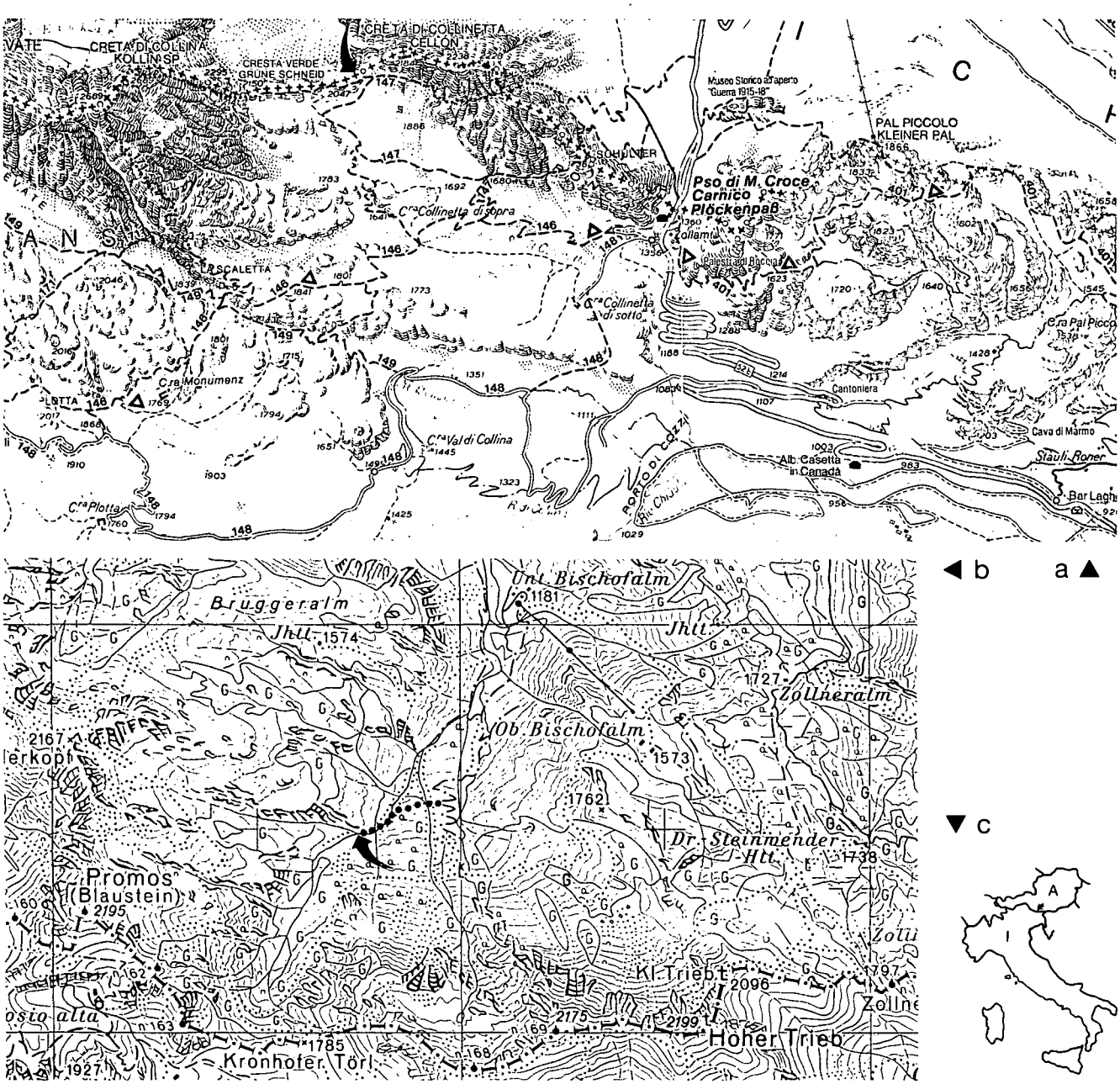
This summary report presents new and updated results for the Devonian/Carboniferous boundary interval of the Carnic Alps (H.P. SCHÖNLAUB, 1969a; H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988). This area which has long been famous for its almost uninterrupted fossiliferous sequences ranging from the Late Ordovician to Middle Triassic times seems to fulfill all requirements aimed at by the "Guidelines of the IUGS Commission on Stratigraphy" (J.W. COWIE et al., 1986). Its particular merits and peculiarities will be presented in the following chapters. Previous activities of research were extensively reviewed by H.P. SCHÖNLAUB et al. (1988) and H.P. SCHÖNLAUB et al. (1991).

2. Grüne Schneid Section

In the Central Carnic Alps, i.e. the area around Plöckenpaß (= Monte Croce Carnico) south of Kötschach-Mauthen the Variscan sequence is best exposed and stratigraphically continuous. Minor breaks, however, do occur locally, e.g., at the base of the Silurian, in the Middle Devonian and in the basal Frasnian. H.R. v. GAERTNER (1931) first concluded a conformity between the late Devonian and the Lower Carboniferous based on goniatites which he found in the uppermost limestone beds on top of the famous Cellon section. This locality is named "Grüne Schneid" (= "Green Crest" or "Cresta Verde"; Text-Fig. 2).

The Grüne Schneid section is located at an altitude of 2142 m on the Austrian, i.e., northern side of the crest forming the Austrian/Italian border some 25 meters west of the marker point n-129 which is west of the peak of mountain Cellon. It is easily accessible along the paths numbered 146 and 147 running from the pass to the top of the Cellon on the Italian side of the mountain chain.

The overall 6 m thick section displays the uppermost limestone beds of a 750 m thick conformable limestone sequence ranging from the Upper Ordovician to the Lower Carboniferous. The basal Tournaisian strata are separated from the overlying clastic Hochwipfel Formation by a fault zone.



Text-Fig. 2.
Location of the study area in the Central Carnic Alps of Southern Austria.
A: Grüne Schneid section.
Topography after Carta Topografica per escursionisti 1 : 25.000, Foglio 09, Tabacco, Casa Editrice, Udine.
Actual scale ≈ 1 : 30.000.
B: Kronhofgraben section, 9 km east of Plöckenpaß.
Topography after ÖK 197 Kötschach 1 : 25.000, Bundesamt f. Eich- und Vermessungswesen, Wien.
Actual scale ≈ 1 : 30.000.
C: Approximate position at the Austrian/Italian border.

Recently the Cellon area was re-mapped (H.P. SCHÖNLAUB, 1985) and the outcrop was cleaned and enlarged. Now it exhibits a small cavern in the Devonian part and an excellently exposed bedded wall-rock in the boundary interval. The Tournaisian part of the section is 100 cm thick (Figs. 3 A,B, 4).

2.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies

The main lithology of Famennian and Dinantian carbonate sequences of the Central Carnic Alps comprises various types of bedded micritic Flaser-limestones covered by an irregular network of thin clayish seams. The biotic composition is dominated by cephalopods. With varying abundances also other pelagic groups occur such as trilobites, ostracodes, radiolarians and conodonts. Less abundant are echinoderms, molluscs, juvenile bivalves, brachiopods and fish teeth (see Plates 1, 2). Fossils are more abundant in the Kronhof Limestone, in particular, in bed nos. 3, 4 and 5. The Pal Limestone has only been studied in detail in its upper part. Conodonts, however, have also been recovered from the lower beds which are equivalent to the Upper expansa Zone.

This type of mainly goniatite bearing wackestone bridges the D/C boundary without any significant break. In terms of mapping units ("Formations"), the Famennian portion of the sequence constitutes the Pal Limestone while the equivalents of the Tournaisian represent the Kronhof Limestone. The latter are mainly light greyish to reddish and well bedded micritic limestones. The individual beds are separated by more or less distinct wavy bedding planes. Up to 1 cm thick clay partings are rather uncommon but occur between bed nos. 5a and 6d and between nos. 12 and 13.

The studied section comprises 15 limestone beds with varying thicknesses. At the boundary interval each thicker bed was further subdivided into smaller units to gain more detailed information about ranges of individual taxa. Thus during this study a total of 22 samples were collected and analyzed.

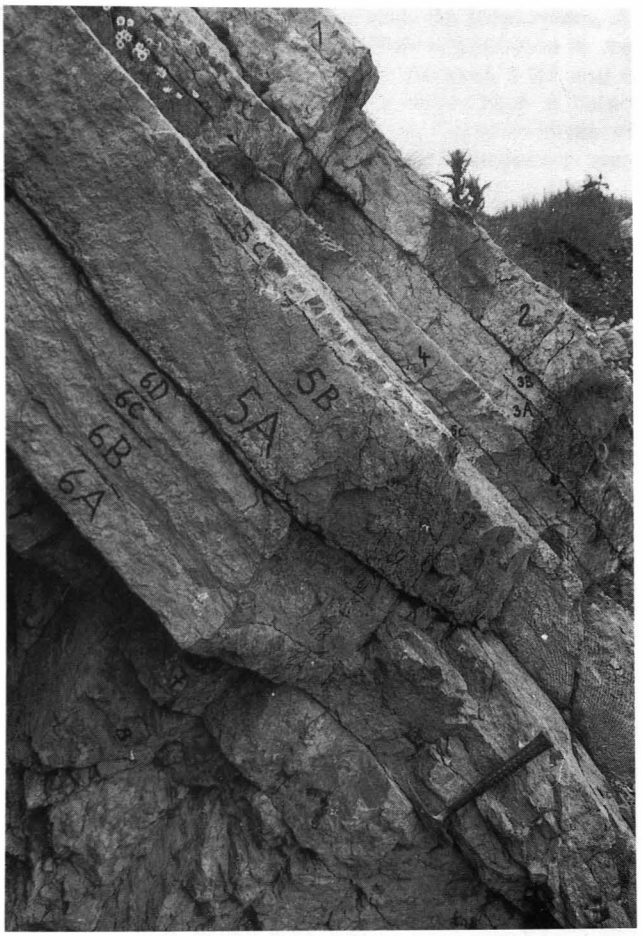
According to K. BOECKELMANN and L. KREUTZER who re-examined the petrographic data the upper part of Grüne Schneid section consists of the following lithologies (after H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988, see Pl. 1, Figs. 1–8):

Bed 7/praesulcata Zone

18 cm thick greyish to slightly pink colored limestone bed with faint black veins; wackestone with tiny cephalopod shells, ostracodes, gastropods, trilobites, spheres (radiolarians ?) and crinoid stems.

Bed 6/praesulcata and sulcata Zone

32 cm thick light grey to yellowish and in part faintly pink colored limestone bed. Residual clay can either be arranged irregularly to form a network on the surface



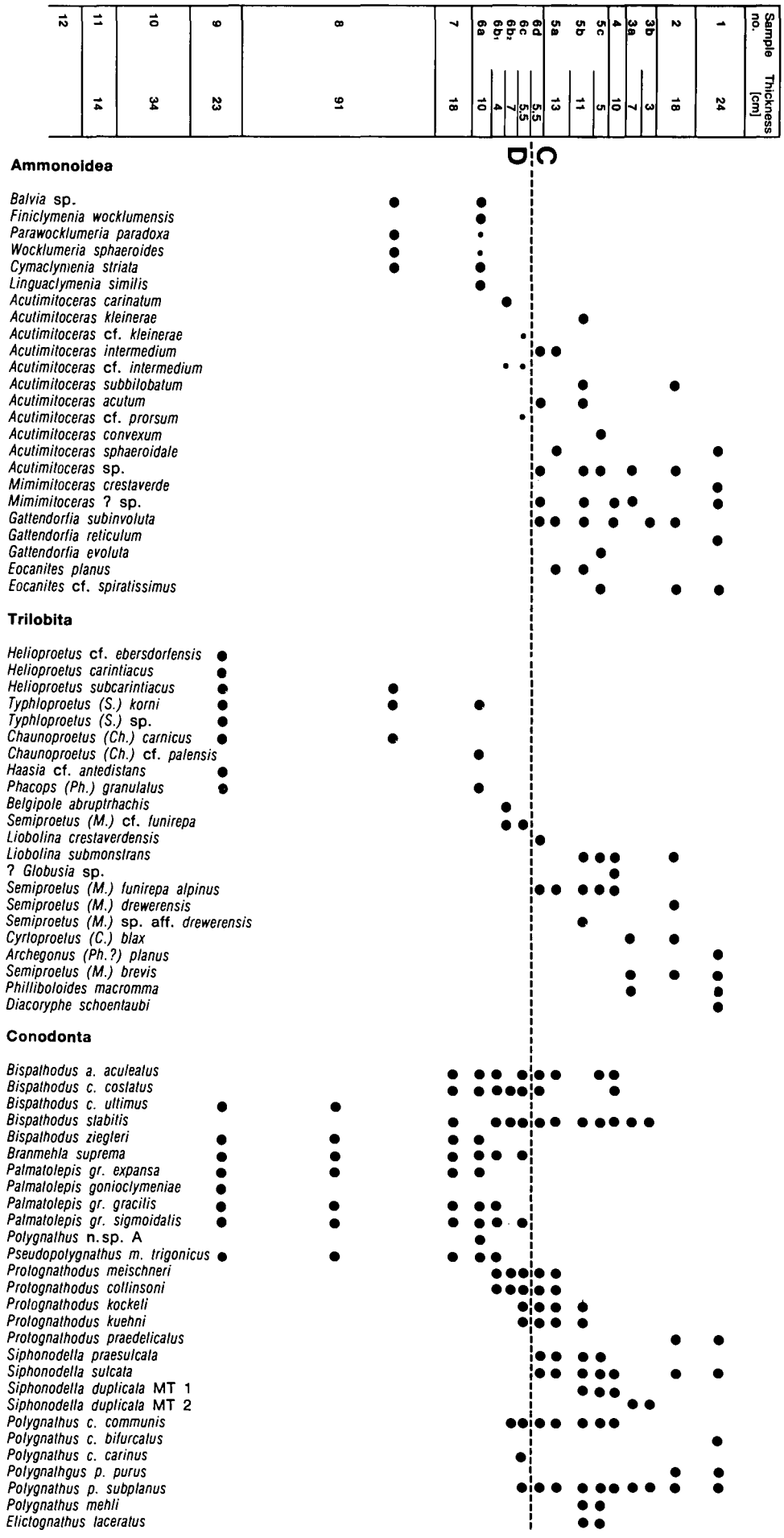
◀ b a ▲

Text-Fig. 3.
Grüne Schneid section.
A: Photograph shows the upper part of the section with bed nos. 8 to 1.
B: 32 cm thick bed no. 6 and its subdivision into 4 (5) subbeds numbered from base to top 6A, $6B_1$, $6B_2$, 6C, 6D.
D/C boundary between subbed nos. 6C and 6D. Note uniform lithology throughout the boundary bed.

or can be concentrated as clay parting parallel to bedding plane to indicate four indistinctly recognizable subbeds (6a–6d, see Text-Fig. 3 B). Subbed 6 B is divided into a 4 cm thick lower more argillaceous part (6 B1) and a 7 cm thick upper less clayish part (6 B2). The lower subbed 6 B1 comprises a bioclastic stylolitic and microstylolitic ostracode mudstone (micrite/siltite) with echinoderms and brachiopods. Subbed 6 B2 is a wackestone with small cephalopod shells and ostracodes, gastropods, trilobites, spheres, small bivalves and crinoid debris. Most shell debris is tiny and fragile. Inhomogeneous parts indicate bioturbation, clay enrichment point to locally strong solution processes.

Bed 5/sulcata to Lower duplicata (?) Zone

29 cm thick greyish to weakly pink colored limestone bed the lowermost 3 to 4 cm of which are distinctly pinkish colored. In this portion residual clay from pressure solution is more common than in the upper portion of the bed. The effect of solution can also be seen



Text-Fig. 4.
Distribution of conodonts, ammonoids and trilobites at the Grüne Schneid section.

along the surface of individual cephalopod shells. Thin sections reveal a strongly bioturbated and mottled goniatite wackestone with some ostracodes, crinoid debris, spheres, few bivalves and trilobites. Geopetal fabrics are common in the whole bed.

Bed 4/duplicata Zone

10 cm thick light grey and well bedded limestone bed; goniatite wackestone with stylolitic fabric and large trilobite carapaces, ostracodes, bivalves and spheres.

Bed 3/duplicata Zone

10 cm thick light grey to yellowish/brownish and weakly pink colored limestone bed; bioturbated trilobite-goniatite-wackestone with few ostracodes, bivalves and crinoid debris, also showing stromatactis fabric with internal sediment.

Beds 2,1/duplicata Zone

18 and 24 cm thick limestone beds, respectively. Greyish micritic limestone beds, indistinctly pinkish colored. Thin sections reveal tiny goniatite shells as the main biotic constituent of the rock.

2.2. Paleontology

2.2.1. Conodonts

(H.P. SCHÖNLAUB)

The revised and updated conodont based subdivision of Grüne Schneid section is shown in Text-Fig. 4. The 4.95 m thick Upper Devonian sequence (sample nos. 15–6B) represents the Upper expansa and the Lower and Middle praesulcata Zones in the revised conodont zonation of W. ZIEGLER & C.A. SANDBERG (1984). A more precise assignment, however, is yet not possible due to the absence of the zonal index *Siphonodella praesulcata* on which this zonation has been based.

Sample 11 collected from 2.06–1.92 m below the D/C boundary contains, beside others, the last occurrences of such stratigraphically important species like *Palmatolepis gr. gonioclymeniae* together with *Bispathodus c. ultimus* and *B. ziegleri* suggesting the highest equivalents of the Lower praesulcata Zone.

The poorly defined Middle praesulcata Zone may be represented from sample 10 to sample 6 B, i.e., from 1.92–5.5 cm below the D/C boundary. In the following 5.5 cm thick subbed 6 C the entry of *Protognathodus kockeli* and *P. kuehni* were recognized. Its forerunners, *P. meischneri* and *P. collinsoni*, have their appearance in the bed below and were found in the samples 6 B1 and 6 B2. The accompanying conodont association is listed in Text-Fig. 4. Beside others a few representatives of *Palmatolepis (P. gr. sigmoidalis)* and *Branmehla suprema* survived into this level.

Subbed 6 D is characterized by the entry of the index conodont *Siphonodella sulcata*. It is associated with different species of *Bispathodus, Protognathodus, Polygnathus* and the first appearance of *Pseudopolygnathus dentilineatus*.

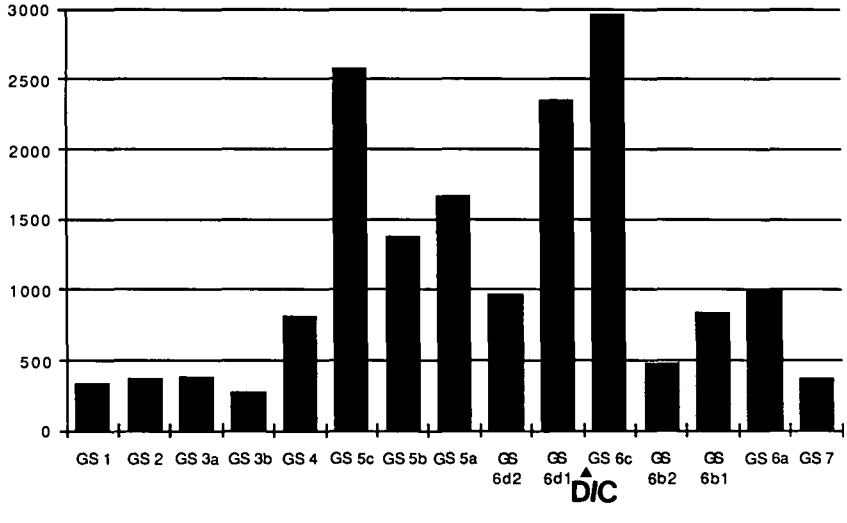
Additional and revised conodont data restrict the range of the sulcata Zone to the interval from samples 6 D to 5 C which corresponds to the basalmost 34.5 cm of the Lower Carboniferous. In the upper part of this bed *Siphonodella duplicata* Morphotype 1 appears. It is succeeded by a more advanced morphotype of *S. duplicata* in the samples 3 A and 3 B which we assign to *S. duplicata* Morphotype 2. The change of the conodont fauna from *S. sulcata* to *S. duplicata* Morphotype 1 is well recorded in our collection. It is in bed no. 5 and coincides with the last occurrences of representatives of the genus *Protognathodus*. As known from other sections *S. sulcata* co-occurs with *S. duplicata* in the upper part of the Grüne Schneid section.

In our conodont collection from beds just below and above the D/C boundary some juvenile platform elements of polygnathids with large basal cavity suggest a relationship with *Siphonodella sulcata*. As far as the lower surface is concerned also some representatives of the genus *Pseudopolygnathus* show a similarity with the zonal index. The main differences, however, are the flat platform and the weak development of a rostrum-like anterior trough, the more oval outline of the platform, the ornamentation of the platform with short but strongly developed transverse ridges and the more pronounced arching of the platform in lateral view. Until revision of the lowermost Carboniferous polygnathids we tentatively assign these specimens to *Polygnathus mehli* THOMPSON and perhaps *P. longiposticus* BRANSON & MEHL. Some of these platform conodonts are illustrated on Plate 3.

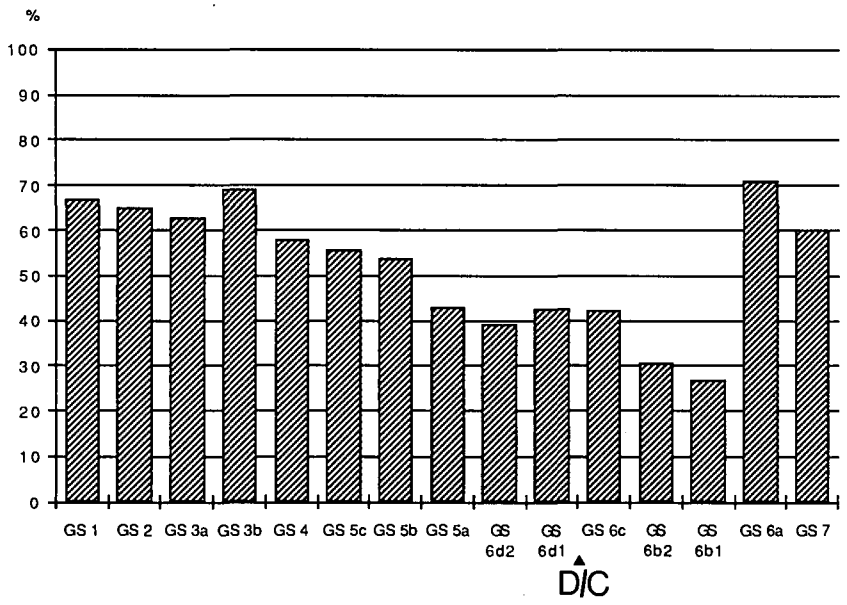
2.2.2. Ammonoids

(D. KORN)

The Devonian/Carboniferous boundary beds of the Grüne Schneid section yielded a rich collection of am-



Text-Fig. 5.
Total counts of conodonts at the Grüne Schneid section, sample nos. 7 to 1.



Text-Fig. 6.
Percentage of identified conodont taxa at Grüne Schneid, sample nos. 7 to 1.

monoids (D. KORN in H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988; D. KORN, 1992, this volume). At hand are some 200 specimens which can be attributed to four different ammonoid horizons (see Text-Fig. 4). In successive order these are the Lower and Upper paradoxa Zones of the Wocklumeria Stage (Upper Devonian), the so-called *Acutimitoceras* fauna (prorsum Zone) of the uppermost Devonian, and the acutum Zone of the Gattendorfia Stage in the Lower Carboniferous.

Distribution and subdivision of the whole collection are shown in Text-Fig. 4 and illustrated on Plates 4 and 5:

Close to the base of bed no. 12 the occurrence of *Parawocklumeria paprothae* corresponds to the Lower paradoxa Zone.

In the uppermost 20 cm of bed no. 8 the following assemblage clearly indicates the Upper paradoxa Zone: *Wocklumeria sphaeroides, Parawocklumeria paradoxa, Cymaclymenia striata* (the only well preserved taxon), *Mimimitoceras* sp. and *Balvia* sp..

Bed no. 7 yielded only two indeterminable representatives of a clymeniid and a prionoceratid.

The following subbed no. 6 A contains the same fauna as in bed no. 8 supplemented by *Finiclymenia wocklumensis* and *Linguaclymenia similis*. This assemblage represents the Upper paradoxa Zone.

The 11 cm thick subbed no. 6 B can be subdivided into a lower 4 cm thick more argillaceous ammonoid-free horizon (6 B1) which presumably corresponds to the Hangenberg Shales of the Kronhofgraben section, and an 7 cm thick upper horizon (6 B2) characterized by small goniatites. In comparison with the underlying subbed no. 6 A the goniatite assemblage shows distinct differences. They belong to the genus *Acutimitoceras*; clymeniids have completely disappeared. In this association *Acutimitoceras carinatum* is well represented and thus indicates an equivalent level with the *Acutimitoceras* fauna of Stockum (D. KORN, 1984).

Subbed no. 6 C yielded similarly small representatives of the genus *Acutimitoceras*, i.e., *A.* cf. *prorsum and A.* cf. *kleinerae* corresponding to the prorsum Zone.

A major change occurs in the following subbed no. 6 D with the entry of *Gattendorfia subinvoluta* and *Acutimitoceras acutum*. This fauna clearly indicates the base of the Gattendorfia Stage of the Lower Carboniferous.

The succeeding sequence yielded a very similar goniatite fauna. At subbed no. 5 A the important index genus *Eocanites* appears. Based on this fauna the Carboniferous portion of the Grüne Schneid section can be assigned to the acutum Zone of the Gattendorfia Stage.

In summary, the Grüne Schneid section can easily be correlated with other D/C boundary sections, in particular with those from the northern margin of the Rhenish Massif (Oberrödinghausen, Müssenberg). However, none of these sections yielded a comparable complete succession of ammonoids across the D/C boundary beds.

2.2.3. Trilobites

(R. FEIST)

The new and amended list of trilobites from the Devonian/Carboniferous boundary section at Grüne Schneid is shown in Text-Fig. 4 and is illustrated on Plates 6–9 (R. FEIST, 1992, this volume).

Starting with bed no. 15 each layer yielded trilobites which belong to three successive associations. Based on more than 120 trilobite remains from bed no. 15 to the top of the section the following subdivision can be recognized (see Text-Fig. 4 and R. FEIST, 1992, this volume):

1) In the late Upper Devonian the *Helioproetus-Chaunoproetus* Association comprises both blind forms and those with reduced eyes.
2) The following abruptirhachis Association is characterized by normally oculated trilobites. This fauna is restricted to the subbeds 6 B2 and 6 C, i.e., the level following the "Hangenberg Event" and immediately below the D/C boundary.
3) A lowermost Carboniferous association consisting of *Liobolina* and *Macrobole* which exhibit only oculated forms although the size of the eyes is moderate.

The reduction of the eyes during the late Devonian Wocklumeria Stage presumably reflects an adaption to a deeper environment below the photic zone. The small size of all taxa, the reduction of prominent sculptural elements, the spinous character and the convex thorax suggest an endobenthic mode of life. This habit changed during the following time: the appearance of

trilobites with exclusively well developed eyes in subbed 6 B and the following horizon 6 C suggests a slightly shallower environment than before. The bathymetric change can be attributed to the final stage of the end-Devonian regression (O.-H. WALLISER, 1984; J.G. JOHNSON et al., 1985). This environment lasted through the following sulcata conodont zone although new forms appeared, but again changed at the beginning of the duplicata conodont zone when a slight deepening and thus a transgression is indicated by trilobites with reduced eyes which co-occurred with forms with normal eyes.

2.3. Conodont Biofacies

(R. DREESEN)

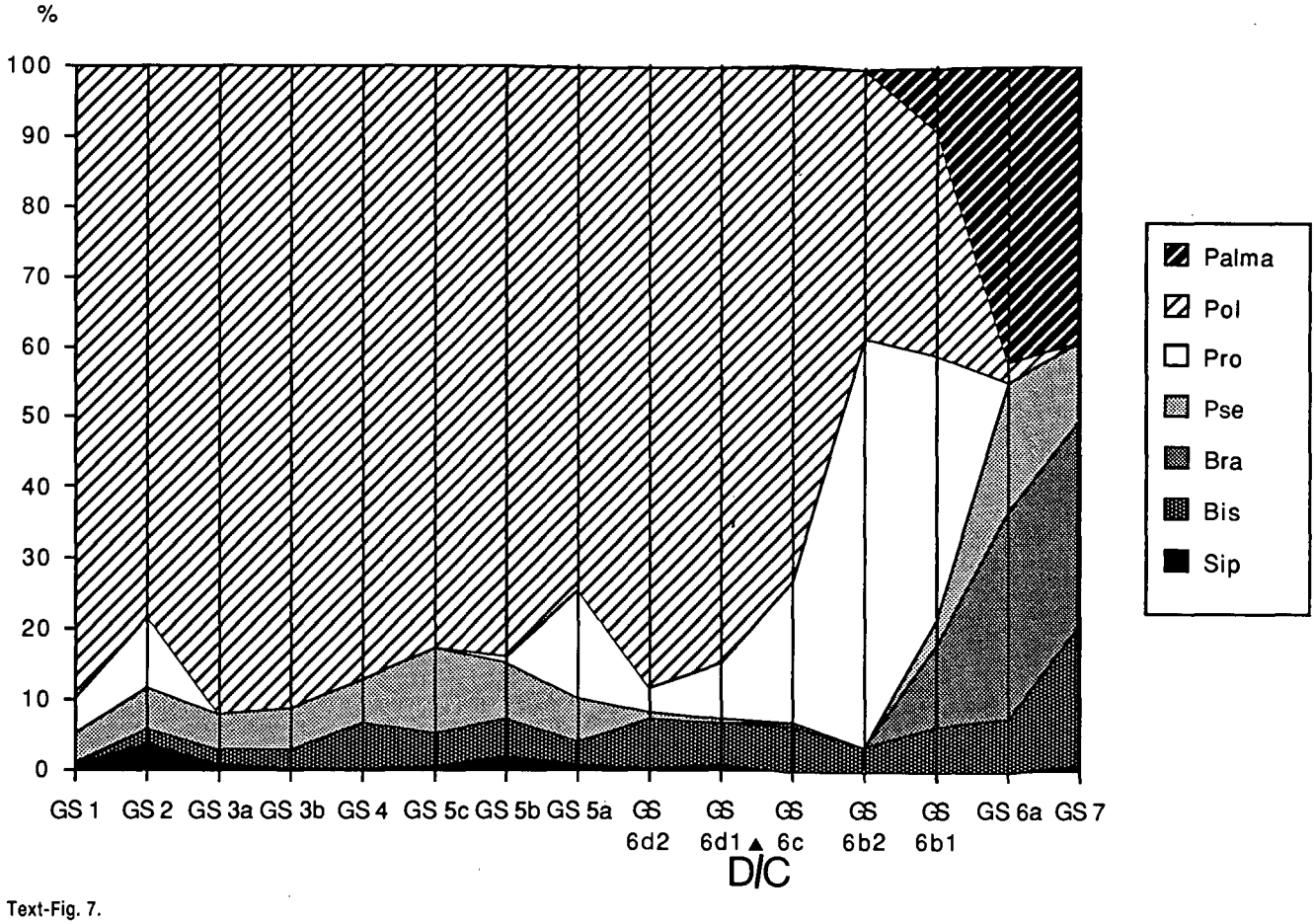
The conodont biofacies analysis of the Grüne Schneid section is based on countings from 15 samples and considers a total of almost 17.000 individual conodont elements with an average identification level of more than 50 % (Text-Figs. 5–7, R. DREESEN, 1992, this volume).

The older part of the *S. praesulcata* Zone is characterized by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies (Text-Fig. 7). The succeeding equivalents of the early Tournaisian Stage correspond to a polygnathid biofacies (average of over 85 %). Representatives of *Pseudopolygnathus* and of *Siphonodella*, however, do occur but their abundances are rather low when compared with the coeval Kronhofgraben section. An opposite relationship between the two sections is suggested by the representatives of the genus *Protognathodus* which occurs with significantly higher frequency in the Grüne Schneid section than at Kronhofgraben.

In the Grüne Schneid section the most dramatic change in conodont biofacies occurs below the *S. praesulcata/S. sulcata* zonal boundary, i.e., between subbeds nos. 6 A and 6 B (Text-Fig. 7). The sudden decrease of species of *Palmatolepis, Pseudopolygnathus* and *Branmehla* is contrasted by a striking increase of species of *Polygnathus* and of *Protognathodus*, suggesting a sudden lowering of sea-level as observed in many other sections around the world just before the D/C boundary. This level coincides with a change of the trilobite fauna, i.e., the change from trilobites with blind or reduced eyes to those with normal eyes (see Text-Fig. 4 and chapter on trilobites by R. FEIST, 1992, this volume).

3. Kronhofgraben Section

The Kronhofgraben section (Text-Fig. 2 B) is located some 9 km to the east of the Grüne Schneid section (H.P. SCHÖNLAUB, 1969a, 1985). In the tectonic framework of the Carnic Alps it belongs to a different unit, which originally was separated from the Grüne Schneid section more than 9 km to the northeast (H.P. SCHÖNLAUB, 1985).



Text-Fig. 7.
Distribution [%] of important conodont genera across the D/C boundary at Grüne Schneid, sample nos. 7–1.
Abbreviations: D/C = Devonian/Carboniferous boundary; Palma = *Palmatolepis*; Pol = *Polygnathus*; Pro = *Protognathodus*; Pse = *Pseudopolygnathus*; Bra = *Branmehla*; Bis = *Bispathodus*; Sip = *Siphonodella*.

Text-Fig. 8.
Kronhofgraben section showing on the right, the uppermost part of the Devonian limestone sequence (Pal Limestone) followed by the black shale horizon and the Kronhof Limestone to the left.
At the left margin, the black bedded cherts form the top of the sequence.

The Kronhofgraben section is easily accessible through an alpine road running from Kronhof in the Gail valley via Untere to Obere Bischofalm (lower to upper Bischofalm). At an altitude of some 1360 m the road must be left to reach the section by a short footwalk along the small Aßnitz River (Text-Fig. 2B).

The excellently exposed D/C boundary beds crop out at an altitude of 1390 m on the eastern side of the upper Kronhofgraben (Text-Fig. 8). They belong to a folded Lower Devonian to Lower Carboniferous limestone sequence (H.P. SCHÖNLAUB, 1969b). The slightly overturned section comprises cephalopod limestones in the Famennian, followed by a 0.50 m thick shale horizon ("Hangenberg Black Shale") and a 81 cm thick limestone sequence named Kronhof Limestone. It is succeeded by some 4 m of black bedded radiolarian-bearing cherts with intercalations of three small limestone lenses (H.P. SCHÖNLAUB, 1969a; G. HAHN & R. KRATZ, 1992, this volume).

In the following chapters additional data are presented which update and revise an earlier publication on the Kronhofgraben section by the first author in 1969.

3.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies

The lithology of the Upper Devonian to Lower Carboniferous Kronhofgraben section comprises different rock types (Pl. 2, Figs. 1–10). The Devonian portion consists of the Pal Limestone while the Carboniferous part is attributed to the Kronhof Limestone (Text-Fig. 8).

The Upper Devonian limestone sequence is composed of indistinctly bedded greyish bioclastic mud/wackestones with ostracodes, echinoderms and some cephalopods. Very abruptly this limestone succession is followed by a 50 cm thick unfossiliferous black shale horizon rich in pyrite. Due to compression its lateral equivalent may be reduced to a thickness of less than 25 cm. Tests for spores by M. STREEL (Liège) were thus far negative.

The overlying 81 cm thick grey Kronhof Limestone comprises 6 limestone beds of varying thicknesses. The basalmost bed no. K12 is 15 cm thick; it is followed by bed no. K13 with a thickness of 13 cm. The next 28 cm thick bed is subdivided into a lower 4 cm thick subbed no. K14 and an upper 24 cm thick subbed no. K15 which is overlain by the 18 cm thick bed no. K16. This bed is succeeded by the 6 cm thick bed no. K17 and the 1 cm thin bed no. K18. Sample K19 was collected from a limestone lense intercalated in the cherts some 80 cm above the topmost limestone bed.

According to K. BOECKELMANN the Kronhofgraben section comprises the following lithologies (Pl. 10, Figs. 1–10):

Bed no. K1/praesulcata Zone

The uppermost 3 cm thick portion of the Pal Limestone is a bioclastic Mud-/wackestone (homogeneous micrite) with echinoderms, ostracodes, fragments of trilobites, a few shell debris of molluscs and fragments of cephalopods. Small areas are dolomitized and numerous thin calcite veins intersect the rock vertically.

Bed no. K12/sulcata Zone

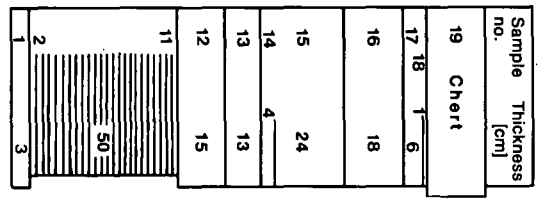
The 15 cm thick bed consists of a microstylolitic ostracode mudstone with low fossil content (some shell debris). The sediment is rich in insoluble residue and has partly altered into an unfossiliferous microsparite and fine-grained sparite. Thick calcitic fissures are abundant.

Bed no. K13/sulcata Zone

13 cm thick limestone bed composed of bioclastic mud-/wackestone (homogeneous micrite) with brachiopods, molluscs, ostracodes, a few echinoderms, trilobites, radiolarians and goniatites. Numerous thin and broad fissures.

Subbed no. K14/duplicata Zone

This 4 cm thick subbed shows the same lithology as the bed below.



Conodonta

Bispathodus a. aculeatus
Bispathodus c. costatus
Bispathodus stabilis
Branmehla suprema
Palmatolepis gr. gracilis
Palmatolepis gr. sigmoidalis
Polygnathus n.sp. A
Pseudopolygnathus m. trigonicus
Pseudopolygnathus sp.
Polygnathus c. communis
Polygnathus p. subplanus
Protognathodus collinsoni
Protognathodus meischneri
Protognathodus kockeli
Protognathodus kuehni
Pseudopolygnathus dentilenatus
Pseudopolygnathus fusiformis
Pseudopolygnathus primus
Pseudopolygnathus marginatus
Polygnathus mehli
Pseudopolygnathus tr. inaequalis
Pseudopolygnathus tr. triangulus
Pseudopolygnathus tr. pinnatus
Pseudopolygnathus multistriatus
Polygnathus p. purus
Polygnathus biconstrictus
Polygnathus longiposticus
Polygnathus radinus
Pinacognathus valdecavatus
Elictognathus laceratus
Polygnathus n.sp. B
Siphonodella sulcata
Siphonodella duplicata MT 1
Siphonodella duplicata MT 2
Siphonodella carinthiaca
Siphonodella cooperi
Siphonodella lobata
Siphonodella sandbergi

Trilobita

Diacoryphe sp.
Liobolina sp.
Silesiops sp.
? *Silesiops* sp.
? *Archegonus* sp.
Cystispininae gen. et sp. indet.

Text-Fig. 9.
Distribution of conodonts and trilobites in the Kronhofgraben section, sample nos. K1 to K19.

Subbed no. K15/duplicata Zone

24 cm thick ostracode mudstone (micrite/siltite) with some trilobites, radiolarians and shell remains. Thick calcite fissures intersect this bed.

Bed no. K16/duplicata Zone

18 cm thick limestone bed displaying a mudstone (homogeneous micrite) with echinoderms, molluscs, ostracodes, cephalopods and radiolarians. Horizontally orientated fenestral fabrics occur in one layer. Broad calcitic veins are abundant.

Bed no. K17/duplicata Zone

The 6 cm thick bed comprises relicts of a mudstone (homogeneous micrite) with shell remains of ostracodes and molluscs. Most of the original sediment is altered into an inhomogeneous fine- to medium-grained unfossiliferous sparite intersected by many veins.

Bed no. K18/duplicata Zone

The topmost 1 cm thick bed of the Kronhof Limestone comprises a bioclastic mudstone (homogeneous micrite) with bioclasts of brachiopods and molluscs.

Limestone lense no. K19/sandbergi Zone

10–15 cm grey limestone lense; bioclastic wackestone and packstone (micrite and fine-grained sparite) with fragments of conodonts, trilobites, ostracodes, echinoderms and molluscs. A broad fissure seems to be filled with a fault breccia composed of coarse-grained calcite and fragments of micrite sediment.

*

The main differences between the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections concern the dominating cephalopod limestones at Grüne Schneid which indicate bioturbation, and generally contain more fossils par-

ticularly of goniatites and echinoderms. The lithology of the Kronhofgraben section is dominated by non-bioturbated ostracode mudstones with only few bioclastic components of echinoderms and brachiopods.

3.2. Paleontology

3.2.1. Conodonts

(H.P. SCHÖNLAUB)

The revised and updated conodont association and its distribution at the Kronhofgraben section is shown in Text-Fig. 9. Following the conodont zonation proposed by W. ZIEGLER & C.A. SANDBERG (1984) the Famennian to Lower Tournaisian sequence represents the Upper praesulcata, sulcata, duplicata and the basal part of the sandbergi Zones.

The uppermost 3 cm thick bed of the Pal Limestone (K1) yielded a conodont fauna diagnostic for the Upper praesulcata Zone. From the succeeding 50 cm thick pyritiferous shales neither any conodonts nor any other fossils, e.g., spores were yet recovered.

Sample K12 from the base of the Kronhof Limestone contains the name bearer of the sulcata Zone, *Siphonodella sulcata*, together with representatives of the *Protognathodus* fauna. This co-occurrence suggests that the Upper praesulcata Zone defined by the appearance of *Protognathodus kockeli* below the entry of *S. sulcata* may be partly represented by the equivalent of the Hangenberg Black Shale. The base of bed no. K12 may thus be correlated with bed no. 6 D or an even higher level at the Grüne Schneid section.

The next although not well defined change of the conodont fauna occurs at the base of bed no. K13 or subbed no. K14 with the appearance of morphotypes of *Siphonodella duplicata*. Evidently, at the latter horizon *S. duplicata* Morphotype 2 is present. This horizon correlates with bed nos. 5 or 4 of the Grüne Schneid section.

The following conodont fauna from samples K16 to K19 has not been recorded at Grüne Schneid section. The most plausible explanation is the extended range of Kronhofgraben section in comparison with the short Grüne Schneid section. This concerns representatives of the genus *Siphonodella*, e.g., *S. carinthiaca, S. cooperi, S. lobata* and *S. sandbergi*. The latter two are restricted to the limestone lense no. K19 within the chert horizon.

3.2.2. Ammonoids, Trilobites

(G. HAHN, R. KRATZ)

A relatively brief test on ammonoids resulted in only few badly preserved and undeterminable cephalopods. Trilobites, too, were only recovered from two levels, i.e., subbed no. K14 (*Diacoryphe* sp.) and the limestone lense no. K19 within the chert horizon (Text-Fig. 9). According to G. HAHN & R. KRATZ (1992, this volume) the assemblage consists of some 60 trilobite remains. They belong to exclusively blind representatives of the genera *Diacoryphe* (50 %), *Silesiops (Chlupacula)* (25 %) and *Liobolina* (25 %). In addition some fragments of *?Silesiops* and *?Archegonus (Phillibole)* were found.

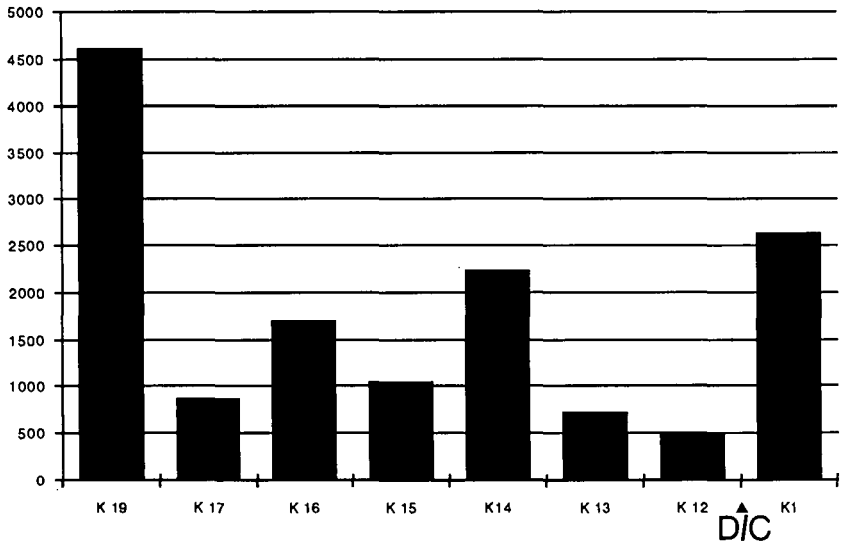
The trilobite assemblage recovered from the Kronhofgraben section represents a deep water community which has not been known from any other area of the Culm basin yet. Different from well known trilobites of the Culm shales with reduced eyes this fauna suggests a completely dark environment. It may be best characterized as the impoverished "Hangenberg Fauna" of the Grüne Schneid section which in its upper part contains trilobites with blind and reduced eyes (R. FEIST, 1992, this volume).

3.3. Conodont Biofacies

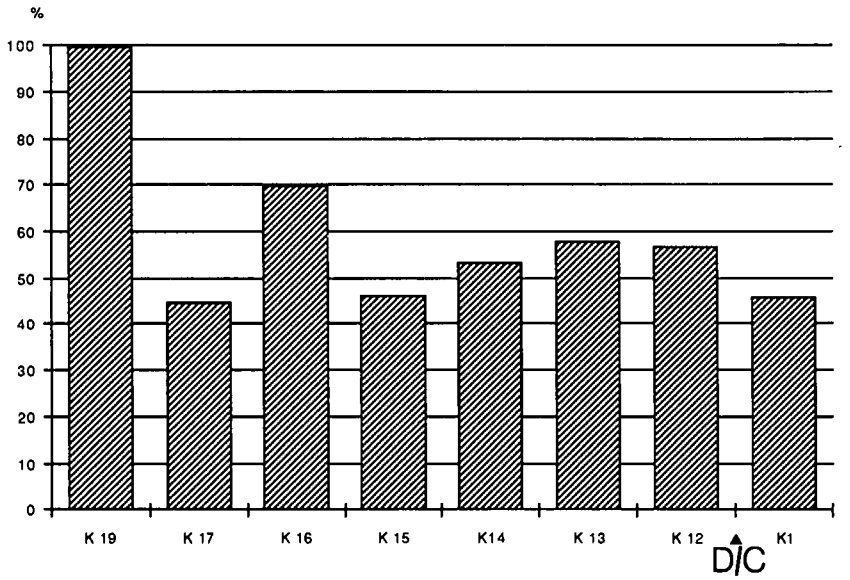
(R. DREESEN)

The following conodont biofacies analysis is based on countings from 8 samples resulting in a total of more than 14.000 conodont elements with some 60 % of identified taxa (Text-Figs. 10–12).

Similar to the Grüne Schneid section, the praesulcata Zone is represented by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies, followed during the early Tournaisian sulcata and duplicata Zones by a polygnathid biofacies. Due to the intercalation of shales this change in biofacies is indicated in our file very abruptly (Text-Fig. 12). In comparison with the Grüne Schneid section, data from Kronhofgraben show a higher frequency of representatives of *Pseudopolygnathus* and a striking increase of "pelagic" species of *Siphonodella* (Text-Fig. 12) suggesting a sudden deepening for the Kronhofgraben depositional area during the *S. sandbergi* Zone. This conclusion is in perfect accordance with thin section data as well as with biological considerations inferred from trilobites. The most striking difference between the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections during the sulcata Zone is the occurrence of a



Text-Fig. 10.
Total counts of conodonts in the Kronhofgraben section, sample nos. K1 to K19.



Text-Fig. 11.
Percentage of identified conodont taxa in the Kronhofgraben, sample nos. K1 to K19.

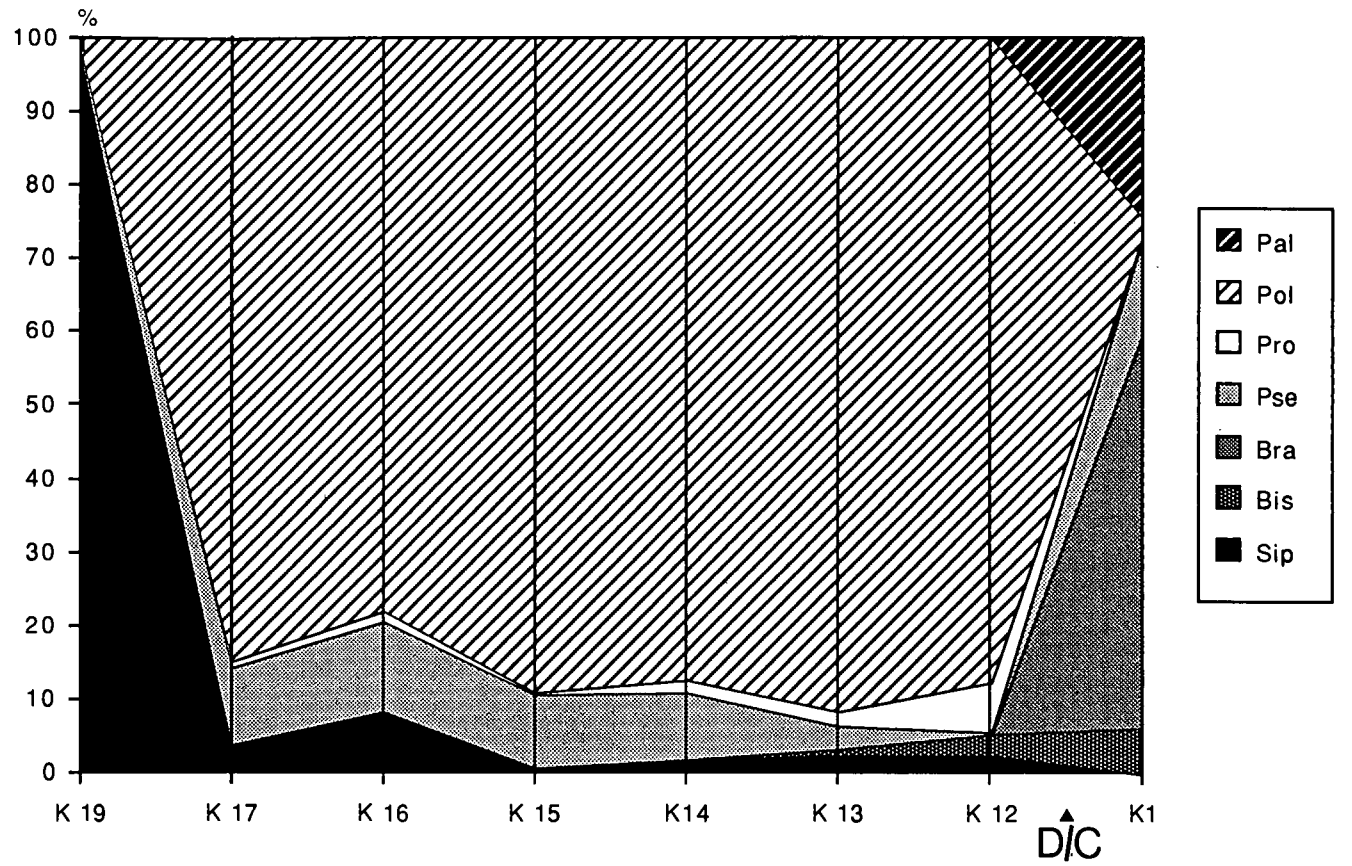
distinct *Protognathodus* population (almost 30 %) at Grüne Schneid (Text-Fig. 7). The contrasting relationship in Kronhofgraben may result from the fact that during that particular time interval shales were deposited.

4. Mineralogy, Geochemistry and Stable Isotopes of the Grüne Schneid and Kronhofgraben Sections

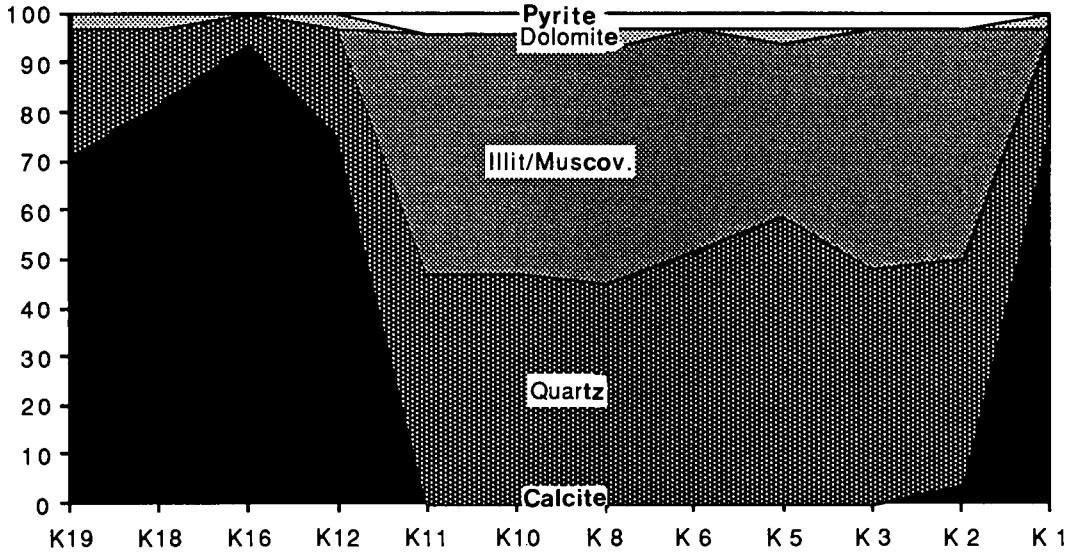
4.1. Mineralogy

(A. FENNINGER)

Based on XRD (Cu, K alpha, 30 KV, 20 MA, 1°/min) of randomly orientated total sample analysis the Upper Devonian Pal Limestone and the Lower Carboniferous Kronhof Limestone of the Grüne Schneid section consist of mainly calcite with minor contents of quartz and dolomite. A similar composition is also suggested for the Devonian/Carboniferous rocks at Kronhofgraben section although the contents of quartz and pyrite varies to a certain extent (Text-Fig. 13). In this section the dolomite content may increase to a value of 6.45 % as analyzed for sample K12. In the shaly interval the illite/muscovite content increases considerably to match the amount of quartz. The accompanying fairly high content of FeS_2, calculated between 6 and 11 % by P. KLEIN and C. ORTH (Text-Fig. 14), suggests a pyritifer-



Text-Fig. 12.
Distribution [%] of important conodont genera in the uppermost Devonian and Tournaisian of the Kronhofgraben section, sample nos. K1 to K19.
For abbreviations see Text-Fig. 7.



Text-Fig. 13.
Mineralogy of the Kronhofgraben section inferred from XRD data.
Sample no. K1 from top of the Upper Devonian Pal Limestone, sample K2 to K11 from the 50 cm thick pyritiferous shale horizon equivalent to the Hangenberg Black Shale, and sample nos. K12 to K18 from the Kronhof Limestone. Sample K19 from the limestone lense within the black cherts (sandbergi Zone).
D/C boundary is between K10 and K11.

ous shale composed of predominantly illite/muscovite, quartz and iron sulfide.

Of primary interest was the determination of total sulfur, S_{tot}, which represents S as pyritic sulfur. According to X-ray diffraction analysis (A. FENNINGER) pyrite was expected to be the main component of the shale unit at Kronhofgraben section. In fact, most of the sulfur was insoluble in HCl. Acid-soluble sulfur was found in only minor proportions. The high content of organic carbon particularly in the lower part of these shales is of further interest (Table 2). Obviously it is related to the high S content and the locally high contents of heavy metals like Cr, Co, Cu, Ni and Pb (see Tables 2 and 3).

The results obtained from XRD agree well with those calculated from the analytical determinations (see Text-Figs. 14 and 15).

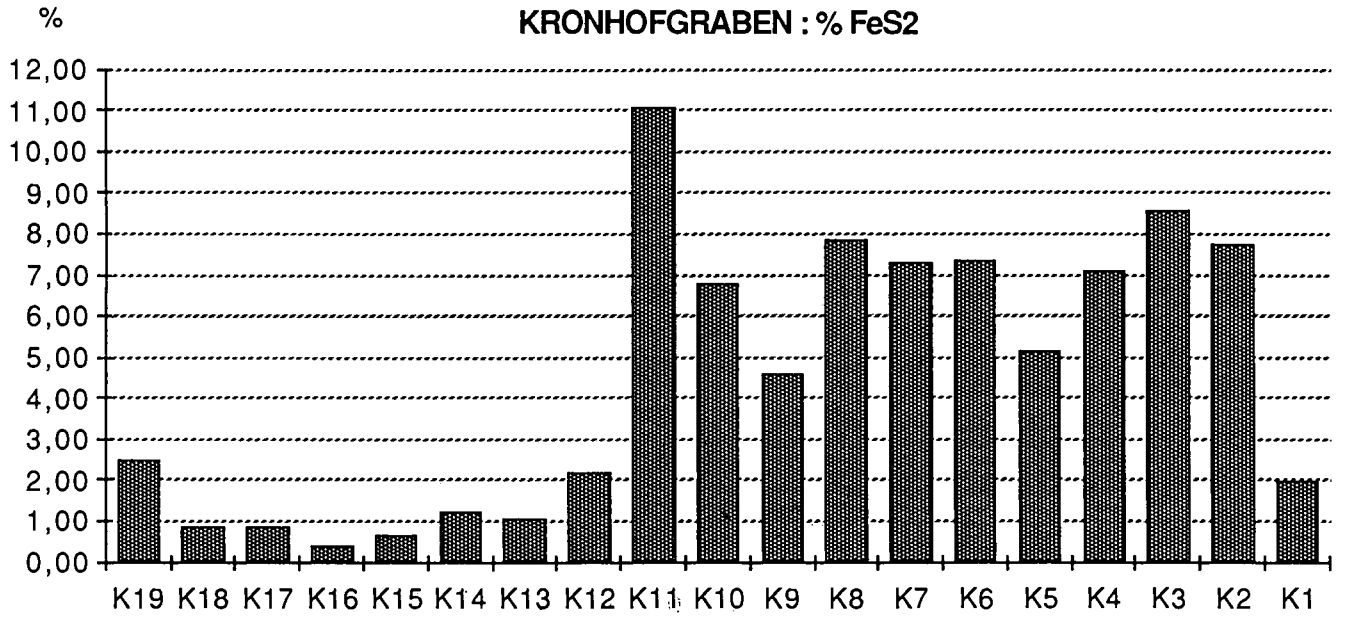
In all samples of the Grüne Schneid section the $CaCO_3$ content varies between 92.6 and 99.4 %; quartz is an additional but only minor constituent. According to XRD-data the content of $CaCO_3$ may be as low as 92.9 % for subbed 5 A and 92.6 % for the oldest Carboniferous limestone bed no. 6 D. The relatively low content of $CaCO_3$ in subbed 6 B confirms the biostratigraphically derived conclusions that it may correspond with the shale horizon of the Kronhofgraben section.

4.2. Common and Trace Elements I (ICP, AAS, LECO)

(P. KLEIN)

Common and trace elements were analyzed through inductively coupled plasma-atomic spectrometry (ICP) and atomic absorption spectrometry (AAS). Carbon and sulfur were determined through combustion analysis and infrared detection. The individual methods applied to samples from the two sections are thoroughly described by P. KLEIN (1991).

The analytical results obtained from the D/C boundary beds in the Grüne Schneid section suggest an overall uniformity for the section below and above the



Text-Fig. 14.
Plot of FeS_2 content [%] in samples from the Kronhofgraben according to values of Table 1.
For this tabulation the lower contents of Table 1 were used as Fe may also be represented in other mineralogical compositions.

Table 1.
Content of FeS_2 in samples K1 to K19 of the Kronhofgraben section.
A) Conversion of ORTH's Fe values into % pyrite (conversion factor 2.148280).
B) Conversion of KLEIN's S values into % pyrite (conversion factor 1.870868).
The variation between the two data sets of ORTH and KLEIN originates from calculating the sulfur or the iron values for the amount of FeS_2. Bold numbers are considered to represent the "true" amounts as Fe may also be represented in other compositions.

Sample nr.	A (INAA) [% FeS_2]	B (ICP, AAS) [% FeS_2]
K 1	2.2	**2.00**
K 2	10.1	**7.76**
K 3	**8.6**	9.52
K 4	**7.1**	9.06
K 5	**5.2**	5.84
K 6	10.5	**7.36**
K 7	7.9	**7.32**
K 8	**7.9**	8.05
K 9	6.5	**4.59**
K10	7.9	**6.83**
K11	11.4	11.10
K12	2.7	**2.21**
K13	1.6	**1.09**
K14	1.8	**1.23**
K15	1.2	**0.67**
K16	0.5	**0.42**
K17	**0.9**	0.97
K18	1.1	**0.90**
K19	**2.5**	2.90

boundary. The only exceptions are significantly higher Ba and moderately changed Mn contents for limestones below and above the D/C boundary. Considerably higher contents of Co, Cu, Ni and Zn, however, occur in a thin shale parting between sample nos. 6 D and 5 A (Text-Fig. 16).

The analytical results from the Kronhofgraben section display a similar pattern as those from the Grüne Schneid section (Table 2). However, in the 50 cm thick shale horizon, there is a distinct signal from heavy metals, more especially high contents of Co, Cr, Cu, Ni, Pb. Moreover, high contents have been recorded also of organic carbon, sulfur, arsenic, antimony, uranium, and lanthanum, as well as of dysprosium and ytterbium (as representatives of rare earth elements), see Table 3.

4.3. Common and Trace Elements II (INAA, RNAA)

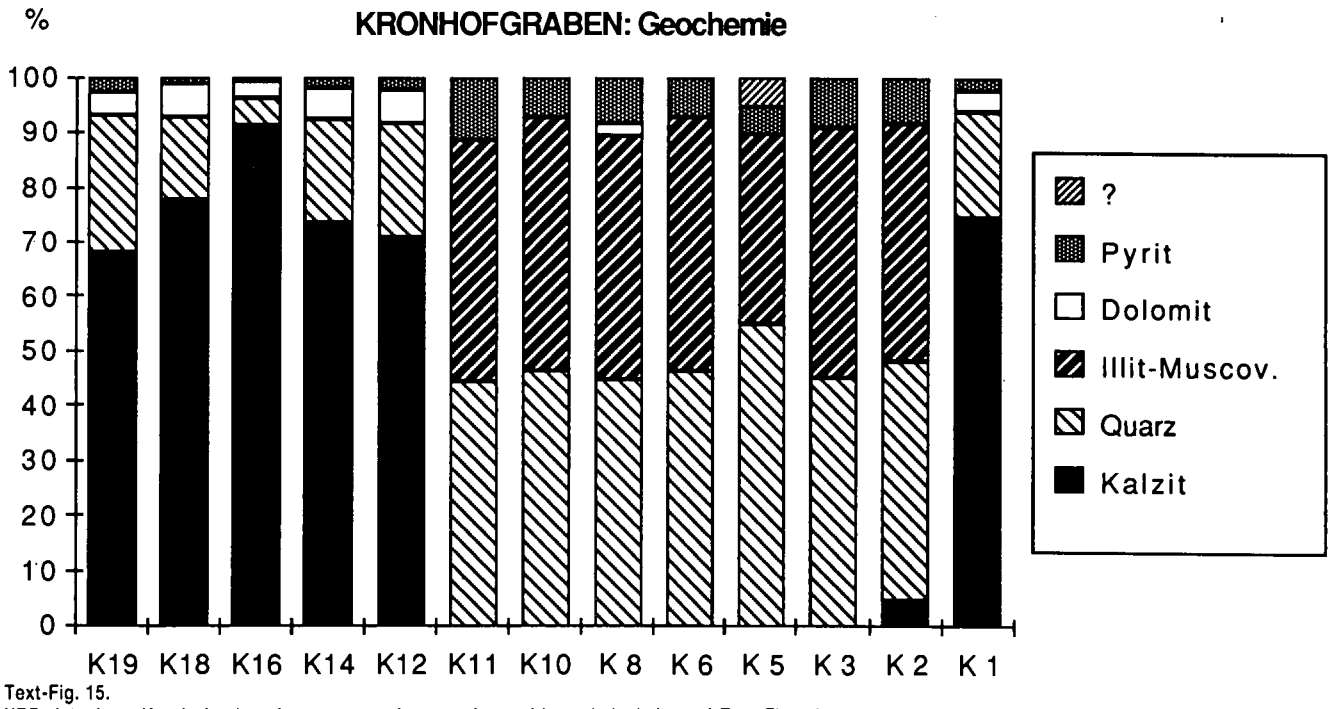
(C.J. ORTH, M. ATTREP)

Instrumental neutron activation analysis (INAA) provided by the Los Alamos Research Reactor Group were applied to all samples from the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections to determine the whole-rock abundances for common and trace elements. Radiochemical methods were performed to measure the Ir content of some selected samples from the boundary zone (Text-Figs. 17,18,19, Table 3). For details of the laboratory techniques the reader is referred to M. ATTREP et al. (1991).

Comments

On Text-Fig. 18 we show 16 plots to illustrate certain points for the D/C interval measurements. Yet at this boundary there is no evidence in the crucial elemental data to indicate a large-body impact. If one did occur it will be necessary to demonstrate it from physical signatures such as microspherules or shocked mineral grains.

1) Although at Kronhofgraben section Ir shows some enhancement from normal crustal values (between 55 ppt to 140 ppt) in the 50 cm thick shale horizon, so do most other elements.
2) The Ir taken as a ratio to Al (Al is representative of the clay fraction; thus Ir is normalized to clay content) shows a dip in the shale as compared with the carbonates below and above.
3) The Ir/Cr pattern can provide some information about possible extraterrestrial contributions to the



Text-Fig. 15.
XRD-data from Kronhofgraben for purpose of comparison with analytical data of Text-Fig. 14.

Table 2.
Geochemistry of common and trace elements using ICP, AAS and LECO for the D/C boundary beds in the Kronhofgraben.

																				HCl-soluble carbonate fraction [%]									
Nr.	Res.	Al	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	K	Mg	Mn	Na	Ni	P	Pb	Sr	Ti	V	Zn	C_{tot}		C_{org}		C_{carb}	S_{tot}		S_{org}		$S_{HCl-sol}$
	[%]	[%]	[ppm]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[ppm]	[%]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	x	s	x	s		x	s	x	s	
K 1	19.1	0.02	55	32.0	1	1	1	0.18	195	0.55	750	195	4	340	6	305	4	1	11	9.64	0.024	0.194	0.014	98	1.07	0.01	1.02	0.02	4.7
K 2	98.0	0.05	55	0.25	3	2	18	0.50	455	<0.01	20	500	6	360	60	2	3	2	4	11.93	0.030	11.63	0.030	2.5	4.15	0.05	3.85	0.09	7.2
K 3	98.5	0.04	29	0.08	2	2	16	0.25	335	<0.01	23	156	10	160	45	< 1	2	1	3	12.55	0.010	12.37	0.120	1.4	5.09	0.04	4.60	0.15	9.6
K 4	98.4	0.04	23	0.07	1	2	14	0.31	355	<0.01	18	120	3	130	35	< 1	2	1	3	11.54	0.070	11.24	0.050	2.6	4.84	0.03	4.32	0.03	10.7
K 5	98.5	0.04	26	0.04	1	2	7	0.29	320	<0.01	19	115	2	90	20	< 1	2	< 1	3	10.47	0.190	10.19	0.040	2.7	3.12	0.06	2.70	0.01	13.5
K 6	97.0	0.04	42	0.17	2	2	2	0.40	315	<0.01	13	108	2	25	15	1	1	1	4	4.33	0.070	4.23	0.070	1.0	3.93	0.07	3.40	0.15	13.5
K 7	98.8	0.04	20	0.05	6	2	12	0.16	325	<0.01	44	114	11	45	21	< 1	2	1	3	0.905	0.011	0.890	0.001	1.6	3.91	0.12	3.32	0.01	15.1
K 8	95.0	0.07	40	1.05	13	2	3	0.34	560	0.33	760	122	24	1000	13	8	4	1	4	1.106	0.004	0.660	0.020	40	4.30	0.04	3.66	0.01	14.9
K 9	97.9	0.04	85	0.18	3	2	6	0.34	365	<0.01	49	114	3	160	45	1	2	1	4	9.09	0.045	8.844	0.110	2.8	2.45	0.01	2.21	0.05	9.8
K10	98.4	0.06	46	0.30	16	2	15	0.20	535	0.02	148	116	12	150	40	3	3	1	7	0.699	0.001	0.615	0.012	12	3.65	0.04	3.20	0.14	12.3
K11	97.9	0.08	51	0.30	9	<1	16	0.31	630	0.01	70	123	16	980	31	5	3	1	3	0.897	0.023	0.873	0.005	2.7	5.93	0.04	4.58	0.07	22.8
K12	22.3	0.02	85	30.5	2	<1	< 1	0.28	170	0.85	730	186	6	125	5	255	3	1	9	9.13	0.060	0.079	0.001	99	1.18	0.01	1.17	0.01	< 1
K13	13.2	0.02	85	34.0	< 1	<1	< 1	0.21	182	0.80	730	165	2	155	3	265	2	1	5	10.20	0.030	0.057	0.002	99	0.581	0.003	0.572	0.001	1.5
K14	12.4	0.01	140	35.0	< 1	<1	< 1	0.21	161	0.75	728	180	2	195	4	305	2	2	10	10.39	0.090	0.100	0.005	99	0.658	0.003	0.646	0.003	1.9
K15	7.7	0.01	150	37.5	< 1	<1	< 1	0.15	90	0.60	732	180	1	240	3	300	2	1	6	10.60	0.160	0.092	0.001	99	0.356	0.002	0.350	0.001	< 1
K16	5.6	0.01	40	38.5	< 1	<1	< 1	0.07	71	0.37	550	150	2	230	4	250	1	1	9	10.87	0.010	0.075	0.014	99	0.224	0.006	0.220	0.006	< 1
K17	8.4	0.01	50	37.0	< 1	<1	5	0.06	75	0.60	515	150	2	105	1	250	2	1	7	10.72	0.010	0.080	0.002	99	0.515	0.020	0.512	0.009	< 1
K18	15.0	0.01	50	34.0	< 1	<1	12	0.13	125	0.80	750	170	3	105	6	275	2	1	10	9.93	0.032	0.081	0.003	99	0.482	0.016	0.480	0.015	< 1
K19	25.9	0.02	40	29.0	< 1	<1	1	0.11	132	0.55	800	185	6	870	9	240	3	10	6	8.94	0.015	0.220	0.002	98	1.55	0.02	1.45	0.01	6.5

Sample no.	Thickness [cm]	Res. [%]	Al [%]	Ba [ppm]	Ca [%]	Co [ppm]	Cu [ppm]	Fe [%]	K [ppm]	Mg [%]	Mn [ppm]	Na [ppm]	Ni [ppm]	P [ppm]	Pb [ppm]	Sr [ppm]	Zn [ppm]	C_{tot} [%] x	s	C_{org} [%] x	s	C_{carb} [%]	S_{tot} [ppm] x	s	S_{org} [ppm] x	s
1	24																									
2	18	3.1	0.02	10	40.50	< 1	4	0.08	295	0.04	500	114	2	130	1	281	8	11.40	0.10	0.075	0.004	99	170	8	105	7
3b	3	4.9	0.01	6	39.00	1	1	0.09	145	0.21	650	83	3	96	7	220	6	11.10	0.06	0.074	0.001	99	165	9	100	5
3a	7																									
4	10	4.0	0.01	5	39.50	7	2	0.08	189	0.21	700	87	3	102	2	230	7	11.20	0.12	0.170	0.015	98	150	10	75	10
5c	5	4.6	0.01	6	39.10	2	4	0.16	304	0.24	1600	125	2	125	10	320	10	11.27	0.02	0.130	0.015	99	138	4	80	4
5b	11	4.4	0.01	9	39.00	2	5	0.22	220	0.24	870	106	2	140	10	290	8	11.05	0.05	0.080	0.008	99	125	2	63	6
5a	13	8.6	0.02	14	37.20	5	9	0.29	276	0.20	2300	102	6	182	15	270	7	10.50	0.13	0.065	0.003	99	135	9	75	10
D/C ▶ 6d	5.5	32.0	0.05	48	27.40	10	12	0.24	167	0.23	700	77	21	695	6	140	16	10.83	0.06	0.062	0.009	99	1550	50	1500	30
◀ 6c	5.5	9.5	0.01	11	37.10	3	11	0.56	372	0.25	2050	213	6	103	12	220	6									
$6b_2$	7	6.8	<0.01	46	37.80	5	3	0.19	200	0.21	1900	94	4	115	11	252	11	10.90	0.15	0.077	0.007	99	172	8	130	5
$6b_1$	4																									
6a	10	3.2	0.01	44	40.10	5	4	0.14	224	0.23	1330	102	4	148	11	282	12	11.25	0.09	0.111	0.011	99	125	9	75	9
7	18	3.3	<0.01	25	39.80	2	2	0.17	184	0.17	950	94	2	280	6	245	6	11.15	0.02	0.080	0.003	99	145	5	64	10
8	91																									
9	23																									
10	34																									
11	14																									
12																										

Text-Fig. 16.
Geochemistry of common and trace elements using ICP, AAS and LECO for the D/C boundary beds at Grüne Schneid.

Table 3.
Abundances of 20 common, trace, rare earth and Pt-group elements obtained by INAA and RNAA for the D/C boundary beds in the Kronhofgraben.

Sample	Instr. no.	x_1 x_2 [cm]	Na [ppm]	Mg [%]	Al [%]	Ca [%]	Sc*) [ppm]	V [ppm]	Cr*) [ppm]	Mn [ppm]	Fe*) [%]	Co*) [ppm]	As [ppm]	Sb [ppm]	La [ppm]	Ce	Yb [ppm]	Hf	Ir [ppT]	Th*) [ppm]	U [ppm]	C_{org} [%]	Sm [ppm]	Dy [ppm]
19	1001	0 20	4900	0.75	1.35	32.0	4.4	122	19	1090	1.16	8	23	2.8	20.7		2.07		65	2	4.03	0.221	4.0	3.7
18	1002	20 21	3010	0.80	1.17	34.4	2.4	10	6	1160	0.52	6	4.5	0.66	18.5		1.56		32	2	0.84	0.081	4.7	3.6
17	1003	21 29	1950	0.65	0.63	39	1.5	7	9	810	0.41	2	2.7	0.43	9.1		0.82			2	0.57	0.080	1.9	1.8
16	1004	29 49	530	0.40	0.39	36.8	1.1	8	4	720	0.28	4	3.3	0.62	7.1		0.5		23	1	0.38	0.075	1.1	1.1
15	1005	49 70	1150	0.63	0.78	38.0	2.1	10	9	1010	0.57	8	5.9	0.54	11.9		0.86			2	0.57	0.092	2.0	1.7
14	1006	70 76	800	0.64	1.06	35.5	3.0	17	12	1320	0.86	4	6.5	0.66	16.4		1.10		48	3	0.69	0.100	2.6	1.5
13	1007	76 89	710	0.88	1.30	37.7	2.8	12	10	1350	0.73	8	7.5	0.75	13.4		1.03			3	0.64	0.057	2.2	1.5
12	1008	89 106	800	0.80	1.01	29.0	3.0	19	5	1640	1.26	12	9.4	1.7	15.6		1.83		42	3	1.36	0.079	4.2	3.3
11	1009	106 111	2300	0.90	10.2	0.35	20.7	206	96	640	5.31	58	47	7.2	115		8.9			23	11.9	0.873	18.9	15.5
10	1010	111 116	2600	0.72	9.80	0.22	18.4	144	89	468	3.7	73	50	7.2	81		5.7		122	19	10.4	0.615	10.7	7.7
9	1011	116 121	1250	0.56	7.60	0.1	15.3	351	86	202	3.04	17	52	16	90		8.0			17	24.0	8.84	12.5	15.0
8	1012	121 126	1340	0.96	8.90	0.7	16.7	141	84	1210	3.7	41	23	3.1	102		7.7		71	18	10.0	0.66	18.6	16.3
7	1013	126 131	1790	1.10	11.1	0.1	20.3	194	118	376	3.7	64	62	9.3	94		6.3			22	12.6	0.89	11.5	8.1
6	1014	131 136	800	0.72	7.90	0.1	13.7	284	83	55	4.9	15	80	21	69		4.9		55	14	12.4	4.23	10.7	9.3
5	1015	136 141	1520	0.55	7.20	0.1	14.8	297	71	142	2.97	8	39	15	87		8.1		54	15	23.2	10.2	13.0	12.3
4	1016	141 146	2700	0.58	7.20	0.1	14.6	331	77	192	3.32	13	33	15	88		7.1		82	15	25.3	11.2	12.6	13.2
3	1017	146 151	2350	0.67	7.40	0.1	18.9	386	91	264	4.0	20	57	18	99		9.5		98	19	28.0	12.4	15.3	13.5
2	1018	151 156	1580	0.56	7.40	0.2	20.4	478	125	174	4.7	21	62	19	111		10.3		140	19	28.6	11.6	18.5	17.3
1	1019	156 160	680	0.64	1.14	34.8	3.9	19	15	970	1.04	10	19	1.7	19.5		2.5		67	3	2.73	0.19	4.4	3.8

*) Preliminary result.

weak Ir anomaly in the shales. The solar system ratio of Ir/Cr is about 4.9×10^{-5}. The background Ir/Cr level from our plot is between 4 to 6×10^{-6} in the limestones and is less than 2×10^{-6} in the shales. This ratio is typical of terrestrial rocks and more than an order of magnitude smaller than chondritic. The Ir/Cr and Ir/Sc patterns are relatively flat, indicating all three elements were about equally incorporated in the sediments.

4) The moderate Ir anomaly in the shale appears to have resulted from incorporation in a combination of the shale and the high content of the organic carbon (up to 12.37 %, see Table 2) which resulted in reducing conditions. This behaviour has been observed at other similar horizons in the geologic record too (C.J. ORTH, 1989; C.J. ORTH et al., 1986, 1988; M.W. WALLACE et al., 1990, 1991). Microorganisms, e.g., certain bacteria are mainly hold re-

Sample no.	Thickness [cm]	U [ppm]	Th [ppm]	Ba [ppm]	As [ppm]	Mn [ppm]	V [ppm]	Ti [ppm]	Ca [%]	K [ppm]	Al [ppm]	Mg [ppm]	Na [ppm]
1	24												
2	18	0.11	0.83	<200	4.5	420	< 6	<4000	37	1300	3200	3100	119
3b	3												
3a	7	0.16	1.42	<300	8.9	660	10	<5000	40	2600	5600	3100	138
4	10	0.13	1.05	<200	14.6	630	<10	<6000	42	1800	4500	<3000	136
5c	5	0.15	1.25	<200	2.7	1350	13	<8000	41	2300	5100	3000	140
5b	11	0.11	1.18	<130	7.9	720	8.7	<3000	37	1950	5000	2800	130
5a	13	0.17	1.57	<300	5.9	1650	<11	< 0.7	39	3000	0.64	3200	145
▶ 6d	5.5	0.29	2.51	<170	21	1900	28	< 0.6	37	4700	1.02	2400	216
6c	5.5												
$6b_2$	7	0.29	1.73	88	17.1	1470	14	< 0.4	36	2800	0.66	2700	157
$6b_1$	4												
6a	10	0.16	1.01	<200	12.2	1020	< 7	<. 0.5	41	1600	0.33	<1800	105
7	18	0.16	0.48	<180	9.1	840	<10	<6000	44	1300	3400	<3000	99

Text-Fig. 17.
Abundances of 12 common and trace elements obtained by INAA for the D/C boundary beds at Grüne Schneid.

Text-Fig. 18.
Plots for selected elements and elemental ratios from the D/C boundary beds of the Kronhofgraben section.

sponsible for the Ir enrichments as they are capable to extract it from seawater (B.D. DYER et al., 1989).

5) The U and V data suggest that these two elements also are probably hosted by a combination of the clay and the organic carbon in the shale, and not by the organic sulfur. $C_{(org)}$ and $S_{(org)}$ data of Table 2 are used to make further comparisons.
6) The Cr/Al, Sc/Al and As/Al patterns are relative flat. They were plotted to check for possible excess chromite and if sedimentation perhaps derived from source rocks of more mafic or ultramafic composition in the shale. Apparently there is little (sample No. K2) or no indication for this assumption.
7) Some rare earth distributions were plotted and the patterns show a slight Ce anomaly for carbonates as might be expected from deposition from sea water. The shale samples are representative of rare earth ratios of continental sediments. Mafic to ultramafic rocks show some enhancement of these heavy rare earths, which these samples do not.
8) The Grüne Schneid data shown on Text-Figs. 17 and 19 generally have a similar behaviour to those of the Kronhofgraben section. The Ir signal displays normal crustal values.

In summary, the D/C anomalies (enrichments), if they can be seen at all, appear to be the result of oceanic geochemical processes, but it is difficult to provide a solid explanation merely from these data.

4.4. Carbon and Oxygen Isotopes

(M. MAGARITZ)

The distribution of the stable isotopes of carbon and oxygen may provide information about seawater salinity and temperature and variations in the carbon cycle between the inorganic and organic reservoirs. Decrease in productivity (mass extinction) or increase in the rate of oxidation of buried organic matter, for example as a result of regression, will shift the surface ocean marine bicarbonate reservoir toward negative ^{13}C values while increase in productivity and organic matter

Sample no.	Thickness [cm]	Ir/Al x 10^{-9}	Ir [ppb]	Carbon Isotopes $\delta^{13}C$	Oxygen Isotopes $\delta^{18}O$
1	24				
2	18			2.33	-9.5
3b	3			2.25	-9.1
3a	7				
4	10			2.29	-9.1
5c	5			2.40	-9.4
5b	11	5.4	0.027	2.52	-9.1
5a	13	4.6	0.043	2.64	-8.9
		4.2	0.027	2.70	-9.0
▶ 6d	5.5	4.3	0.044	2.58	-9.3
6c	5.5				
6b₂	7				
6b₁	4	2.9	0.019	2.96	-9.3
6a	10	7.0	0.023	2.53	-8.9
7	16			2.31	-9.6

Text-Fig. 19.
Ir content, Ir/Al ratio and isotope geochemistry of the D/C boundary beds in the Grüne Schneid section.

Sample no.	Thickness [cm]	$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$
K19	Chert	-7.8±0.14	-0.26±0.10
K17 K18	1 6	-8.0±0.15	0.13±0.06
		-7.3	1.38
K16	18	-7.6	1.67
K15	24	-7.1±0.15	1.53±0.07
K14	4	-7.7	1.40
K13	13	-7.5	1.62
K12	15	-7.2±0.08	1.96±0.06
K11		-5.9	1.19
		-8.0	-0.36
	50	-6.4±0.07	1.43±0.05
K2			
K1	3	-7.6	1.54

Text-Fig. 20.
Oxygen and carbon isotope ratios of the D/C boundary beds in the Kronhofgraben section.

burial will shift the reservoir toward ^{13}C enrichment. Most of the studied era or period boundaries associated with mass extinction events exhibit large changes in the carbon cycles, which are characterized first by a carbon isotope shift toward negative $\delta^{13}C$ values and then by a positive shift (M. MAGARITZ, 1989, 1991).

During the Carboniferous, the carbon isotopes of marine carbonate are enriched in ^{13}C relative to present day oceans, but show sharp negative excursions at stage boundaries (M. MAGARITZ & W.T. HOLSER, 1990).

The data from the D/C boundary interval of Grüne Schneid and Kronhofgraben are provided in Text-Figs. 19 and 20. At both localities there is no change in the carbon isotope composition across the boundary which may reflect a major mass extinction or any other unusual turnover. Note that the Kronhofgraben section is depleted by about 1‰ in $\delta^{13}C$ relative to the Grüne Schneid section (i.e., they are slightly enriched in the light isotope ^{12}C) which may relate to a diagenetic calcite associated with the high organic matter content found in this sequence. Another explanation for the carbon isotope change is the distinctly different environments of deposition: The shallow sea (Grüne Schneid section) where bicarbonate ions are enriched in ^{13}C due to high productivity as opposed to the deeper sea (Kronhofgraben) where dissolved bicarbonate ions were relatively depleted in ^{13}C. Some change in the carbon isotope composition seems to occur between sample nos. K17, K18 and K19, respectively. This level coincides with the transition from the limestone dominated sequence to black radiolarian cherts characterized by blind deep-water trilobites and a peculiar conodont association (see biostratigraphic chapters in this report). Whether or not this drop in $\delta^{13}C$ is a local signature is yet unclear, but the change in facies may not rule it out.

The low $\delta^{13}C$ values of the shale samples nos. K9 und K10 should be considered with reservation due to

the very low carbonate content which may include some secondary calcite formed by oxidation of organic derived carbonate ions. Note that these rock samples are characterized by high contents of organic carbon.

During the late Paleozoic the $^{18}O : ^{16}O$ ratio in seawater (= $\delta^{18}O$) was rather constant and ranged between −1 and 0 ‰ (T.F. ANDERSON, 1990). Records from marine cements of Carboniferous age indicate slightly lower values (B.N. POPP et al., 1986; J. VEIZER et al., 1986).

The oxygen isotope records from Grüne Schneid and Kronhofgraben sections show no distinct changes across the D/C boundary (Text-Figs. 19,20). However, the Grüne Schneid section displays slightly lower values of about 2 ‰ in $\delta^{18}O$ relative to the Kronhofgraben section. These variations may be related to different water salinities or temperatures in the two settings or may be related to a relatively higher degree of oxygen isotope alteration during diagenesis. The fact that the thermal histories of the two sections (see section 5) are similar, and that the sections represent shallow and deep sea environments respectively, may support the former hypothesis.

5. Thermal Overprint

(J.-M. SCHRAMM)

The Devonian/Carboniferous boundary beds of the Grüne Schneid section are part of the highest tectonic unit within the structural framework of the Central Carnic Alps. However, the Kronhofgraben section situated some 9 kilometers to the east, belongs to a deeper tectonic setting than the Grüne Schneid section. This whole area was affected by Variscan and Alpine tectonism and metamorphism. Consequently, a varying intensity of burial overprint can be expected depending on the primary position of the two localities during the Variscan and Alpine orogenetic events.

Apparently, metamorphic alterations of fossils in both sections are of minor significance. A low grade of burial metamorphism is documented by the conodont color alteration index (CAI) which varies for the Grüne Schneid section between 3.5 and 4.5 and which reaches 5 at Kronhofgraben. Preservation of ammonoids and trilobites is relatively good although collecting of fossils in the hard rock is a very strenuous matter. Nevertheless faint details of the eyes of trilobites are excellently preserved as are the ornamentation and the suture lines of ammonoids.

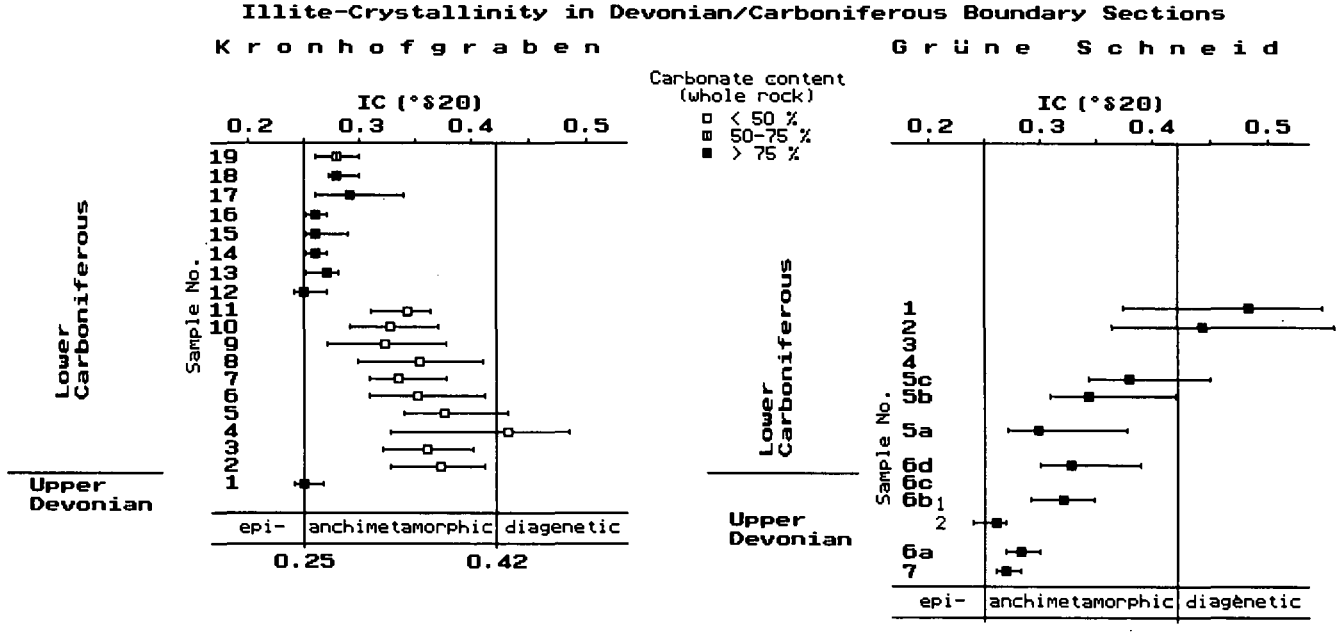
According to J.-M. SCHRAMM 1991 a more objective information on the degree of metamorphism of both sections is provided by the study of the illite crystallinity. This method is based on the determination of illite polytypes and selected lattice constants of illite or muscovite (see e.g., M. FREY (ed.), 1987, and others). For preparation of the samples, the actual determination of the illite crystallinity (IC) and the limiting values of the temperature-crystallinity correlations expressed in the "KUBLER-Index" we refer to J.-M. SCHRAMM (1991).

Text-Fig. 21 summarizes the IC data from the Kronhofgraben and Grüne Schneid sections (J.-M. SCHRAMM, 1991, Text-Fig. 3). In the first section the anchimetamorphic overprint affects the whole sequence. All available IC data suggest a temperature influence of approximately 300° which accords well with the CAI values.

The Grüne Schneid section reflects anchimetamorphic conditions in its lower part and diagenetic overprints in the uppermost bed nos. 1 and 2. This very low-grade metamorphism caused only moderate equilibrations of the ordering of the sheet-silicate. For this effect a temperature of 200° or less may be estimated.

6. Summary and Conclusions

Our multidisciplinary study on the Devonian/Carboniferous boundary of the Central Carnic Alps provides a well founded data base to reconstruct the



Text-Fig. 21.
Vertical trends of illite crystallinity (IC) in the D/C boundary beds of the Kronhofgraben and Grüne Schneid sections (modified from J.-M. SCHRAMM, 1991). Note that sample nos. 2 to 11 of Kronhofgraben represent the shale horizon; revised D/C boundary at Grüne Schneid between sample nos. 6C and 6D.

paleoenvironment of this specific area some 353 Ma ago. Lines of evidence include lithological, paleontological, mineralogical, geochemical and isotopic data from the uppermost Devonian Pal Limestone, the D/C boundary horizon, the equivalent of the Hangenberg Black Shale and the lowermost Carboniferous Kronhof Limestone. Our data are derived from the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections which represent two distinct paleosettings. The two sequences are correlated by means of conodonts, ammonoids and trilobites. They occur in great abundances and variety across the boundary interval.

The D/C boundary as defined by the Working Group and ratified by ICS of IUGS in 1990, has been precisely recognized in our studied sections. At Grüne Schneid it is placed within the 32 cm thick limestone bed no. 6 and more precisely, between subbed nos. 6 C and 6 D. At Kronhofgraben the D/C boundary corresponds to the base of bed no. K12. At both localities it coincides with major faunistic changes. A significant biotic crisis, however, can not be recognized at this level.

We feel that the Grüne Schneid section is best suited as stratotype for the D/C boundary. It fulfils all physical, sedimentary and biological requirements which are needed to serve as an international reference section for the transition from the Devonian to the Carboniferous Period. Presently, however, we are not able to recognize the evolutionary sequence between *Siphonodella praesulcata* and *S. sulcata*.

The 6 m thick D/C boundary beds of the Grüne Schneid section are excellently exposed and display a uniform lithology, dominated by well bedded greyish cephalopod limestones. The conformable sequence is rich in macro- and microfossils, in particular conodonts, ammonoids and trilobites. According to the petrographic analysis based on thin sections, the lithology comprises bioturbated wackestones with ostracodes, echinoderms, trilobites, goniatites, brachiopods, spheres (radiolarians ?) and bivalves. There is no evidence of a break in the sequence nor of any major change of the paleoenvironment.

Study of the Grüne Schneid section started 4.95 m below the D/C boundary in the late Devonian Pal Limestone, which correspond to the Upper expansa through Lower and Middle praesulcata conodont zones. In the upper part of bed no. 6 they are succeeded by the equivalents of the Upper praesulcata Zone (sample no. 6C). This horizon represents a thickness of 5.5 cm. The following subbed no. 6D yielded the lowermost representative of *Siphonodella sulcata*, the index conodont for the base of the Carboniferous. The final 91 cm thick sequence represents the sulcata and parts of the following duplicata Zones.

The distinct subdivision of the section based on conodonts is equally duplicated by ammonoids and trilobites. In successive order the Lower and Upper paradoxa Zones of the Wocklumeria Stage were recognized (bed nos. 12 to 6A) followed by the equivalents of the *Acutimitoceras* fauna of Stockum in subbed nos. 6B and 6C. In the next subbed 6D a major change occurs showing the entry of index goniatites of the Gattendorfia Stage.

Trilobites belong to three successive associations which start in the late Upper Devonian with blind forms or those with reduced eyes (*Helioproetus-Chaunoproetus* association). The following abruptirhachis association is restricted to subbed nos. $6B_2$ and 6C. This fauna is characterized by normally oculated trilobites suggesting a slightly shallower environment than in the beds below. Such favourable conditions existed through the following sulcata Zone. During this lapse of time trilobites were characterized by normal eyes. At the onset of the duplicata Zone, however, deepening is indicated by the appearance of trilobites with reduced eyes.

Obviously, the successive changes of the fauna were related to moderate changes of sea level. This suggestion seems well constrained by the conodont biofacies analysis which indicates an open marine palmatolepid-bispathodid biofacies for the late Upper Devonian followed by a polygnathid biofacies during the Tournaisian. The most dramatic change occurs between subbed nos. 6A and 6B showing a sudden decrease of species of *Palmatolepis, Pseudopolygnathus* and *Branmehla* which is contrasted by a striking increase of species of *Protognathodus* and *Polygnathus*. Interestingly this level coincides with a change in the trilobite fauna.

The available geochemical data on common and trace elements as well as on stable isotopes of carbon and oxygen confirm the conclusions drawn above. Neither is there any change of isotopes across the D/C boundary indicating perhaps cessation of primary production in the surface ocean or significant temperature changes nor is there any other significant elemental variation except for the Ba and the Mn contents at either side of the boundary. Concentrations of Co, Cu, Ni and Zn, however, do occur in a 5 mm thick clay parting between sample nos. 6D and 5A immediately above the D/C boundary bed no. 6.

In summary, the Grüne Schneid section suggests an overall stable and moderately deep open marine environment across the D/C boundary. Subtle changes of sea level, however, did occur and can be recognized in the variation of the fauna, in particular in depth related changes of the trilobites and in the composition of conodonts. Such an event can be recognized at the base of subbed no. $6B_1$. At this level a lowering of sea level is suggested which, however, was of moderate extent and did not affect the sedimentation pattern. Retreat of the sea occurred shortly before the D/C boundary and lasted through the sulcata Zone but may have changed at the beginning of the following duplicata Zone when a deeper environment was established.

Comparison between the Grüne Schneid and the coeval Kronhofgraben sections reveals significant differences. The latter represents a deep-water off-shore limestone sequence with intercalation of a 50 cm thick shale horizon, known elsewhere as "Hangenberg Black Shale". In fact, as far as lithology and age are concerned this rock from the Carnic Alps closely resembles the Hangenberg Black Shale from the Rhenish Mountains. According to F. EBNER (1973) it is distributed also in other parts of the Carnic Alps.

Examination of the lithofacies, analysis of the conodont biofacies and distribution and composition of the macrofauna indicates for the sequence at Kronhofgraben a deeper environment than for the Grüne Schneid section. For example, if any, in the Lower Carboniferous Kronhof Limestone only blind trilobites occur; in comparison with Grüne Schneid the conodont biofacies is characterized by a striking increase of representatives of the "pelagic" genus *Siphonodella* and

decreased abundances of species of *Protognathodus*; and the lithofacies shows mainly non-bioturbated ostracode mudstones with only few bioclastic components.

The 50 cm thick pyritiferous shale intercalation between the Pal and the Kronhof Lsts. is correlative with subbed no. $6B_1$ of Grüne Schneid section which shows a slightly increased clay content. Based on goniatites, trilobites and conodonts the age of this horizon corresponds to the *Acutimitoceras* fauna of Stockum and hence belongs to the prorsum goniatite Zone of the uppermost Devonian. In terms of the presently used conodont zonation it belongs to the Middle and perhaps also to the Upper praesulcata Zones.

ICP, INAA and RNAA profiles across the limestone-shale sequence and in particular in the latter indicate that the shale horizon is moderately to strongly enriched in various sidero, chalco and lithophile elements relative to the surrounding limestone and to the limestones at the Grüne Schneid section, like Ir, Ni, Cr, Fe, Co, Pb, Cu, As, Sb, S and also of organic carbon, Sc, U, Th, V and La, Dy and Yb of selected rare earth elements. The highest Ir concentration ranges from 55 to 140 ppt suggesting a mean twofold enhancement as compared with the background level in the limestones. Locally the FeS_2 content increases to more than 11 %.

Yet we have not examined the boundary beds for the presence of any shock-induced lamellar deformation features or any other impact related physical evidences. The signatures presented above, however, lead us to conclude that these elemental enrichments were caused by oceanic geochemical processes and not by a large body impact.

Although there are no evidences at the Kronhofgraben section of negative excursions of the marine $\delta^{13}C$ or dramatic changes of the oxygen isotopes which very often are associated with Period and Stage boundaries, mass extinction and establishment of a "Strangelove ocean" (K.J. HSÜ & J.A. MCKENZIE, 1985; L.R. KUMP, 1991), the 50 cm thick shale intercalation suggests a significant "event" of starvation that affected the sedimentary environment at the closure of the Devonian. Supposedly, this event is related to the same changes of sea-level as concluded for the Grüne Schneid section. If so these shales must be regarded as "regressive black shales". However, we rather consider them as submerged deep water deposits formed below the maximum carbonate production in an aphotic stagnant basin under reducing conditions. Such a setting is consistent with our lithological, geochemical and paleontological results presented in the forgoing chapters. In this model strong subsidence was rather caused by tectonism prior to the Variscan orogenetic climaxes than by rapid rise of sea-level and a regional transgression of the shoreline. This explanation does not contradict with the conclusions reached for the Grüne Schneid section suggesting moderate regressive events involved at this locality at the end of the Devonian.

7. Plea for Reconsideration of Grüne Schneid Section as Global Stratotype for the D/C Boundary

During the meeting of the Devonian/Carboniferous Boundary Working Group at Courtmacsherry, Ireland (May 22–28th, 1988) four sections were discussed and considered as the final stratotype, i.e. La Serre (France), Hasselbach (Germany), Nanbiancun (China) and Grüne Schneid (Austria). However, the latter seems the only one that fulfils all criteria which are required as a worldwide stratotype summarized by the Guidelines of ICS of IUGS (J.W. COWIE et al., 1986).

La Serre, France

Although recently this section has been very well studied and documented (see G. FLAJS et al. [Eds.], 1988) and the transition from *Siphonodella praesulcata* to *S. sulcata* is well known some 90 % (!) of the fauna (and of the rocks) of the critical boundary interval are reworked in an oolitic sequence (R. DREESEN, unpubl. note, 1988). Hence, at this level many uncertainties may exist, beside the fact that the D/C boundary sediments were not deposited in an open marine environment. From the sedimentological as well as geological and biostratigraphical point of view the final choice of La Serre section as international stratotype for the D/C boundary was of great disadvantage.

Hasselbachtal

As early as 1984 it became clear that *S. sulcata* in bed no. 84 was reworked in a turbidite layer. Although rich in miospores and also goniatites (with some restrictions) this sequence lacks the required conodont data, i.e., the *S. praesulcata–S. sulcata* transition which defines the boundary. An additional disadvantage is the fact that the suggested boundary is close to the Hangenberg Shale/Hangenberg Limestone change and not within a uniform and continuous lithology.

Nanbiancun

This fossiliferous section (C.M. YU [Ed.], 1988) represents an extremely shallow neritic and not an open marine environment. Cephalopods are rare and yet poorly studied; conodonts, however, are fairly abundant. As far as the boundary is concerned there are disagreements among conodont workers in the taxonomic treatment of *S. sulcata* and its ancestor *S. praesulcata*.

Grüne Schneid

As shown above and in the accompanying papers of this volume the sequence at Grüne Schneid exhibits most requirements for the international stratotype for the D/C boundary:

- Continuous lithology of cephalopod limestones (wackestones) across the D/C boundary;
- Occurrence of *S. sulcata* (but not in a phyletic relationship as required by the Working Group on the D/C boundary);
- The boundary sequence does not show any shaly intercalations, nor any breaks or indications of reworking of rocks or faunas;
- Abundances of fossils, e.g., ammonoids, trilobites and conodonts in great numbers, and gastropods, bivalves, ostracodes, echinoderms and radiolarians as additional faunal constituents;
- Successive appearances of different associations of ammonoids, trilobites and conodonts of high correlative value as shown in this volume;
- Study of geochemistry, lithofacies and stable isotopes confirms the assumption of a uniform litholo-

gy in an open marine and stable subsiding environment,
and

- finally the Hangenberg Event was only of minor significance.

To conclude the excellent and well preserved outcrop contains tons of rocks which are easily accessible and can be richly collected for different fossil groups. This updated and revised version of the locality Grüne Schneid may further help to reconsider the decision on the global stratotype for the D/C boundary already made in 1990.

Plate 1

Microfacies of the D/C boundary beds at the Grüne Schneid section (after K. BOECKELMANN in H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988, modified).

Fig. 1: **Wackestone (biomicrite) with cephalopd shells, ostracodes and spheres (radiolarians ?).**
Sample 7, Middle praesulcata Zone, late Famennian.
Scale: 3 mm.

Fig. 2: **Wackestone (biomicrite) with cephalopod shells, ostracodes and bivalves.**
Sample 6A, Middle praesulcata Zone, late Famennian.
Scale: 3 mm.

Fig. 3: **Radiolarian (?) wackestone (biomicrite) with strong influence of pressure solution.**
Sample 6B, Upper praesulcata Zone, late Famennian.
Scale 5: mm.

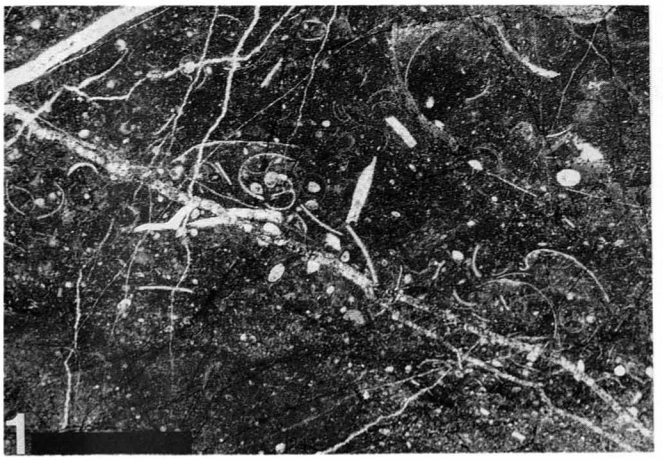
Fig. 4: **Wackestone (biomicrite) with ostracodes, bivalves and a large gastropod.**
Sample 6D, sulcata Zone, early Tournaisian.
Scale: 5 mm.

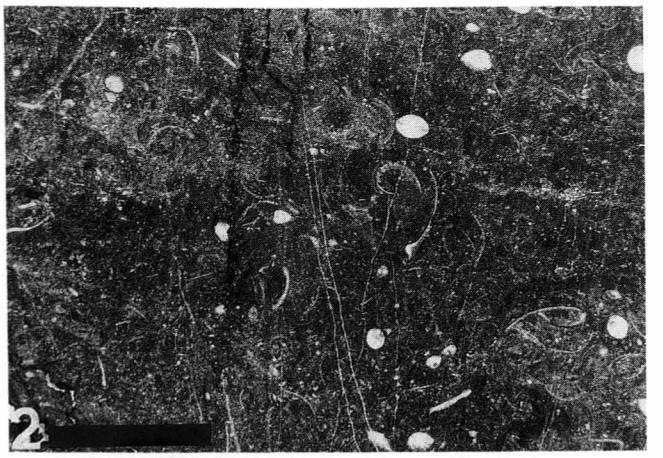
Fig. 5: **Stylolitic radiolarian wackestone (biomicrite) rich in insoluble residue.**
Note shelter porosity below the bivalve.
Sample 5 A, sulcata Zone, early Tournaisian.
Scale: 6.5 mm.

Fig. 6: **Goniatite wackestone (biomicrite) with some ostracodes.**
Sample 5 B, Lower duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 6mm.

Fig. 7: **Cephalopod-radiolarian (?) wackestone (biomicrite) with orthoconic cephalopods (orthoceratids) and trilobites.**
Sample 5 C, Lower duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 3.5 mm.

Fig. 8: **Radiolarian (?) wackestone (biomicrite) with ostracodes and a large trilobite.**
Note shelter porosity below the trilobite. A fenestral fabric (right) is filled at the base with internal sediment and on top with coarse-grained cement.
Sample 3, duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 4 mm.

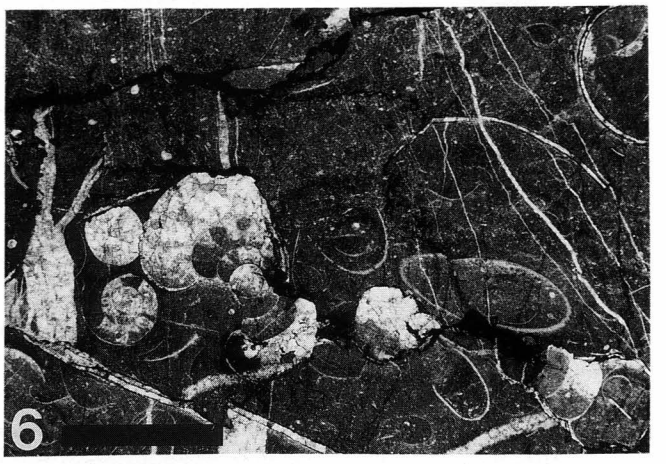

1

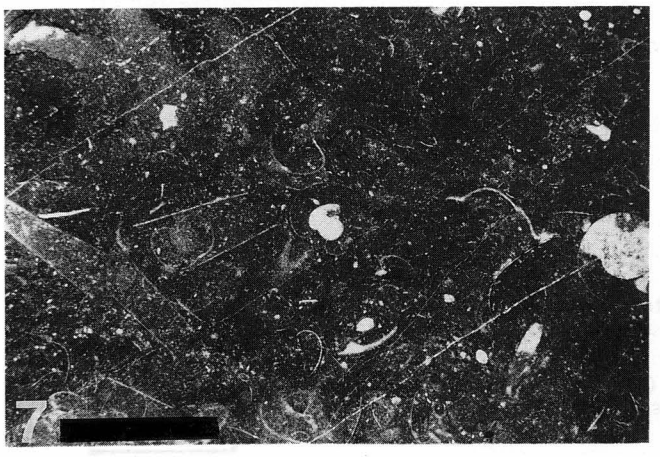

2

3

4

5


6


7

8

Plate 2

Microfacies of the D/C boundary beds at the Kronhofgraben section (K. BOECKELMANN).

Fig. 1: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with ostracodes and shell fragments of molluscs.**
Thin vertical fissures.
Sample K 1, Middle (?) praesulcata Zone, late Famennian.
Scale: 1.6mm.

Fig. 2: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with a trilobite fragment (center left) and shell fragments of molluscs.**
Numerous vertical fissures and horizontal stylolites. Broad vertical fissure at the left is filled with coarse-grained calcite.
Sample K 1, Middle (?) praesulcata Zone, late Famennian.
Scale: 1.7 mm.

Fig. 3: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with a trilobite and shell fragments of molluscs.**
Sample K 13, sulcata Zone, early Tournaisian.
Scale: 1.6mm.

Fig. 4: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with a coral (?) and fragments of trilobites and molluscs.**
Stylolitic seams are oriented parallel to the bedding plane.
Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 3.8 mm.

Fig. 5: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with a cephalopod shell.**
Thin vertical fissures. A broad fissure on the left is filled with coarse-grained calcite.
Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 1.3 mm.

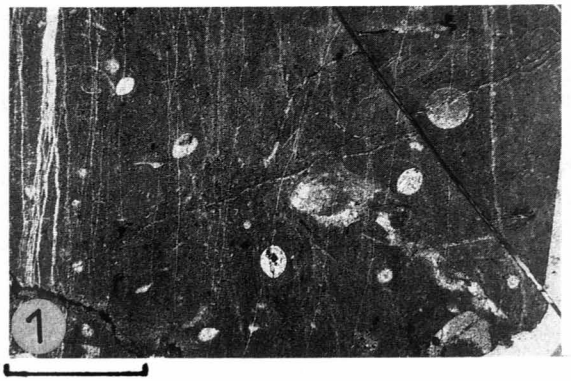
Fig. 6: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with a trilobite fragment, an ostracode (center left) and shells of bivalves.**
Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 1.3 mm.

Fig. 7: **Bioclastic wackestone (biomicrite) with an ostracode and fine-grained biodebris.**
Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 1.6mm.

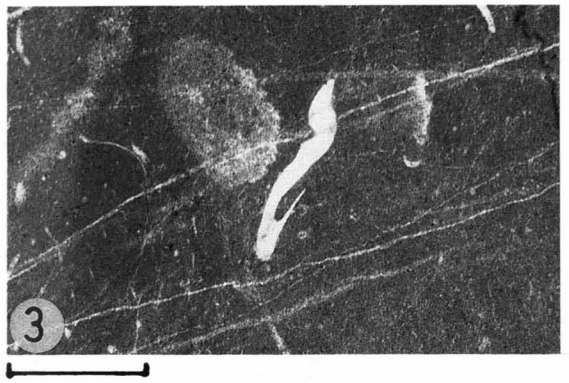
Fig. 8: **Mudstone (biomicrite) with a large cephalopod.**
Sample K 16, duplicata Zone, early Tournaisian.
Scale: 4 mm.

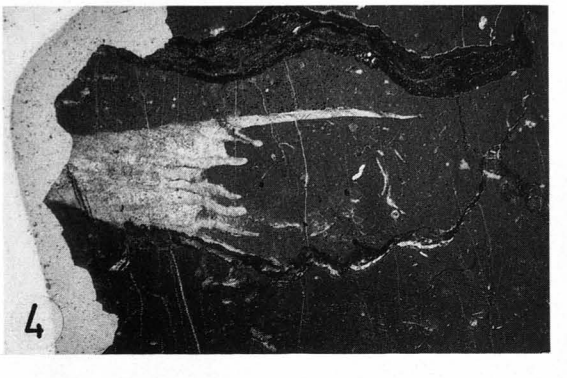
Fig. 9: **Left: bioclastic wacke and packstone (see Fig. 10).**
Right: broad fissure filled with coarse-grained calcite and angular clasts of micritic material.
Sample K 19, sandbergi Zone, early to middle Tournaisian.
Scale: 3.8 mm.

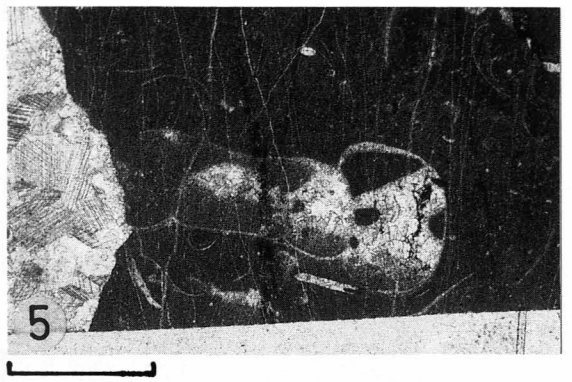
Fig. 10: **Bioclastic packstone with fragments of a conodont (center) and an echinoderm.**
Sample K 19, sandbergi Zone, early to middle Tournaisian.
Scale: 0.75 mm.


1

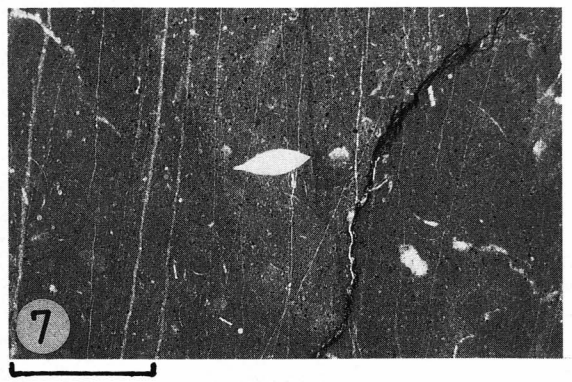
2

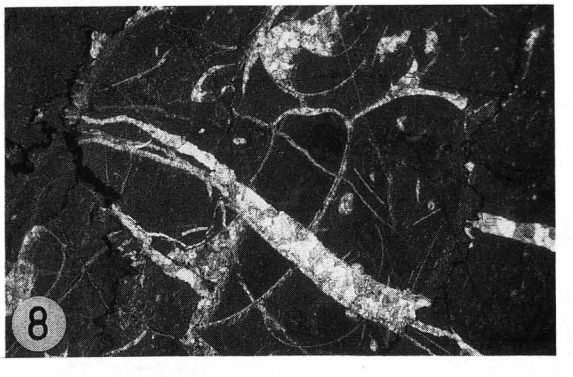

3


4


5

6


7


8

9

10

Plate 3

Conodonts from the D/C boundary beds at the Grüne Schneid (Figs. 1–17) and Kronhofgraben sections (Figs. 18–24).
For palmatolepid and protognathodid conodonts see H.P. SCHÖNLAUB et al. (1988).

Figs. 1–2: ***Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL.**
Both specimens display a large basal cavity.
Fig. 1: Juvenile specimen.
Grüne Schneid, sample 6 C, ×75.
Fig. 2: Grüne Schneid, sample 6 B2, ×55.

Figs. 3–7,16: ***Siphonodella sulcata* (HUDDLE).**
Figs. 3–5: Grüne Schneid, sample 6 D, ×38, ×32, ×38.
Figs. 6–7: Grüne Schneid, sample 5 B, ×31, ×42.
Fig. 16: Transitional form to *S. duplicata* MT 1, Grüne Schneid, sample 5 A, ×35.

Figs. 8–9: ***Siphonodella praesulcata* SANDBERG.**
Grüne Schneid, sample 5 C, ×30, ×39.

Figs. 10–13: ***Polygnathus mehli* THOMPSON.**
Figs. 10,12,13: Grüne Schneid, sample 5 C, ×28, ×32, ×32.
Fig. 11: Grüne Schneid, sample 5 B, ×25.

Figs. 14,15,17: ***Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL), Morphotype 1.**
Figs. 14,15: Grüne Schneid, sample 5 B, ×34, ×54.
Fig. 17: Grüne Schneid, sample 5 C, ×32.

Figs. 18,19,21: ***Siphonodella sulcata* (HUDDLE).**
Figs. 18,19: Kronhofgraben, sample 14, ×31, ×31.
Fig. 21: Kronhofgraben, sample 15, ×32.

Figs. 20,23: ***Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL), Morphotype 1.**
Fig. 20: Kronhofgraben, sample 15, ×53.
Fig. 23: Kronhofgraben, sample 14, ×44.

Figs. 22,24: ***Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL), Morphotype 2.**
Kronhofgraben, sample 14, ×25, ×31.

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

Plate 4

Ammonoidea from the Devonian/Carboniferous boundary section at Grüne Schneid (see Tafel 1 in D. KORN, same volume).

Figs. 1, 2: ***Parawocklumeria paradoxa*** **(WEDEKIND 1918).**
Bed 8; ×1,8.

Fig. 3: ***Wocklumeria sphaeroides*** **(REINH. RICHTER 1848).**
Bed 8; ×1,8.

Figs. 4, 5: ***Cymaclymenia striata*** **(MÜNSTER 1832).**
Bed 8; ×0,9.

Figs. 6, 7: ***Linguaclymenia similis*** **(MÜNSTER 1839).**
Bed 6A; ×1,2.

Figs. 8: ***Cymaclymenia striata*** **(MÜNSTER 1832).**
Bed 6A; ×0,6.

Fig. 9: ***Finiclymenia wocklumensis*** **LANGE 1929.**
Bed 6A; ×1,8.

Figs. 10,11: ***Acutimitoceras carinatum*** **(H. SCHMIDT 1924).**
Bed 6B; ×1,4.

Figs. 12,13: ***Acutimitoceras carinatum*** **(H. SCHMIDT 1924).**
Bed 6B; ×0,7.

Fig. 14: ***Acutimitoceras*** **cf.** ***prorsum*** **(H. SCHMIDT 1925),** ***Acutimitoceras*** **cf.** ***kleinerae*** **KORN 1984.**
Bed 6C; ×1,8.

Figs. 15,16: ***Acutimitoceras*** **cf.** ***intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 6C; ×1,8.

Figs. 17,18: ***Gattendorfia subinvoluta*** **(MÜNSTER 1832).**
Bed 6D; ×1,8.

Figs. 19,20: ***Acutimitoceras acutum*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 6D; ×0,7.

Fig. 21: ***Imitoceras*** **sp..**
Bed 6D; ×1,2.

Figs. 22,23: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 6D; ×0,9.

Figs. 24,25: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 6D; ×1,4.

Figs. 26,27: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 6D; ×1,8.

Figs. 28,29: ***Acutimitoceras subbilobatum*** **(MÜNSTER 1839).**
Bed 6D; ×1,8.

Fig. 30: ***Acutimitoceras intermedium*** **(SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 6D; ×1,8.

All specimen coll. KORN 1988, stored under inventory numbers 89/1/1–18 in the Geologische Bundesanstalt in Vienna.

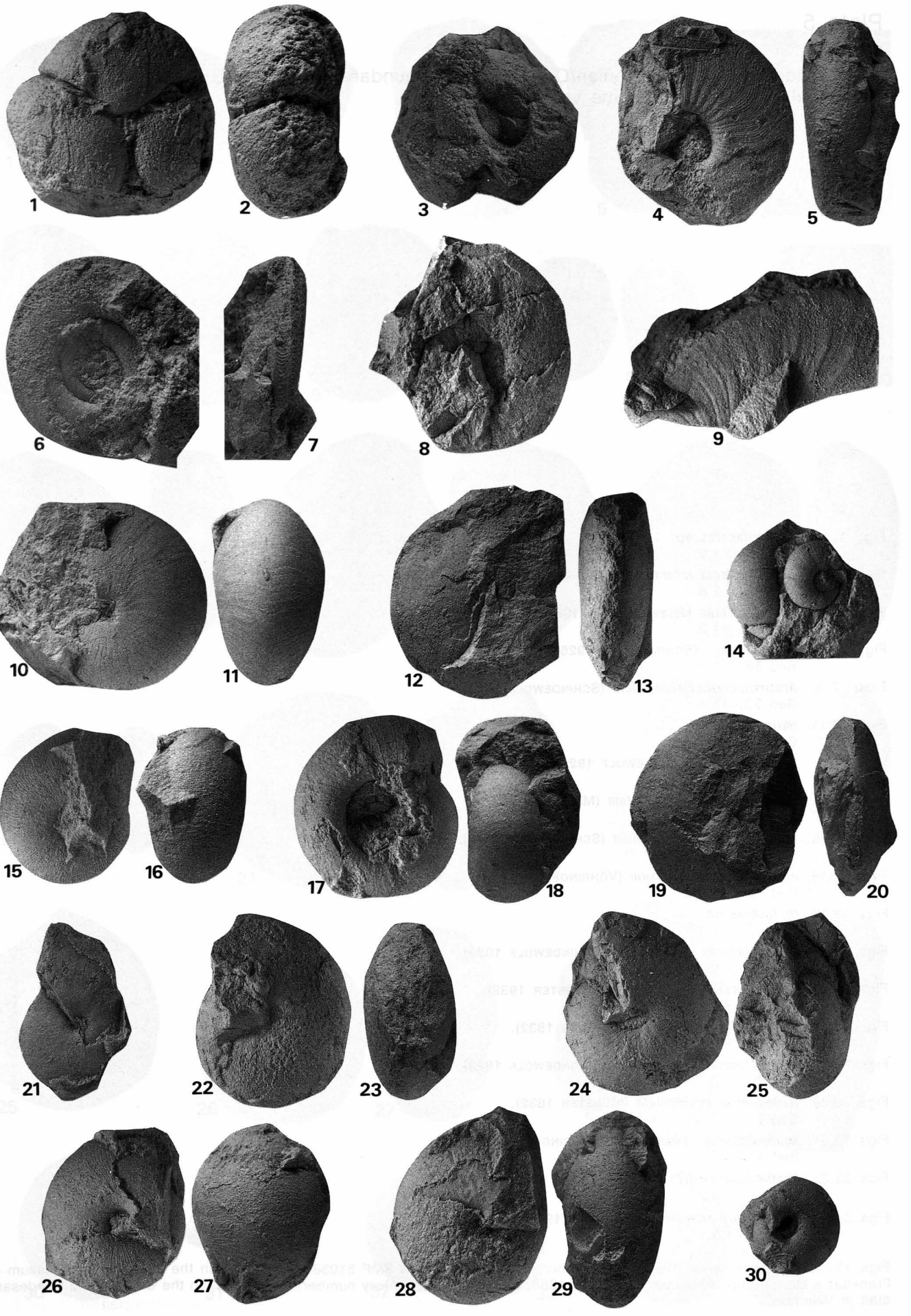

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30

Plate 5

Ammonoidea from the Devonian/Carboniferous boundary section at Grüne Schneid (see Tafel 2 in D. KORN, same volume).

Fig. 1: ***Acutimitoceras* sp.**
Bed 5A; ×1,8.

Figs. 2, 3: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 5A; ×1,8.

Figs. 4, 5: ***Acutimitoceras kleinerae* KORN 1984.**
Bed 5B; ×1,2.

Fig. 6: ***Eocanites* sp. (SCHINDEWOLF 1926).**
Bed 5B; ×1,2.

Figs. 7–9: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 5B; ×1,4.

Figs. 10,11: ***Imitoceras* sp..**
Bed 5B; ×1,8.

Figs. 12: ***Eocanites* sp. (SCHINDEWOLF 1926).**
Bed 5B; ×1,8.

Figs. 13,14: ***Acutimitoceras subbilobatum* (MÜNSTER 1839).**
Bed 5C; ×0,9.

Figs. 15,16: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 5C; ×0,7.

Figs. 17,18: ***Acutimitoceras convexum* (VÖHRINGER 1960).**
Bed 5C; ×1,4.

Figs. 19,20: ***Imitoceras* sp..**
Bed 5D; ×1,8.

Figs. 21,22: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 3A; ×1,4.

Figs. 23,24: ***Acutimitoceras subbilobatum* (MÜNSTER 1939).**
Bed 3A; ×1,8.

Fig. 25: ***Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER 1832).**
Bed 3B; ×1,4

Figs. 26,27: ***Acutimitoceras intermedium* (SCHINDEWOLF 1923).**
Bed 2; ×1,2.

Figs. 28,29: ***Gattendorfia subinvoluta* (MÜNSTER 1832).**
Bed 2; ×1,2.

Figs. 30,31: ***Acutimitoceras sphaeroidale* (VÖHRINGER 1960).**
Bed 1; ×1,8.

Figs. 32,33: ***Mimimitoceras crestaverde* n.sp.**
Bed 1; ×1,8.

Figs. 34,35: ***Gattendorfia reticulum* VÖHRINGER 1960.**
Bed 1; ×1,8.

Figs. 15–18 coll. SCHÖNLAUB 1986, stored under catalogue numbers SMF 51038 resp. 51036 in the Senckenberg Museum in Frankfurt a.M.; all other specimen coll. KORN 1988, stored under inventory numbers 89/1/19–37 in the Geologische Bundesanstalt in Vienna.

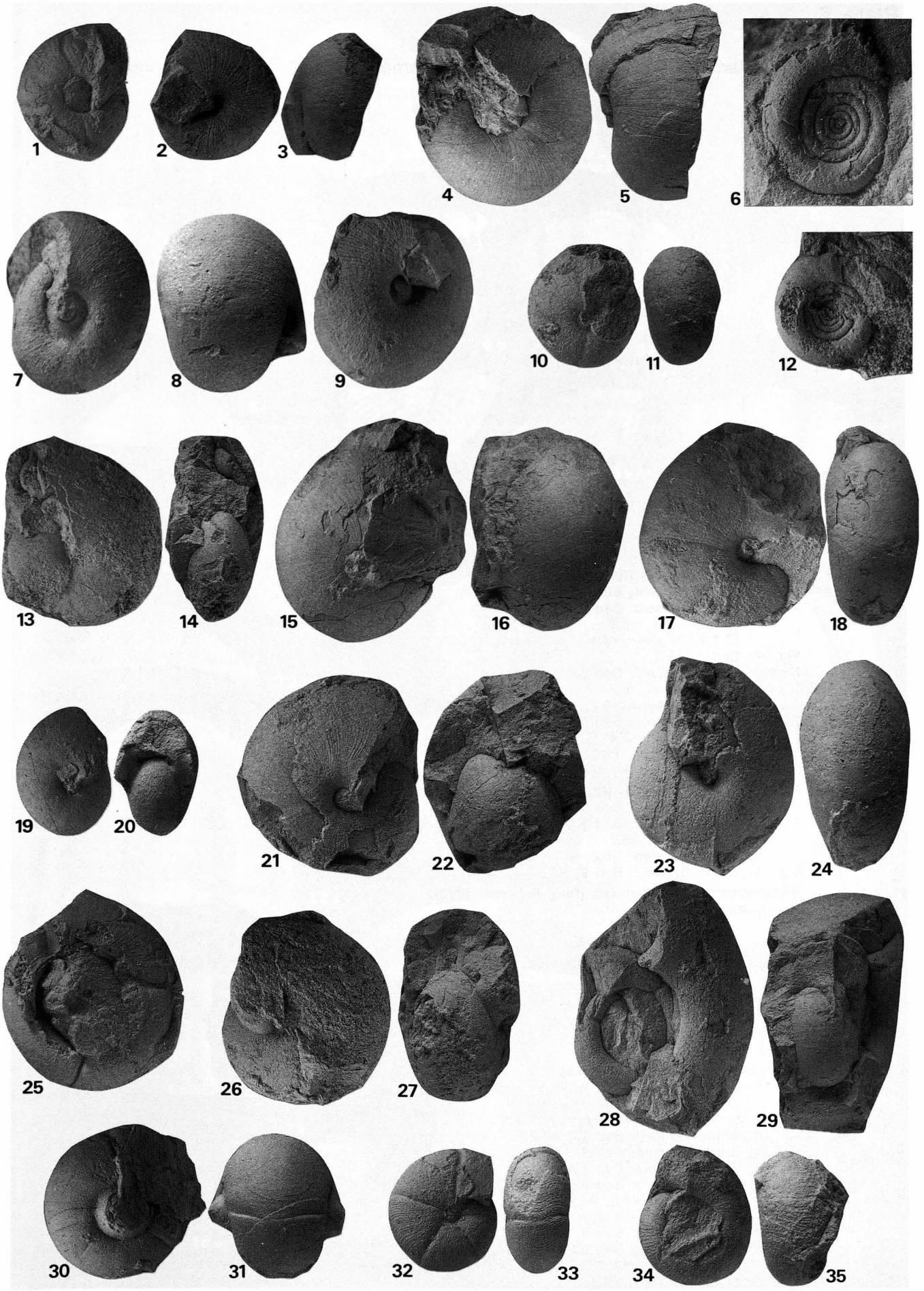

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35

Plate 6

For detailed explanation see Tafel 1 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1,3–5,7: ***Helioproetus carintiacus*** **(DREVERMANN, 1901).**
Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 13, ×8,1.
Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 6A.
a) Oral view; ×8,2.
b) Lateral view; ×8,1.
Fig. 4: Bed 8; ×9,7.
Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 8.
a) Oral view; ×6,2.
b) Lateral view; ×6,2.
Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 8.
a) Oral view; ×7,4.
b) Lateral view; ×6,2.
c) Posterior view; ×6,6.

Fig. 2,8–9: ***Helioproetus subcarintiacus*** **(RUD. RICHTER, 1913).**
Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 15, ×7,4.
Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 8.
a) Oral view; ×6,7.
b) Lateral view; ×6,2.
Fig. 9: Grüne Schneid: Bed 9, ×7,5.

Fig. 6: ***Helioproetus*** **cf.** ***ebersdorfensis*** **(RUD. RICHTER, 1913).**
Grüne Schneid: Bed 9.
a) Oral view; ×9,3.
b) Posterior view; ×6,5.

Fig. 10: ***Phacops (Phacops) granulatus*** **(MÜNSTER, 1840).**
Grüne Schneid: Bed 9.
a) Oral view; ×6.
b) Lateral view; ×6.

Fig. 11: ***Typhloproetus (Silesiops)*** **sp.**
Grüne Schneid: Bed 9, ×6,8.

Fig. 12–18: ***Typhloproetus (Silesiops) korni*** **n.sp.**
Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 9.
a) Oral view; ×11,4.
b) Lateral view; ×10,6.
Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 13, ×8,2.
Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 9, ×9.
Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 13, ×11,9.
Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 8.
a) Oral view; ×7,8.
b) Oblique lateral view; ×9,7.
Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 8, ×8,8.
Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 9.
a) Oral view; ×8,1.
b) Lateral view; ×6,3.

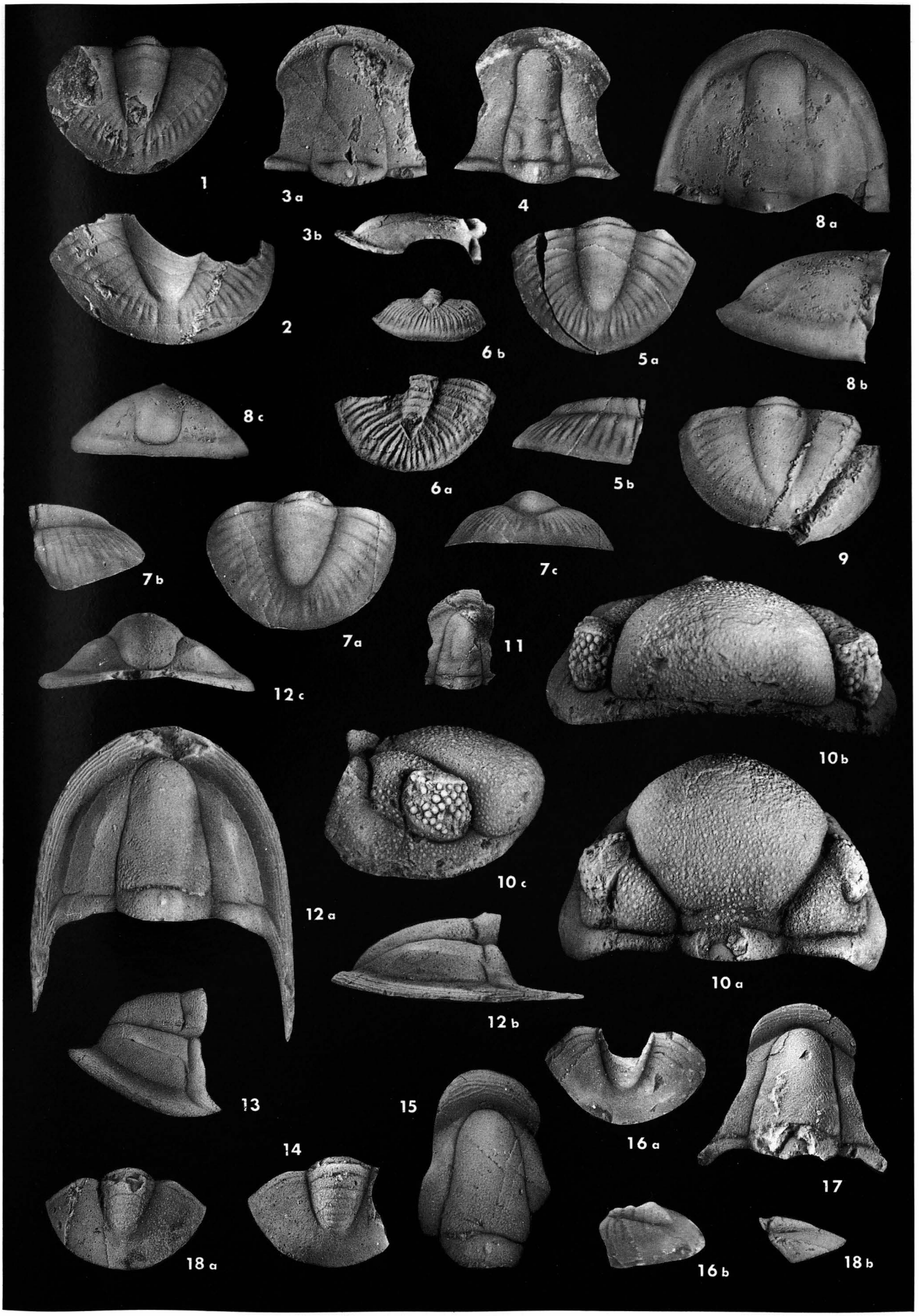

1
3a
4
8a
3b
2
6b
5a
8b
8c
6a
5b
9
7b
7a
7c
11
12c
10b
10c
12a
10a
12b
13
15
16a
17
14
18a
16b
18b

Plate 7

For detailed explanation see Tafel 2 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1– 6: ***Belgibole abruptirhachis*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**
- Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 6B, ×8,8.
- Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 6B.
  - a) Oral view; ×6,4.
  - b) Lateral view; ×6,5.
- Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 6B, ×6,0.
- Fig. 4: Grüne Schneid: Bed 6B.
  - a) Oral view; ×7,1.
  - b) Lateral view; ×8,2.
- Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 6B.
  - a) Oral view; ×6.
  - b) Posterior view; ×6,5.
- Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 6B, ×6,9.

Fig. 7– 9: ***Semiproetus (Macrobole)*** **cf.** ***funirepa*** **(FEIST, 1988).**
- Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 6C.
  - a) Oral view; ×5,7.
  - b) Lateral view; ×5,9.
- Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 6C, ×8,1.
- Fig. 9: Grüne Schneid: Bed 6B (upper part).
  - a) Oral view; ×5,3.
  - b) Lateral view; ×6,2.

Fig. 10–14: ***Liobolina submonstrans*** **RUD. & E. RICHTER, 1951.**
- Fig. 10: Grüne Schneid: Bed 5B.
  - a) Oral view; ×3,9.
  - b) Posterior view; ×3,6.
- Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 5B.
  - a) Oral view; ×5,9.
  - b) Lateral view; ×5,7.
- Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 2.
  - a) Oral view; ×6,8.
  - b) Posterior view; ×8,4.
- Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 5C.
  - a) Oral view; ×4,6.
  - b) Posterior view; ×4,5.
- Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 5B.
  - a) Oral view; ×7,2.
  - a) Lateral view; ×6,7.
  - c) Posterior view; ×7,2.

Fig. 15–19: ***Liobolina crestaverdensis*** **n.sp.**
- Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 6D.
  - a) Oral view; ×5,2.
  - b) Lateral view; ×5,6.
  - c) Anterior view; ×5,6.
- Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 6D.
  - a) Oral view; ×6,6.
  - b) Lateral view; ×6,1.
- Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 6D.
  - a) Oral view; ×4,5.
  - b) Lateral view; ×3,7.
- Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 6D.
  - a) Oral view; ×4,5.
  - b) Posterior view; ×5,9.
- Fig. 19: Grüne Schneid: Bed 6D.
  - a) Oral view; ×4,5.
  - b) Lateral view; ×4,5.

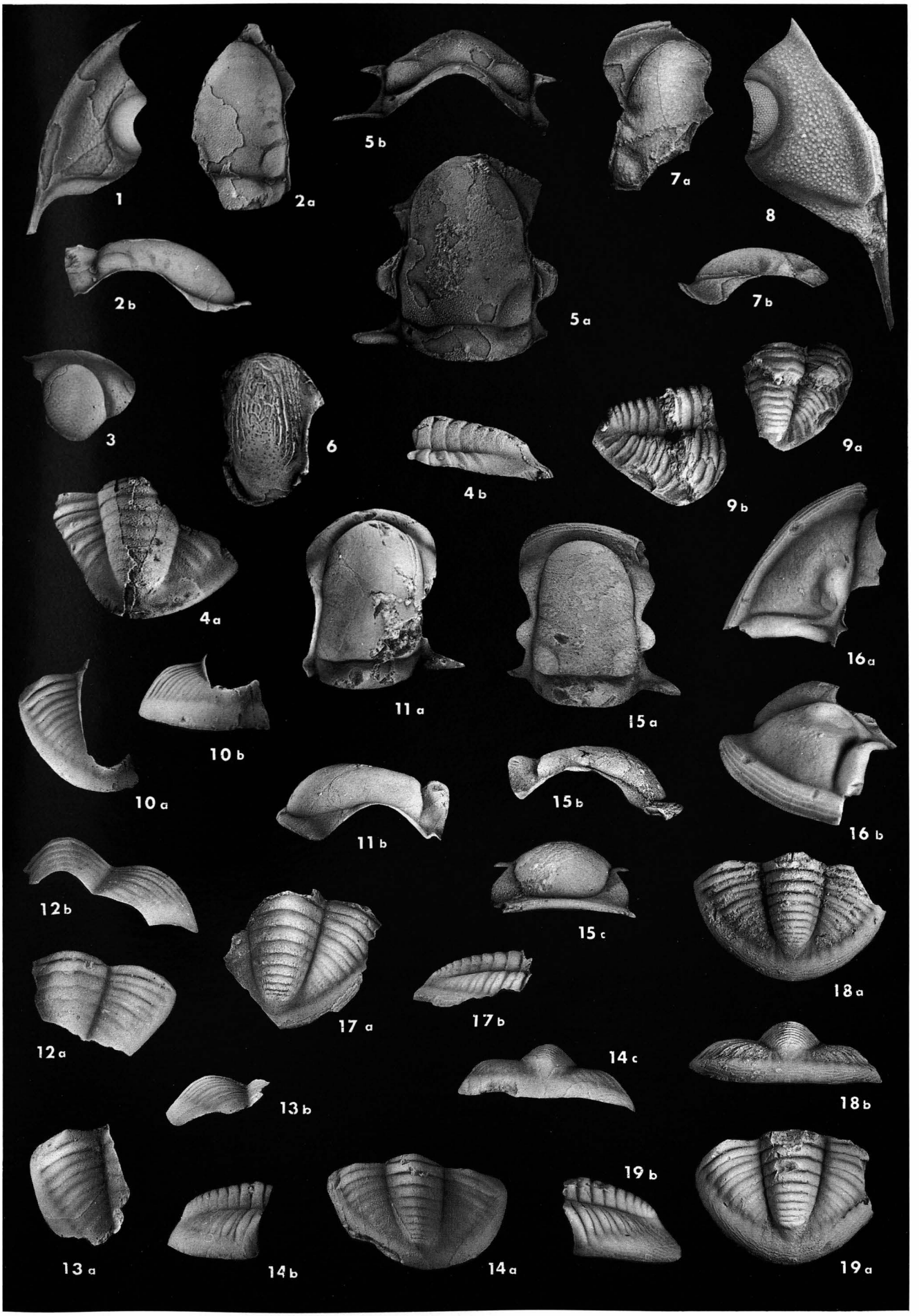

1
2a
2b
5b
5a
7a
8
7b
3
6
4b
9a
9b
4a
11a
15a
16a
10b
10a
11b
15b
16b
12b
15c
18a
12a
17a
17b
14c
18b
13b
13a
14b
14a
19b
19a

Plate 8

For detailed explanation see Tafel 3 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1–9,14–17: ***Semiproetus (Macrobole) hercules*** **(RUD. & E.RICHTER, 1951).**

Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 6D.
a) Oral view; ×7,3.
b) Lateral view; ×7,2.

Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 5B.
a) Oral view; ×6,5.
b) Anterior view; ×4,9.
c) Lateral view; ×5,8.

Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 5A.
a) Oral view; ×6,3.
b) Lateral view; ×6,1.

Fig. 4: Grüne Schneid: Bed 5B, ×6,1.
Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 5B, ×5,3.
Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 5B.
a) Oral view; ×8,1.
b) Lateral view; ×6,2.

Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 5B.
a) Oral view; ×5,3.
b) Lateral view; ×5,4.

Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 5A, ×7,5.
Fig. 9: Grüne Schneid, Bed 5A, ×8,4.
Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 6D,×4,7.
Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 5B, ×7,3.
Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 5B, ×5.
Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 5B.
a) Oral view; ×7,3.
b) Lateral view; ×6,3.

Fig. 10: ***Semiproetus (Macrobole)*** **sp. aff.** ***drewerensis*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**
Grüne Schneid: Bed 5B.
a) Oral view; ×7,1.
b) Posterior view; ×7,0.

Fig. 11–13: ***Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**

Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 2.
a) Oral view; ×7,2.
b) Lateral view; ×6,6.

Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 3.
a) Oral view; ×5,5.
b) Lateral view; ×5,4.

Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 2.
a) Oral view; ×4,8.
b) Lateral view; ×4,8.

Fig. 18–19: ***Semiproetus (Macrobole) drewerensis*** **(RUD. & E. RICHTER, 1951).**

Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 2, ×9,1.

Fig. 19: Grüne Schneid: Bed 2.
a) Oral view; ×5,8.
b) Lateral view; ×6,0.

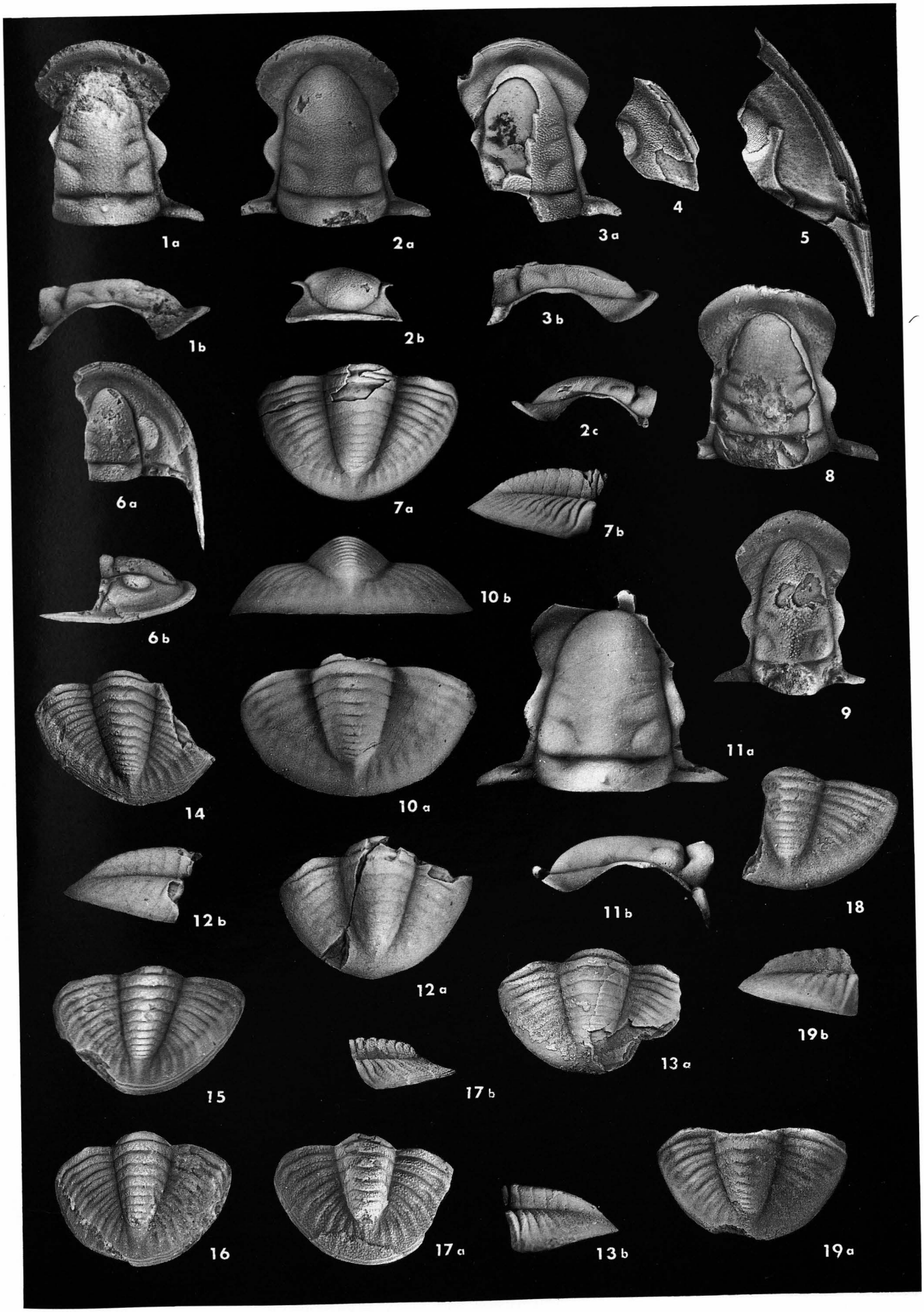

1a
2a
3a
4
5
1b
2b
3b
2c
8
6a
7a
7b
6b
10b
9
11a
14
10a
18
12b
11b
12a
19b
15
17b
13a
16
17a
13b
19a

Plate 9

For detailed explanation see Tafel 4 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1– 2: ***Chaunoproetus (Chaunoproetus) carnicus*** **(RUD. RICHTER, 1913).**
Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 12, ×10,7.
Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 12.
a) Oral view; ×11,7.
b) Lateral view; ×8,9.

Fig. 3– 4: ***Chaunoproetus (Chaunoproetus)*** **cf.** ***palensis*** **(RUD. RICHTER, 1913).**
Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 6A, ×3,3.
Fig. 4: Grüne Schneid: Bed 6A.
a) Oral view; ×6,6.
b) Lateral view; ×5,5.

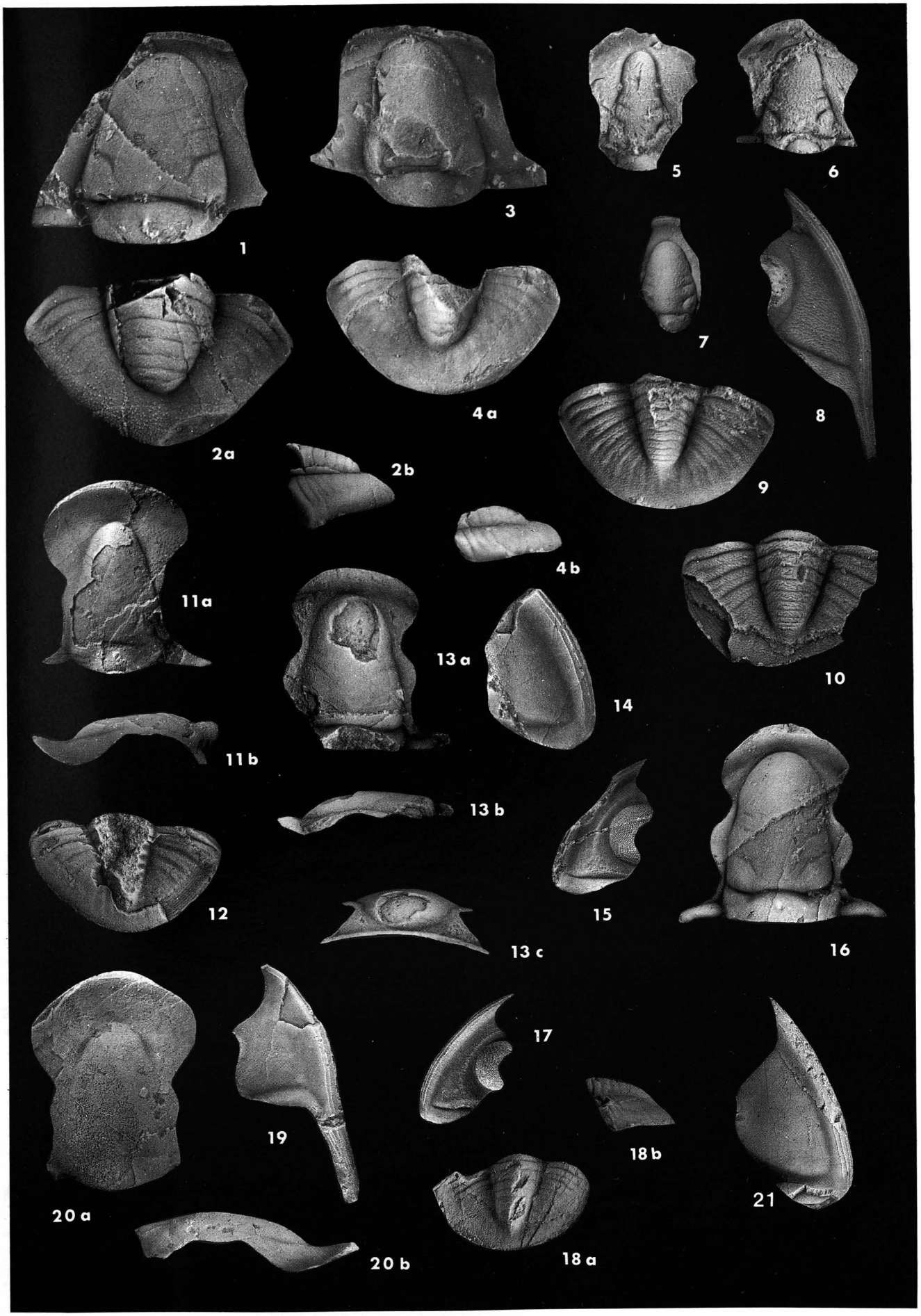
Fig. 5– 6: ***Haasia*** **cf.** ***antedistans*** **(RUD. & E. RICHTER, 1926).**
Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 12, ×11,8.
Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 9, ×8,9.

Fig. 7–10: ***Semiproetus (Macrobole) brevis*** **n.sp.**
Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 3, ×7,4.
Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 2, ×9,1.
Fig. 9: Grüne Schneid: Bed 2, ×9,1.
Fig. 10: Grüne Schneid: Bed 1, ×8,1.

Fig. 11,19–20: ***Diacoryphe schoenlaubi*** **n.sp.**
Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 1.
a) Oral view; ×7,3.
b) Lateral view; ×7,1.
Fig. 19: Grüne Schneid: Bed 1, ×8,3.
Fig. 20: Grüne Schneid: Bed 1.
a) Oral view; ×7,8.
b) Lateral view; ×7,8.

Fig. 12–14,21: ***Archegonus (Phillibole?) planus*** **n.sp.**
Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 1, ×5,4.
Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 1.
a) Oral view; ×7,2.
b) Lateral view; ×7,1.
c) Anterior view; ×6,2.
Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 1, ×7,5.
Fig. 21: Grüne Schneid: Bed 1, ×4,7.

Fig. 15–17,?18: ***Phillibolоides macromma*** **n.sp.**
Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 1, ×5.
Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 3, ×8,1.
Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 1, ×4,2.
Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 1.
a) Oral view; ×6,8.
b) Lateral view; ×6,6.


1
3
5
6
2a
4a
7
8
2b
9
4b
11a
13a
10
14
11b
13b
12
15
16
13c
17
19
18b
21
20a
18a
20b

References

ANDERSON, T.F. (1990): Temperature from Oxygen Isotope Ratios. – In: D.E.G. BRIGGS & P.R. CROWTHER (Eds.): Palaeobiology. A synthesis. – 403–406, Oxford – Melbourne (Blackwell Sc. Publ.).

ATTREP, M., Jr., ORTH, C.J. & QUINTANA, L.R. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Geochemistry of Common and Trace Elements II–INAA and RNAA. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (Eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). – Abh. Geol. B.-A., **45**, 123–137, Wien.

COWIE, J.W., ZIEGLER, W., BOUCOT, A.J., BASSETT, M.G. & REMANE, J. (1986): Guidelines and Statues of the International Commission on Stratigraphy (ICS). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **83**, 1–14, Frankfurt.

DYER, B.D., LYALIKOVA, N.N., MURRAY, D., DOYLE, M., KOLESOV, G.M. & KRUMBEIN, W. E. (1989): Role of microorganisms in the formation of iridium anomalies. – Geology, **17**, 1036–1039, Boulder.

EBNER, F. (1973): Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, **34**, 3–24, Graz.

FLAJS, G., FEIST, R. & ZIEGLER, W. (Eds.) (1988): Devonian-Carboniferous Boundary – Results of recent studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 1–245.

FREY, M. (Ed.) (1987): Low Temperature Metamorphism. – 1–351, Blackie, Glasgow.

GAERTNER, H.R. von (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien.

HAHN, G. & KRATZ, R. (1992): Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unter-Karbon der Karnischen Alpen (Österreich) – vorläufige Mitteilung. – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, Wien.

HSÜ, K.J. & MCKENZIE, J.A. (1985): A "Strangelove" ocean in the earliest Tertiary. – In: E.T. SUNDQUIST & W.S. BROECKER (Eds.): The carbon cycle and atmospheric CO_2: Natural variations Archean to present. – Amer. Geophys. Union, 487–492, Washington.

JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **96**, 567–587, Boulder.

KLEIN, P. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Geochemistry of Common and Trace Elements I–ICP, AAS and LECO. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (Eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). – Abh. Geol. B.-A., **45**, 109–121, Wien.

KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer *Imitoceras*-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 71–89, Frankfurt.

KUMP, L.R. (1991): Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. – Geology, **19**, 299–302, Boulder.

MAGARITZ, M. (1989): $\delta^{13}C$ minima follow extinction events: a clue to faunal radiation. – Geology, **17**, 337–340, Boulder.

MAGARITZ, M. (1991): Carbon isotopes, time boundaries and evolution. – Terra Nova, **3**, 251–256, Oxford.

MAGARITZ, M. & HOLSER, W.T. (1990): Carbon isotope shift in Pennsylvanian seas. – Amer. J. Sci., **290**, 977–994.

ORTH, C.J. (1989): Geochemistry of the Bio-Event Horizons. – In: S.K. DONOVAN (Ed.): Mass extinctions, Processes and Evidence . – 37–72, Stuttgart (Enke).

ORTH, C.J., QUINTANA, L.R., GILMORE, J.S., GRAYSON, R.C. & WESTERGAARD, E.H. (1986): Trace element anomalies at the Mississippian/Pennsylvanian boundary in Oklahoma and Texas. – Geology, **14**, 986–990, Boulder.

ORTH, C.J., QUINTANA, L.R., GILMORE, J.S., BARRICK, J.E., HAYWA, J.N. & SPESSHARDT, S.A. (1988): Pt-metal anomalies in the Lower Mississippian of southern Oklahoma. – Geology, **16**, 627–630, Boulder.

PAPROTH, E. (1980): The Devonian-Carboniferous boundary. – Lethaia, **13**, 287, Oslo.

PAPROTH, E. & STREEL, M. (Eds.) (1984): The Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 1–258, Frankfurt.

PAPROTH, E. & SEVASTOPULO, G.D. (1988): The search for a stratotype for the base of the Carboniferous. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 1–2, Frankfurt.

POPP, B.N., ANDERSON, T.F. & SANDBERG, P.A. (1986): Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. – Bull. Geol. Soc. Amer., **97**, 1262–1269, Boulder.

SCHÖNLAUB, H.P. (1969a): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1969b): Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 265–320, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 197 Kötschach, 1 : 50.000, Beilagen 1 : 10.000. – Wien (Geol. B.-A.).

SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Frankfurt.

SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, **25**, 91–118, Erlangen.

SCHRAMM, J.-M. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Illite Crystallinity in Shaly Sediments and its Comparison with Pre-Variscan Sequences. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (Eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). – Abh. Geol. B.-A., **45**, 69–77, Wien.

VEIZER, J., FRITZ, P. & JONES, B. (1986): Geochemistry of brachiopods: Oxygen and Carbon isotopic records of Paleozoic oceans. – Geochim. Cosmochim. Acta, **50**, 1679–1696, New York.

WALLACE, M.W., GOSTIN, V.A. & KEAYS, R.R. (1990): The Acraman impact ejecta and host shales: Evidence for low-temperature mobilization of iridium and other platinoids. – Geology, **18**, 132–135, Boulder.

WALLACE, M.W., KEAYS, R.R. & GOSTIN, V.A. (1991): Stromatolitic iron oxides: Evidence that sea-level changes can cause sedimentary iridium anomalies. – Geology, **19**, 551–554, Boulder.

WALLISER, O.H. (1984): Pleading for a natural D/C Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 241–246, Frankfurt.

YOUNG, G. & CLAOUÉ-LONG, J. (1991): Age control on sedimentary sequences. – BMR Res. Newsletter, **15**, 14–16, Canberra.

YU, C.M. (Ed.) (1988): Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China – Aspects and Records. – 1–379, Beijing (Science Press).

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **196**, 179–194, Boulder.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 99–193	Wien, März 1992

Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen*)

Von Karl KRAINER**)

Mit 40 Abbildungen, 5 Tabellen und 7 Tafeln

Karbon
Ostalpen
Südalpen
Sedimentologie
Fazies
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 103, 148, 183, 184, 197, 198, 199, 200, 212

Inhalt

Zusammenfassung ... 100
Summary ... 101
Einleitung ... 102
1. Synorogene Sedimente (Visé–Westfal) der Ostalpen ... 103
1.1. Das Karbon von Nötsch ... 103
1.1.1. Lage und Verbreitung ... 103
1.1.2. Erlachgraben-Formation ... 105
1.1.2.1. Profil Erlachgraben ... 105
1.1.2.2. Profil Pölland ... 105
1.1.2.3. Fazielle Entwicklung ... 108
1.1.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine) ... 108
1.1.2.5. Interpretation ... 109
1.1.2.6. Profil Hermsberg ... 110
1.1.2.7. Sedimentpetrographie und Mikrofazies ... 112
1.1.2.8. Interpretation ... 112
1.1.3. Badstub-Formation ... 113
1.1.3.1. Lithofazielle Ausbildung ... 113
1.1.3.2. Sedimentpetrographie ... 114
1.1.3.3. Interpretation ... 115
1.1.4. Nötsch-Formation ... 116
1.1.4.1. Profil Hermsberg ... 116
1.1.4.2. Aufschlüsse nordwestlich Oberhöher ... 116
1.1.4.3. Aufschlüsse im Nötschgraben ... 117
1.1.4.4. Interpretation ... 117
1.1.5. Stratigraphische Einstufung des Karbons von Nötsch ... 117
1.2. Das Karbon der Veitscher Decke ... 118
1.2.1. Das Veitscher Karbon an der Typuslokalität, Magnesitbergbau Veitsch ... 118
1.2.1.1. Sedimentologie der Karbonatgesteine ... 119
1.2.1.2. Klastische Sedimente ... 120
1.2.1.3. Paläobotanische Bemerkungen ... 120
1.3. Das Karbon im Grazer Paläozoikum ... 120
1.4. Das Karbon des Gurktaler Deckensystems ... 121
2. Synorogene Sedimente (Visé–Westfal) der Südalpen ... 121
2.1. Das Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen ... 121
2.1.1. Hochwipfel-Formation ... 122
2.1.1.1. Fazielle Entwicklung ... 123
2.1.1.2. Sedimentpetrographie ... 124
2.1.1.3. Faziesinterpretation ... 125
2.1.2. Dimon-Formation ... 126
2.2. Das Hochwipfelkarbon der Karawanken ... 127
2.2.1. Fazielle Entwicklung ... 127
2.2.1. Sedimentpetrographie ... 128
2.2.1. Interpretation ... 128
3. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Ostalpen ... 129
3.1. Stangnock-Formation (NW-Rand der Gurktaler Decke) ... 129

*) Habilitationsschrift zur Erlangung der Lehrbefugnis an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck.

**) Anschrift des Verfassers: Dr. Karl KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

3.1.1. Fazielle Entwicklung ... 129
3.1.1.1. Basisserie ... 129
3.1.1.2. Hauptserie ... 129
3.1.1.3. Hangendserie ... 131
3.1.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung ... 131
3.2. Oberkarbon der Steinacher Decke ... 132
3.2.1. Fazielle Entwicklung ... 132
3.2.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung ... 132
4. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Südalpen (Karnische Alpen) ... 133
4.1. Bombaso-Formation ... 133
4.1.1 Profil Leitenkogel ... 135
4.1.1.1. Lithofazies ... 135
4.1.1.2. Sedimentpetrographie ... 136
4.1.2. Tomritsch-Rücken ... 136
4.1.2.1. Fazielle Entwicklung ... 136
4.1.3. Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier ... 138
4.1.3.1. Fazielle Ausbildung der beiden Profile ... 138
4.1.3.2. Bombaso-Formation ... 138
4.1.3.3. Basale Meledis-Formation ... 138
4.1.3.4. Interpretation ... 140
4.2. Auernig-Gruppe ... 141
4.2.1. Meledis-Formation ... 141
4.2.1.1. Profil Rio Cordin ... 141
4.2.1.2. Interpretation ... 143
4.2.1.3. Profil Rio Tratte ... 144
4.2.2. Pizzul-Formation ... 145
4.2.2.1. Lithofazies ... 145
4.2.2.2. Interpretation ... 148
4.2.3. Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation ... 149
4.2.3.1. Fazielle Ausbildung ... 149
4.2.3.1.1. Klastische Fazies ... 149
4.2.3.1.2. Interpretation ... 153
4.2.3.1.3. Karbonatfazies ... 155
4.2.3.1.4. Biogengehalt der Kalke ... 156
4.2.3.1.5. Interpretation ... 157
4.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine) der Auernig-Gruppe ... 161
4.2.5. Aufbau und Ursachen der „Auernig-Zyklotheme" ... 163
4.2.6. Fossile Pflanzenreste und Makrofloren-Zonen der Bombaso-Formation und der Auernig-Gruppe ... 165
5. Schlußdiskussion ... 167
Dank ... 172
Literatur ... 186

Zusammenfassung

Innerhalb des Karbons der Ost- und Südalpen kann eine synorogene Sedimentabfolge (Visé–Westfal) und eine spät- bis postorogene Abfolge (Stefan) auseinandergehalten werden. Innerhalb der synorogenen Abfolgen sind unreife, klastische Tiefseesedimente häufig vertreten, die spät- bis postorogenen Abfolgen bestehen dagegen aus fluviatilen und flachmarinen, quarzreichen klastischen Sedimenten und fossilreichen Kalken eines flachen Schelfmeeres.

Zu den synorogenen Sedimenten zählen neben dem Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen und Karawanken auch das Karbon von Nötsch, das Karbon der Veitscher Decke, des Grazer Paläozoikums und der Stolzalpendecke.

Die Oberkarbonabfolgen der Karnischen Alpen (Bombaso-Formation und Auernig Gruppe), des NW-Randes der Gurktaler Decke (Stangalm-Formation) und der Steinacher Decke zählen hingegen zu den spät- bis postorogenen Sedimenten.

Das Hochwipfelkarbon, in den Karnischen Alpen untergliedert in Hochwipfel- und Dimon-Formation, ist eine rund 1.000 m mächtige Abfolge klastischer Tiefseesedimente, aufgebaut aus verschiedenen Typen von Turbiditen, submarinen Debris Flows und Mudflows und untergeordnet feinkörnigen, hemipelagischen Sedimenten. Im höheren Teil (Dimon-Formation) sind in den Karnischen Alpen saure-intermediäre und basische Vulkanite eingeschaltet.

Das Einsetzen der klastischen Tiefseesedimentation über Karbonaten des Devons und Unterkarbons erfolgte im höchsten Unterkarbon (cu IIβ/γ), sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken. Die klastischen Tiefseesedimente des Hochwipfelkarbons wurden in einem relativ schmalen, im Zuge einer Extensionsphase („Transform-Rifting Phase" im Sinne von Vai & Cocozza, 1986) herausgeformten ozeanischen Becken abgelagert.

Am nördlichen Kontinentalabhang dieses schmalen, ozeanischen Beckens gelangten vermutlich die Sedimente des tektonisch isolierten Karbonvorkommens von Nötsch (Erlachgraben-, Badstub- und Nötsch-Formation) zur Ablagerung.

Die Sedimente der Erlachgraben-Formation zeigen im tieferen Teil ebenfalls Tiefseecharakter, sind im wesentlichen aus Turbiditen und submarinen Debris flows aufgebaut und enthalten eine Ichnofazies (*Nereites*-Assoziation und *Zoophycos*), die den Tiefseecharakter unterstreicht. Die Abfolge besteht aus Fining-Upward Megasequenzen, die entweder submarine Rinnen-Levee-Komplexe eines proximalen Fächers oder übereinanderliegende kleine submarine Fächer im Bereich des Kontinentalabhanges darstellen. Die Sedimente sind aus Komponenten eines überwiegend metamorphen Liefergebietes zusammengesetzt.

Für die feinklastische Entwicklung im obersten Abschnitt der Erlachgraben-Formation mit reichlich Flachwasserfossilien und turbiditischen Einschaltungen wird als Ablagerungsraum der obere Kontinentalabhang in Erwägung gezogen.

Mit sedimentärem Übergang folgt darüber die Badstub-Formation, eine grobklastische Abfolge submariner Sedimente, hauptsächlich durch Debris Flows, untergeordnet durch Turbidite entstanden. Die Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation weisen einen außerordentlich hohen Gehalt an Amphibolitgeröllen auf, die Abkömmlinge metamorpher tholeiitischer Ozeanbodenbasalte darstellen. Daneben sind auch metamorphe und sedimentäre Gerölle, sowie im höheren Abschnitt Fossilien enthalten. Schlechter Reifegrad (Zusammensetzung, Rundung, Sortierung) und Fossilgehalt sprechen für kurzen Sediment-

transport und Ablagerung auf kleinen Fächern oder fächerähnlichen Sedimentkörpern entlang einer aktiven Störungszone am Kontinentalabhang. Die Badstub-Formation markiert somit eine tektonisch aktive Phase im oberen (obersten) Visé (Sudetische Phase).

Die Badstub-Formation wird von den Sedimenten der Nötsch-Formation überlagert, der Übergang ist allmählich. Die Nötsch-Formation ist im tieferen Teil in einer ähnlichen feinklastischen, fossilführenden Fazies entwickelt wie die oberste Erlachgraben-Formation. Eingeschaltete Turbidite und Debris Flows im untersten Teil zeigen dieselbe Zusammensetzung wie die Sedimente der Badstub-Formation. Als Ablagerungsraum wird der obere Kontinentalabhang diskutiert.

Die flachmarinen, klastischen und karbonatischen Sedimente der Veitscher Decke werden als Ablagerungen eines an den Kontinentalabhang (Karbon von Nötsch) nach Norden anschließenden Schelfbereiches interpretiert. Hinweise darauf liefern neben der Fauna auch exotische Visé-Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation und der Badstub-Formation, die aufgearbeitete Flachwasserkarbonate darstellen und somit vom Schelfbereich der Veitscher Decke bezogen werden können. Die sedimentologischen Daten fügen sich somit gut in die bisherigen paläogeographischen Vorstellungen.

Eine paläogeographische Einbindung der klastischen Karbonabfolge des Grazer Paläozoikums (Folge der Dult) und der Stolzalpendecke ist aufgrund fehlender sedimentologischer Daten nach wie vor problematisch.

Diese in einem synorogenen, schmalen ozeanischen Becken abgelagerten Karbonabfolgen des Visé–Westfal wurden im höheren Westfal von einer variszischen Orogenphase erfaßt. Diese Orogenphase führte in den Karnischen Alpen und Karawanken zu einer starken Krustenverkürzung, verbunden mit intensiver Faltung und Überschiebungstektonik sowie leichter Metamorphose im Westabschnitt der Karnischen Alpen. Obwohl diese Deformationsphase in den ostalpinen Karbonvorkommen (v.a. Nötsch und Veitsch) nicht nachweisbar ist, müssen auch diese Abfolgen von dieser Orogenphase erfaßt worden sein, vor allem dann, wenn sie im selben synorogenen Becken abgelagert wurden. Diese Orogenphase war aber im Ostalpin scheinbar nur sehr schwach wirksam und äußerte sich möglicherweise nur durch leichte Krustenverstellungen.

Infolge der Rotation und beginnenden Westdrift Gondwanas und der damit einsetzenden Extensionstektonik mit Transformbewegungen entlang von Megascherzonen kommt es ab der Wende Westfal–Stefan zur Herausbildung von intramontanen Molassebecken. Damit setzt die spät- bis postorogene Phase der Molassesedimentation ein.

Die spät- bis postorogenen Molassesedimente sind im Ostalpin (NW-Rand der Gurktaler Decke, Steinacher Decke) in kontinentaler Fazies, im Südalpin (Karnische Alpen, Karawanken) dagegen in einer flachmarinen Fazies entwickelt.

Die über 400 m mächtige Stangnock-Formation besteht an der Basis aus proximalen Schüttungen polymikter Konglomerate und unreifer Sandsteine, die nach oben in Megasequenzen aus quarzreichen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefer mit teilweise reichlich fossilen Pflanzenresten übergehen. Es sind Ablagerungen eines verzweigten bis mäandrierenden Flußsystems, die unter humiden klimatischen Bedingungen in einem ungefähr W–E-gerichteten intramontanen Molassebecken abgelagert wurden. Die Entstehung der Megasequenzen wird auf synsedimentäre tektonische Bewegungen zurückgeführt.

Das Oberkarbon der Steinacherdecke, zeitlich in das Cantabrium und ?Barruelium einzuordnen, ist faziell der Stangnock-Formation sehr ähnlich und möglicherweise im selben Becken abgelagert worden.

Die spät- bis postorogenen (spät- bis postvariszischen) Molassesedimente (Oberkarbon) der Karnischen Alpen, die mit einer klassischen Winkeldiskordanz das variszische Basement überlagern, werden als Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe bezeichnet.

Die Bombaso-Formation ist überwiegend aus grobklastischen, unreifen Sedimenten aufgebaut, die aus Komponenten des unmittelbar darunterliegenden variszischen Basements zusammengesetzt sind und auf „Fan-Deltas" abgelagert wurden.

Die Auernig Gruppe (Meledis-, Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) ist dagegen eine Abfolge klastisch-karbonatischer Sedimente eines sturmbeeinflußten Schelfmeeres. Die Fazies reicht von quarzreichen Konglomeraten des Strand- und oberen Vorstrandbereiches über trogförmig schräggeschichtete Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches, hummocky-schräggeschichtete Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches bis hin zu bioturbaten Siltsteinen und fossilreichen Kalken des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis. In der Pizzul- und Auernig-Formation sind auch ganz flache Algenmounds entwickelt.

Im höheren Teil der Auernig Gruppe (Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) sind trans- und regressive Zyklen ("Auernig-Zyklotheme") mit einer Mächtigkeit von 10–40 m entwickelt, wobei die Konglomeratfazies jeweils einen relativen Meeresspiegeltiefstand und die Kalke einen relativen Meeresspiegelhochstand markieren. Die Zyklendauer dieser „Auernig-Zyklotheme" liegt in der Größenordnung von 100.000 Jahren, ihre Entstehung wird auf glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang mit der permokarbonen Gondwana-Vereisung zurückgeführt. Einzelne Zyklen sind teilweise durch synsedimentäre Tektonik überprägt.

Sowohl innerhalb der flachmarinen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe als auch der kontinentalen Stangnock-Formation ist dieselbe Änderung in der Pflanzenfossilvergesellschaftung zu beobachten, und in beiden Abfolgen sind sämtliche Megafloren-Zonen des Stefan nachweisbar (*Odontopteris cantabrica*-Zone, *Lobatopteris lamuriana*-Zone, *Alethopteris zeilleri*-Zone, *Sphenophyllum angustifolium*-Zone und z.T. *Callipteris conferta*-Zone), wodurch auch eine biostratigraphische Korrelation der flachmarinen Abfolge der Karnischen Alpen mit der kontinentalen Abfolge der Gurktaler Decke möglich ist.

Facies, Sedimentation Processes and Palaeogeography in the Carboniferous of the Eastern and Southern Alps

Abstract

The Carboniferous of the Eastern and Southern Alps can be divided into a synorogenic sequence (Visean–Westphalian) and a late- to postorogenic (Late- to Post-Variscan) sequence (Stephanian). Within the synorogenic sequence immature, clastic deep-sea sediments occur, late- to postorogenic sediments are composed of fluvial and shallow marine, quartz-rich clastic sediments and fossiliferous limestones of a shallow marine shelf environment.

Synorogenic sediments include the "Hochwipfelkarbon" of the Carnic Alps and Karawanken Mountains, the Carboniferous of Nötsch, Carboniferous of the Veitsch Nappe, the Grazer Paläozoikum and the Stolzalpen Nappe.

The Late Carboniferous (Stephanian) sequences of the Carnic Alps (Bombaso Formation and Auernig Group), of the NW-margin of the Gurktal Nappe (Stangnock Formation) and the Steinach Nappe represent the late- to postorogenic sediments.

In the Carnic Alps, the „Hochwipfelkarbon", divided into Hochwipfel Formation and Dimon Formation, is an approximately 1.000 m thick sequence of clastic deep-sea sediments, composed of different types of turbidites, submarine debris flows and

mudflows, and subordinate fine-grained hemipelagic sediments. In the upper part (Dimon Formation) acid-intermediate and basaltic volcanic rocks are intercalated.

In the Carnic Alps and Karawanken Mountains deep-sea sedimentation started during the uppermost Lower Carboniferous (cuIIβ/γ) above carbonate sediments of Devonian and Lower Carboniferous age.

The clastic deep-sea sediments of the "Hochwipfelkarbon" accumulated in a relatively narrow oceanic basin, which was formed during an extensional phase ("transform rifting phase" sensu VAI & COCOZZA, 1986).

On the northern slope of that narrow oceanic basin the sediments of the tectonically isolated Carboniferous of Nötsch (Erlachgraben, Badstub and Nötsch Formation) were probably deposited.

Sediments of the Erlachgraben Formation in the lower part show characteristic features of a deep-marine environment, are composed of turbidites and submarine debris flows and contain trace fossils (*Nereites* ichnofacies, *Zoophycos*), which emphasize the deep-sea character of the sediments.

The sequence is built up by fining upward megasequences, which either may represent submarine channel-levee complexes of a proximal submarine fan, or superimposed small fans on the slope. The sediments are composed of material derived from metamorphic source rocks.

The fine-grained clastic sediments in the upper part of the Erlachgraben Formation, frequently containing shallow-water fossils and thin turbidite intercalations, are interpreted as upper slope deposits.

The Erlachgraben Formation grades upward into the Badstub Formation, a coarse-grained clastic sequence of submarine sediments which formed by debris flows and turbidity currents. Breccias and conglomerates of the Badstub Formation contain high amounts of amphibolite clasts, which are derived from metamorphic tholeiitic oceanfloor basalts. Subordinate are metamorphic and sedimentary clasts, and fossils in the upper part. Poor textural and compositional maturity (composition, rounding, sorting) and fossils indicate short distances of transport and deposition on small fans or fanlike sedimentbodies along an active fault zone at the slope. The Badstub Formation, therefore, marks a tectonically active phase during the upper (uppermost) Visean (Sudetic Phase).

Upwards the Badstub Formation shows a gradational transition into the overlying Nötsch Formation. In its lower part, the Nötsch Formation shows a similar facies like the uppermost Erlachgraben Formation. Intercalated turbidites and debris flows in the lowermost part are of the same composition as the sediments of the Badstub Formation. The sediments were probably deposited in an upper slope environment.

The shallow marine clastic and carbonate sediments of the Veitsch Nappe are interpreted as deposits of a shelf, which was joined northward to the slope represented by the Carboniferous of Nötsch. This is supported by the fauna and by exotic limestone clasts of Visean age in conglomerates of the Hochwipfel Formation and Badstub Formation, which represent reworked shallow water carbonates and were probably derived from shelf-carbonates of the Veitsch Nappe. The sedimentological data fit well into the previous paleogeographic reconstructions.

Due to the lack of sedimentological data, it still remains a problem to include the Carboniferous sequences of the Grazer Paläozoikum ("Folge der Dult") and Stolzalpen Nappe into paleogeographic reconstructions.

The Carboniferous sediments of Visean to Westphalian age, which were deposited in synorogenic, narrow oceanic basins, were affected by a Variscan orogenic phase during the Late Westphalian.

This orogenic phase resulted in strong crustal shortening, connected with intense folding and thrusting, and weak metamorphism in the western part of the Carnic Alps.

Although this phase of deformation has not been detected in the Carboniferous sequences of the Eastern Alps (esp. Nötsch and Veitsch), these sequences must also have been affected by this phase of deformation in some way, in particularly when they were deposited in the same synorogenic basin.

Due to rotation and beginning westward drifting of Gondwana and resulting extensional tectonics connected with transform movements along megashear zones with the beginning of the Stefanian, intramontane basins have been formed. These processes mark the beginning of the late- to postorogenic (Late- to Post-Variscan) phase of Molasse sedimentation.

Late- to postorogenic (Late- to Post-Variscan) Molasse sediments of the Eastern Alps (NW-margin of the Gurktal Nappe, Steinach Nappe) are of continental origin, whereas in the Southern Alps (Carnic Alps, Karawanken Mountains) they are represented by sediments of a shallow marine shelf environment.

The more than 400 m thick Stangnock Formation is at the base composed of proximal accumulations of polymict conglomerates and immature sandstones, grading upward into megasequences formed of quartz-rich conglomerates, sandstones and shales containing abundant plant fossils. The sediments are deposits of a braided to meandering river system, which accumulated in an approximately E–W-trending intramontane Molasse basin under humid climatic conditions. The formation of megasequences is explained by synsedimentary tectonic movements.

The Late Carboniferous (Cantabrian–?Barruelian) sediments of the Steinach Nappe show a very similar facies and were probably deposited in the same basin as the Stangnock Formation.

Late- to Post-Variscan Molasse sediments (Late Carboniferous) of the Carnic Alps, overlying the Variscan basement with a classical angular unconformity, are represented by the Bombaso Formation and Auernig Group.

The Bombaso Formation is composed of coarse-grained, immature clastic sediments with clasts derived from the underlying basement, which were deposited on fan deltas.

The Auernig Group (Meledis, Pizzul, Corona, Auernig and Carnizza Formation) is a mixed clastic-carbonatic sequence of storm-dominated shelf sediments. The facies ranges from quartz-rich conglomerates (beach and upper shoreface), trough-crossbedded sandstones (upper shoreface), hummocky-crossbedded sandstones (lower shoreface) to bioturbated siltstones and fossiliferous limestones (offshore), deposited below storm wave-base. Within the Pizzul and Auernig Formation, flat algal mounds are developed.

In the upper part of the Auernig Group (Corona, Auernig and Carnizza Formation), transgressive-regressive cycles ("Auernig cyclothems") with thicknesses ranging from 10 to 40 m are developed. Conglomerates mark relative sea-level lowstands, whereas limestones indicate relative sea-level highstands. Cycle duration lies in the order of 100.000 years and cycle formation is explained by glacio-eustatic sea-level fluctuations caused by the Permocarboniferous Gondwana glaciation. Some of the cycles are overprinted by synsedimentary tectonic movements.

Within both sequences, the shallow marine Bombaso Formation and Auernig Group, and the continental Stangnock Formation, plant fossils show the same evolution and in both sequences all megaflora zones of the Stephanian (*Odontopteris cantabrica* Zone, *Lobatopteris lamuriana* Zone, *Alethopteris zeilleri* Zone, *Sphenophyllum angustifolium* Zone and *Callipteris conferta* Zone) have been re-

cognized, allowing biostratigraphic correlation of the shallow marine sequence of the Carnic Alps with the continental sequence of the Gurktal Nappe.

Einleitung

Ost- und südalpine Karbonvorkommen sind schon sehr lange bekannt und waren wiederholt Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen, die sich jedoch in erster Linie auf paläontologische Fragestellungen konzentrierten. Moderne sedimentologische Bearbeitungen dieser Karbonvorkommen fehlen weitgehend, die bisher veröffentlichten paläogeographischen Modelle und Rekonstruktionen basieren daher auf wenigen, veralteten und teilweise unrichtigen sedimentologischen Daten, was entsprechende Fehlinterpretationen und falsche Rekonstruktionen zur Folge hatte.

Bei den Karbonabfolgen der Ost- und Südalpen handelt es sich einerseits um „synorogene" Sedimente des Unter- und tiefen Oberkarbons, häufig mit Merkmalen eines tiefmarinen Ablagerungsbereiches (z.B. Hochwipfelkarbon, Karbon von Nötsch), zum anderen sind es „spät- bis postorogene" Sedimente des Oberkarbons (Stefan), die sowohl als flachmarine Sedimente (Auernig-Gruppe der Karnischen Alpen und Karawanken) als auch als kontinentale Ablagerungen (z.B. Stangnock-Formation der Gurktaler Decke, Nößlachjoch-Karbon der Steinacher Decke) vorliegen.

Als „synorogen" werden dabei alle jene Karbonabfolgen aufgefaßt, die vor der letzten variszischen Faltungsphase im höheren Westfal abgelagert wurden, auch wenn diese Abfolgen heute keine sichtbaren Spuren einer variszischen Deformation zeigen (Diskussion in Kapitel 5). Dazu zählen die Sedimentabfolgen des Visé bis Westfal der Karnischen Alpen und Karawanken (Südalpin) sowie das Karbon von Nötsch, das Karbon der Veitscher Decke, des Grazer Paläozoikums („Folge der Dult") und der Stolzalpendecke (Ostalpin).

Entsprechend sind die spät- bis postorogenen Sedimente (spät- bis postvariszischen Molassesedimente) auf das Stefan und Perm beschränkt, wobei in der vorliegenden Arbeit nur der karbonische Anteil behandelt wird (Stefan der Karnischen Alpen, Gurktaler Decke und Steinacher Decke).

Sedimentationsprozesse werden in erster Linie von Tektonik, Klima und im marinen Bereich auch von Meeresspiegelschwankungen gesteuert und geprägt, sodaß umgekehrt eine sedimentologische Bearbeitung von Sedimentabfolgen nach modernen Gesichtspunkten (Faziesanalyse, Sequenz- und Eventstratigraphie) Rückschlüsse über tektonische Prozesse, klimatische Änderungen und Meeresspiegelschwankungen während der Sedimentation ermöglicht.

Das für die Sedimentation im Karbon zweifellos prägende Ereignis war die variszische Orogenese, daneben spielen aber auch die klimatischen Verhältnisse eine große Rolle, die beispielsweise zu einer gewaltigen Entwicklung der Pflanzenwelt sowie der Amphibien und Insekten geführt haben, aber auch für die permokarbone Gondwana-Vereisung mitverantwortlich sind, deren Auswirkungen (Meeresspiegelschwankungen) im flachmarinen Oberkarbon (und Unterperm) der Südalpen bisher viel zu wenig beachtet wurden.

In der vorliegenden Arbeit werden einzelne Karbonvorkommen nach modernen sedimentologischen Gesichtspunkten charakterisiert, wobei das Karbon von Nötsch und das Karbon der Karnischen Alpen einer ausführlichen sedimentologischen Analyse unterzogen wurde. Bezüglich der übrigen Karbonvorkommen wird einerseits auf eigene, größtenteils bereits veröffentlichte Daten, teils auf verschiedene Literaturdaten zurückgegriffen. Mit Hilfe dieser Daten wird dann der Versuch unternommen, Rückschlüsse auf die Sedimentationsabläufe kontrollierenden Parameter zu ziehen und damit einen Beitrag zur Paläogeographie und zum geotektonischen Geschehen im Karbon der Ost - und Südalpen zu leisten.

An dieser Stelle muß gleich vorweggenommen werden, daß hinsichtlich der ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhänge zwischen den einzelnen, heute teilweise tektonisch völlig isolierten Karbonvorkommen, nach wie vor große Kenntnislükken bestehen.

Dies ist zum einen auf die alpidische Überprägung und teilweise sehr schlechten Aufschlußverhältnisse und den damit verbundenen unterschiedlichen Bearbeitungsstand der einzelnen Karbonvorkommen zurückzuführen. Während beispielsweise über das Karbon von Nötsch oder über das Karbon der Karnischen Alpen nun zahlreiche neue Daten vorliegen, so ist über das Karbon des Grazer Paläozoikums (Folge der Dult) oder über das klastische Unterkarbon der Stolzalpendecke nach wie vor nur sehr wenig bekannt.

Zum anderen muß man sich eben auch mit der Tatsache abfinden, daß trotz intensiver Suche im Rahmen der sedimentologischen Arbeiten das erhoffte „Missing Link" zur Schließung der paläogeographischen Lücke zwischen den durch tektonische Prozesse auseinandergerissenen und heute tektonisch isolierten Karbonvorkommen (v.a. zwischen Hochwipfelkarbon - Karbon von Nötsch - Karbon der Veitscher Decke) bisher nicht gefunden werden konnte. Es gibt zwar einige Hinweise, aber letztlich ktonische Prozesse auseinandergerissenen und heute tektonisch isolierten Karbonvorkommen (v.a. zwischen Hochwipfelkarbon - Karbon von Nötsch - Karbon der Veitscher Decke) bisher nicht gefunden werden konnte. Es gibt zwar einige Hinweise, aber letztlich keine eindeutigen Beweise für die im Schlußkapitel vorgestellten paläogeographischen Überlegungen.

Trotz dieser doch recht bitteren Erfahrung hofft der Verfasser, mit den in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Daten doch einen Beitrag zur besseren Kenntnis der faziellen Entwicklung, Zusammensetzung und Ablagerungsbedingungen einzelner süd- und ostalpiner Karbonvorkommen zu liefern, auch wenn damit die ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhänge für das Karbon, vor allem den Zeitabschnitt Visé bis Westfal betreffend, nach wie vor nicht befriedigend geklärt sind. Dies soll gleichzeitig auch das Ungleichgewicht zwischen der ausführlichen sedimentologischen Darstellung einzelner Karbonvorkommen und der vergleichsweise knapp gehaltenen Diskussion zur Paläogeographie im Karbon der Süd- und Ostalpen erklären.

1. Synorogene Sedimente (Visé–Westfal) der Ostalpen

1.1. Das Karbon von Nötsch

1.1.1. Lage und Verbreitung

Das Karbon von Nötsch liegt am Südrand der östlichen Gailtaler Alpen, nordwestlich der Ortschaft Nötsch, zwischen dem Nötschgraben im Osten und der Ortschaft Matschiedl im Westen. Es ist auf einer Länge von rund 9 km aufgeschlossen und hat seine größte Breite im Osten, im Nötschgraben (rund 3 km). Nach Westen wird das Karbon von Nötsch zunehmend schmaler und keilt schließlich tektonisch aus.

Das Karbonvorkommen ist allseits tektonisch begrenzt, wird im N durch eine Lateralstörung (Fortsetzung des „Bleiberger Bruches") von der Permotrias des Drauzuges getrennt und grenzt im S ebenfalls an einer Störung an die ausgedünnte Lamelle des Nötscher Granitzuges bzw. an das Gailtalkristallin. Im E ist die Situation aufgrund fehlender Aufschlüsse unklar, ver-

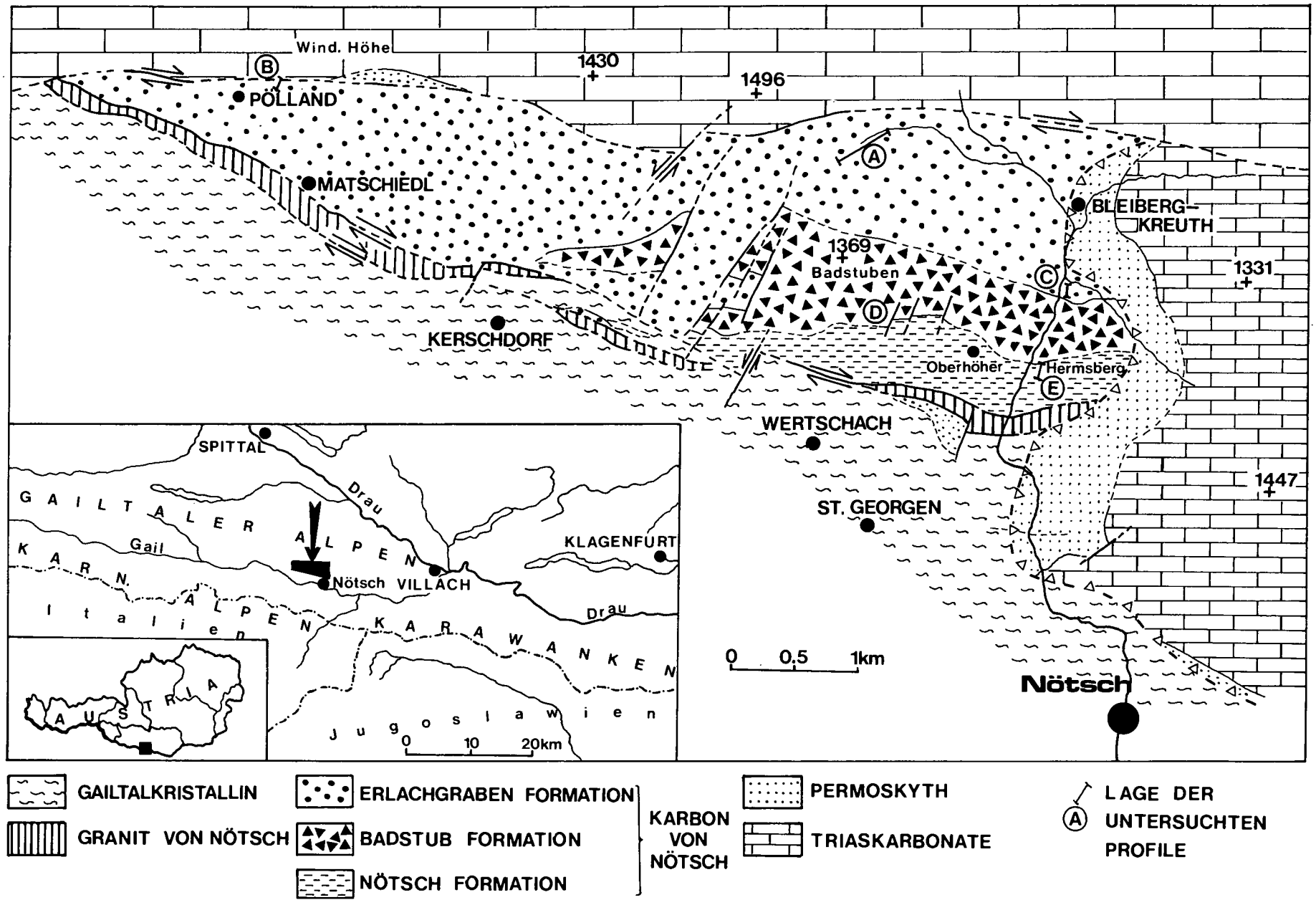


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte des Karbons von Nötsch (geändert und vereinfacht nach SCHÖNLAUB, 1985) mit Lage der untersuchten Profile.
A = Profil Erlachgraben; B = Profil Pölland; C = Straßenprofil Hermsberg (Erlachgraben-Formation); D = Profil NW Oberhöher (obere Badstub-Formation); E = Profil Hermsberg (Übergang Badstub-Formation – Nötsch-Formation).

mutlich ist die Permotrias der Dobratsch-Scholle, die im Vergleich zum übrigen Drauzug eine abweichende fazielle Entwicklung in der Trias aufweist (z.B. relativ mächtige mitteltriadische Vulkanite und Rotkalke etc.), auf das Karbon von Nötsch aufgeschoben (siehe Abb. 1).

Die Sedimente des Karbons von Nötsch fallen in der Regel steil nach S ein und streichen ungefähr E–W. Im Norden finden sich die ältesten, im Süden die jüngsten Gesteine.

Die stellenweise reichliche Fossilführung erweckte schon sehr früh das Interesse der Geologen, insbesondere der Paläontologen am Karbon von Nötsch. Erste Berichte darüber wurden bereits zu Beginn des vorigen Jahrhunderts veröffentlicht, eine ausführliche Zusammenfassung der Erforschungsgeschichte ist in der Arbeit von SCHÖNLAUB (1985) enthalten.

Geologische Aufnahmen des Karbons von Nötsch gehen vor allem auf FELSER (1935, 1936, 1938) und in der Folge auf FLÜGEL (1965), KODSI (1967a), FLÜGEL & KODSI (1968) und KODSI & FLÜGEL (1970) zurück, die dieses Karbonvorkommen in 4 lithofazielle Einheiten gliederten: Nötschgraben-Gruppe, Erlachgraben-Gruppe, Pölland-Gruppe und Badstubbreccie.

Basierend auf einer Neukartierung hat SCHÖNLAUB (1985) eine Neugliederung in folgende Einheiten durchgeführt und die einzelnen Einheiten neu definiert: Erlachgraben-Formation, Badstubbreccie mit Zwischenschiefer, Nötsch-Formation.

Die von KODSI & FLÜGEL (1970) aufgestellte Pölland-Gruppe stellt SCHÖNLAUB (1985) zur Nötsch-Formation.

Basierend auf sedimentologischen Befunden wird in der vorliegenden Arbeit die Pölland-Gruppe zur Erlachgraben-Formation gestellt, ansonsten die Gliederung von SCHÖNLAUB (1985) beibehalten.

1.1.2. Erlachgraben-Formation

Die Erlachgraben-Formation ist die nördlichste Einheit, liegt zwischen der Permotrias des Drauzuges im N und der Badstubbreccie (Badstub-Formation) im S, die die Erlachgraben-Formation sedimentär überlagert.

Aufgrund der Fossilführung ist die Erlachgraben-Formation zugleich auch das älteste Schichtglied, nach SCHÖNLAUB (1985) in das jüngste Visé oder Unter-Namur einzustufen.

Die Schichtfolge setzt sich aus einer Wechselfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Siltsteinen-Tonschiefern zusammen, im höheren Teil sind es fossilführende Siltsteine bis Tonschiefer, teilweise karbonatisch, vereinzelt mit gröberklastischen Einschaltungen.

Die Abfolge soll anhand einzelner Profile näher vorgestellt werden (vgl. auch SCHÖNLAUB, 1985).

1.1.2.1. Profil Erlachgraben

Im Erlachgraben wurde ein rund 180 m mächtiges, leider relativ schlecht aufgeschlossenes Profil aufgenommen (Abb. 2). Die Profilbasis liegt bei ca. 1040 m SH, das Profil setzt an dieser Stelle mit rund 10 m mächtigen, dunklen, teilweise siltigen Schiefern ein, die sehr schlecht erhaltene Pflanzenreste und Lebensspuren enthalten.

Darüber folgen mit einer scharfen, tektonisch überprägten Grenze mehrere Zehnermeter mächtige Konglomerate. Die Konglomerate sind an der Basis polymikt, führen viel Kristallingerölle neben schwarzen Phylliten sowie Karbonat- und Quarzgeröllen mit Korngrößen bis 30 cm. Die Rundung der Gerölle ist relativ gut, die Sortierung mäßig. Nach oben nimmt die Korngröße kontinuierlich ab und gleichzeitig der Quarzgehalt zu. Grobsandige Lagen sind eingeschaltet.

Darüber folgt eine Wechsellagerung von meist quarzreichen, komponentengestützten, mäßig gut gerundeten und häufig normal gradierten Konglomeraten, die in ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Sandsteine, Siltsteine und Schiefer übergehen, sodaß z.T. ausgeprägte FU-Sequenzen (fining-upward-Sequenzen) mit Mächtigkeiten von einigen m bis über 10 m entwickelt sind (Abb. 2).

Im höheren Profilabschnitt konnten in Feinsandlagen, die in schwarze Tonschiefer eingeschaltet sind, an der Schichtunterseite Strömungsmarken sowie Strömungsrippeln an der Oberseite beobachtet werden. In den Tonschiefern sind selten fragliche Fossilabdrücke (?Brachiopoden) zu beobachten.

Weitere Sedimentstrukturen waren, vermutlich auch durch die schlechten Aufschlußverhältnisse bedingt, nicht zu erkennen.

1.1.2.2. Profil Pölland

Wie die folgenden sedimentologischen Daten zeigen, lassen sich die Sedimente im Raum Pölland, ursprünglich als Pölland-Gruppe eigens ausgeschieden, weder makroskopisch noch mikroskopisch von der Erlachgraben-Formation auseinanderhalten.

Die besten Aufschlüsse finden sich entlang der Straße von Pölland zur Windischen Höhe. Die Abfolge setzt sich aus denselben Lithofaziestypen wie im Erlachgraben zusammen: polymikte Konglomerate mit Korngrößen bis rund 20 cm, teilweise gradiert, Sandsteine, teilweise mit Horizontalschichtung und Gradierung, sowie Siltsteine-Tonschiefer, vereinzelt mit Lebensspuren. Die Konglomerate zeigen an der Basis oft eine ausgeprägte erosive Grenze, wobei im tieferen Teil mächtigerer Konglomeratlagen nicht selten aufgearbeitete, feinkörnige Resedimentgerölle zu beobachten sind. Diese Lithofaziestypen sind häufig zu FU-Sequenzen kombiniert, die einzelnen FU-Sequenzen bilden eine übergeordnete FU-Megasequenz, ganz ähnlich wie die Abfolge im Erlachgraben (Abb. 3).

An einem Forstweg, der oberhalb von Matschiedl am Waldrand nach Osten führt, finden sich ebenfalls einige kleinere Aufschlüsse: Sandsteine, häufig horizontalgeschichtet und gradiert, vereinzelt mit Strömungsmarken, leicht rinnenförmig eingeschnittene Feinkieslagen, Siltsteine, selten mit rippelähnlicher Sedimentoberfläche, mitunter bioturbat. Hin und wieder sind in den Sedimenten bis zu mehrere dm lange Pflanzenreste (v.a. Stammreste von Calamiten) eingeschwemmt.

Auch entlang des Forstweges, der von der Windischen Höhe nach SE, Richtung Kerschdorf hinunterführt, sind z.T. mächtige polymikte Konglomerate mit Korngrößen von vereinzelt bis 25 cm, in Wechsellagerung mit Sand- und Siltsteinen in ähnlicher Ausbildung aufgeschlossen. In den Konglomeraten sind vereinzelt dm-große Resedimente zu beobachten, Siltsteine zeigen selten Spurenfossilien und load-casts.

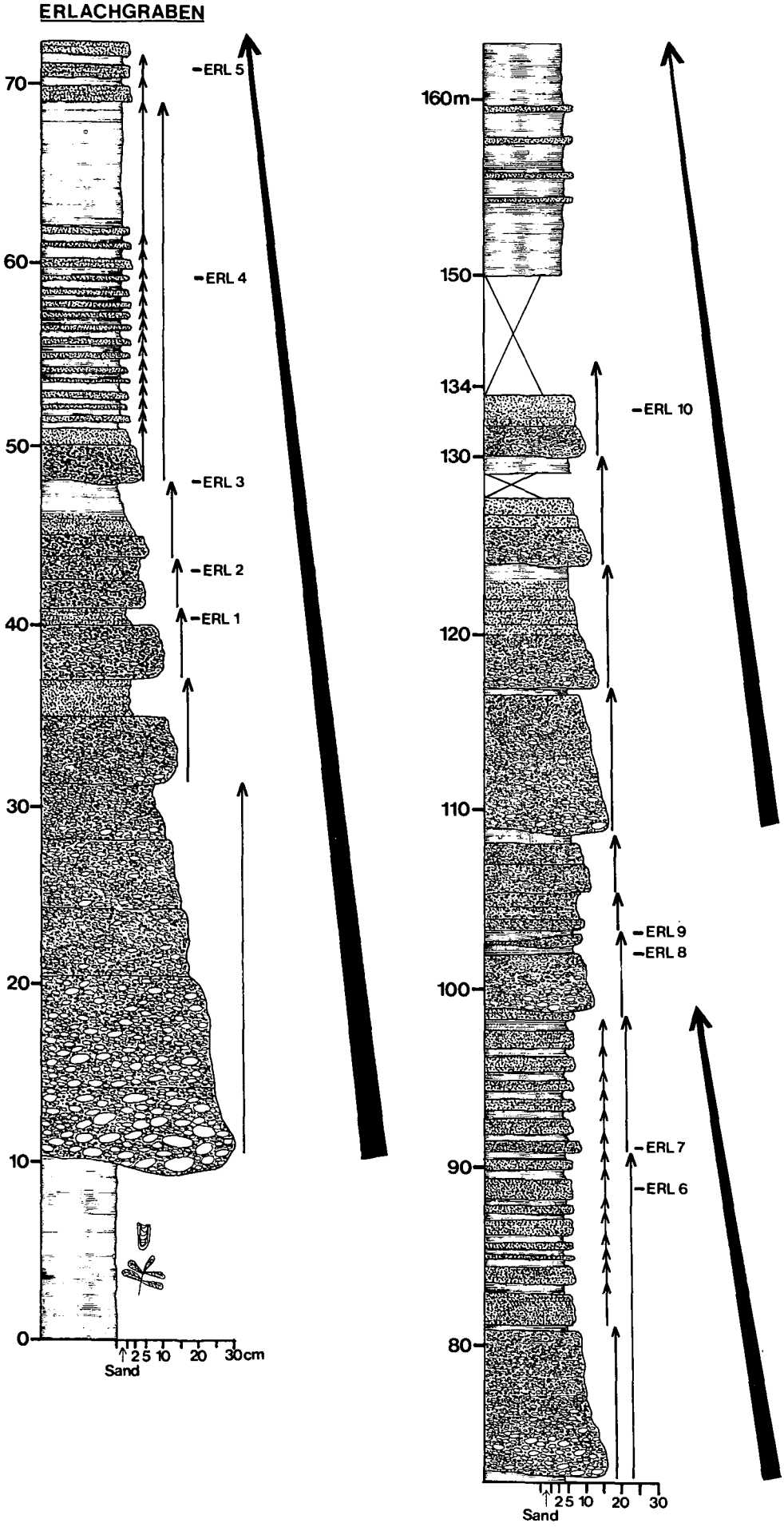


Abb. 2.
Schematisches Profil durch die Erlachgraben-Formation im Erlachgraben (Typuslokalität).
Die Abfolge ist aus einzelnen FU-Sequenzen aufgebaut (kleine Pfeile); die ihrerseits FU-Megasequenzen (dicke Pfeile) bilden. Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.

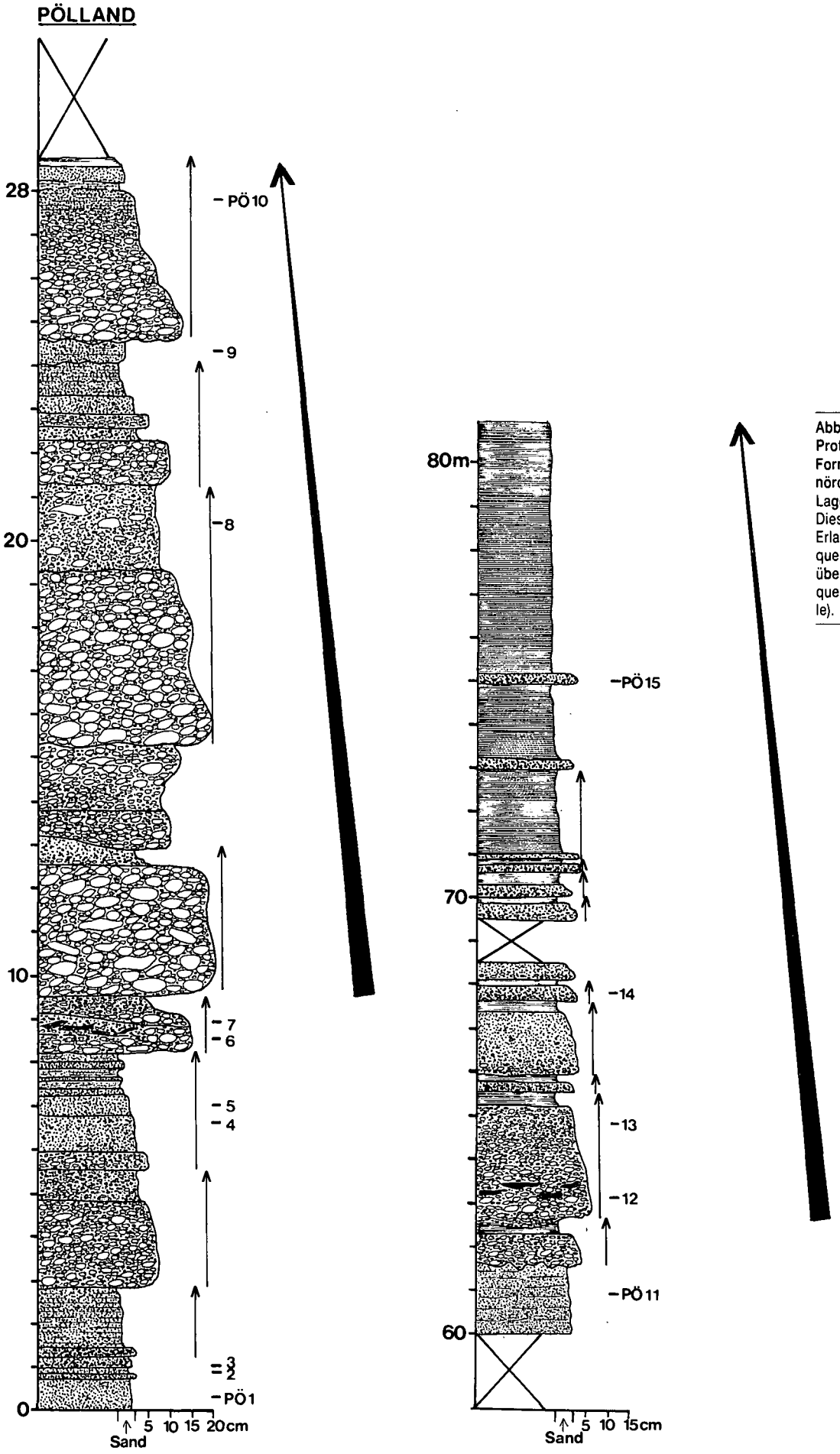


Abb. 3.
Profil durch die Erlachgraben-Formation („Pölland Folge") nördlich von Pölland.
Lage siehe Abb. 1.
Diese Abfolge ist ähnlich wie im Erlachgraben aus FU-Kleinsequenzen (kleine Pfeile) und übergeordneten FU-Megasequenzen aufgebaut (dicke Pfeile).

1.1.2.3 Fazielle Entwicklung

Zusammenfassend können in den Profilen Erlachgraben und Pölland folgende Lithofaziestypen auseinandergehalten werden:

❶ Konglomeratfazies

Einzelne Konglomeratlagen können bis zu mehrere m mächtig werden, maximale Korngrößen liegen bei 25 cm (Pölland) bzw. 30 cm (Erlachgraben). Feinkörnigere, geringermächtige Konglomerate (max. 2 m) sind häufiger als grobkörnigere. Mit abnehmender Korngröße nimmt in der Regel der Gehalt an Quarzgeröllen zu. Die einzelnen Konglomeratlagen zeigen häufig eine erosive Basis und enthalten im tieferen Teil oft mehrere dm große, aufgearbeitete Resedimentgerölle (v.a. Pölland). Überwiegend sind die Konglomerate dicht bis mäßig dicht gepackt (Kornstützung), längliche Gerölle sind nicht selten parallel zur Schichtung eingeregelt. Selten findet man stark sandige Konglomeratlagen mit locker eingestreuten Kiesgeröllen. Dünne Konglomeratlagen sind mitunter rinnenförmig eingeschnitten und keilen lateral rasch aus. Insgesamt können folgende Faziestypen auseinandergehalten werden (in Klammer Faziestyp nach PICKERING, HISCOTT & HEIN, 1989):

- Massige, ungeschichtete, nicht gradierte Konglomerate, meist sehr grobkörnig (>20 cm) und mehrere m mächtig, entspricht den „disorganized beds" sensu WALKER (1975, 1977) (Fazies A 1.1: disorganized gravel).
- Konglomerate mit normaler Gradierung, einige dm bis einige m mächtig, entspricht den „graded beds" sensu WALKER (1975, 1977) (Fazies A 2.3: normally graded gravel).
- Selten zeigen Konglomerate an der Basis eine undeutlich ausgeprägte geringmächtige Lage mit inverser Gradierung, gefolgt von einer mächtigeren Lage mit normaler Gradierung. Dieser Lithofaziestyp entspricht dem „inverse to normally graded bed" nach WALKER (1975, 1977). (Fazies A 2.2: inversely graded gravel).
- Normalgradierte, sandreiche Konglomerate (Fazies A 2.7: normally graded pebbly sand).

Weitaus am häufigsten sind Konglomerate mit normaler Gradierung. Massige Konglomerate sind selten, ebenso sandreiche, gradierte Konglomerate.

❷ Sandsteine

Einzelne Sandsteinlagen sind meist mehrere dm, selten mehr als 1 m (max. rund 2 m) mächtig. Es sind texturell und kompositionell unreife Sandsteine mit hohen Gehalten an Gesteinsbruchstücken und feinkörniger Matrix (siehe Abschnitt Sedimentpetrographie). Selten sind an der Sedimentunterseite Strömungsmarken oder Rippeln an der Sedimentoberfläche zu beobachten. Folgende Lithofaziestypen konnten unterschieden werden:

- Dickbankige, massige Sandsteine (Fazies B 1.1: thick/medium bedded disorganized sand).
- Dünngebankte, grobkörnige Sandsteine (Fazies B 1.2: thin bedded, coarse grained sand).
- Horizontalgeschichtete Sandsteine, Schichtung meist undeutlich ausgeprägt (Fazies B 2.1: parallel stratified sand).
- Im oberen Abschnitt im Profil Erlachgraben ist eine Wechsellagerung von meist feinkörnigen Sandsteinen mit Tonschiefern zu beobachten. Die Sandsteinlagen sind etwa 10–15 cm dick, zeigen an der Schichtunterseite selten Strömungsmarken und leicht asymmetrische Strömungsrippeln an der Oberseite. Es handelt sich dabei um unvollständige Bouma-Sequenzen (B–C–D–E bzw. C–D–E), entstanden aus distalen Turbiditströmen (Fazies C: organized sand-mud couplets).

❸ Siltig-tonige Sedimente

Siltig-tonige Sedimente zeigen Mächtigkeiten von einigen cm bis zu mehrere m. Teilweise sind sie massig, teilweise laminiert mit gradierter Schichtung (Fazies D 1.1, D 1.2: structureless silts, muddy silts, D 2.1: graded stratified silts, E 1.1: structureless muds).

1.1.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine)

Aufgrund ihrer Zusammensetzung sind die Sandsteine als unreife lithische Arenite – lithische Wacken (Nomenklatur nach PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987) zu bezeichnen. Fein-grobkörnige Sandsteine erscheinen im Dünnschliff ungeschichtet bis undeutlich geschichtet, längliche Komponenten sind teilweise subparallel eingeregelt. Die Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht, feinkörnige Sandsteine sind mitunter mäßig sortiert. Die Komponenten sind meist subangular (siehe Taf. 1).

In der Zusammensetzung (siehe Tabelle 1) bestehen keine wesentlichen Unterschiede zwischen fein- und grobkörnigen Sandsteinen. Häufigste Komponenten sind metamorphe Gesteinsbruchstücke, bestehend aus Quarz und Feldspat, z.T. sehr grobkörnig (Gneise); Quarz und Glimmer (meist sehr feinkörnig und geschiefert); Quarz, Feldspat und Glimmer, selten mit Granat (diverse Glimmerschiefer; Taf. 1, Fig. 5). Sehr häufig sind auch polykristalline Quarze, wobei verschiedene Typen unterschieden werden können, die jedoch alle metamorphen Ursprungs sind. Weniger häufig sind monokristalline Quarze, durchwegs undulös und ebenfalls von Metamorphiten zu beziehen. In ähnlichen Prozentsätzen finden sich auch phyllitische Gesteinsbruchstücke (Metasedimente), die hauptsächlich aus Phyllosilikaten sowie etwas Quarz bestehen, meist stark geschiefert, mitunter auch gefältelt sind. In einzelnen Körnern finden sich immer wieder sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Siltsteine, Sandsteine, Karbonate), sehr selten vulkanische Gesteinsbruchstücke. Der Anteil an detritischen Feldspäten bewegt sich meist zwischen 5 und 10 %. Überwiegend handelt es sich um Albite-Oligoklase, vereinzelt um Albit-Kalifeldspatverwachsungen (Perthite) und Kalifeldspäte. Der Anteil an Kalifeldspäten liegt bei 2–3 %. Feldspäte sind meist mehr oder weniger stark zersetzt, unverzwillingt oder polysynthetisch verzwillingt und treten teilweise in Form großer Körner (bis zu mehrere mm) auf. Vereinzelt werden detritische Feldspäte von Karbonat verdrängt. Selten sind Feldspat-Pseudomorphosen zu beobachten (sekundäre Matrix). Feldspäte in metamorphen Gesteinsbruchstücken (Gneise, Glimmerschiefer) zeigen dieselbe chemische Zusammensetzung wie die detritischen Feldspäte (siehe Tabelle 2), sodaß die detritischen Feldspäte im wesentlichen aus diversen Glimmerschiefern und Gneisen zu beziehen sind. Detritische Glimmer, vor allem Muskowit, auch Biotit, sind häufig. Akzessorisch fällt vor allem Granat auf, der oft in relativ großen, randlich teilweise in Chlorit umgewandelten Körnern auftritt (Taf. 1, Fig. 6 und Taf. 2, Fig. 1). Untergeordnet finden sich im Schliff Turmalin

und Zirkon. Die Sandsteine sind häufig durch einen hohen Gehalt an feinkörniger, phyllosilikatischer Grundmasse gekennzeichnet, wobei ein Teil sicher diagenetischen Ursprungs ist. Karbonatzement ist selten zu beobachten. Die wichtigsten Diageneseprozesse sind Bildung sekundärer Matrix durch Abbau instabiler Komponenten (v.a. Feldspäte) und Verdrängung von Feldspäten durch Karbonatzement.

Hinsichtlich Zusammensetzung und Textur bestehen zwischen den Sandsteinen aus dem Profil Erlachgraben und aus dem Raum Pölland keine Unterschiede, auch der Anteil an Feldspäten und deren chemische Zusammensetzung ist praktisch ident (vgl. Tabelle 1, 2 sowie Taf. 1, Fig. 1–4).

Diese Ergebnisse stehen jenen von KODSI (1967a) und KODSI & FLÜGEL (1970) gegenüber, die die Sandsteine der Erlachgraben-Gruppe als Quarz-Grauwacken (59,2 % Quarz, 24,1 % Feldspat und 16,7 % restliche Komponenten) bezeichnen. Für die Sandsteine der Pölland-Gruppe gibt KODSI (1967a) Quarzgehalte von 68,3 bis 84,9 %(!) und Feldspatgehalte zwischen 8 und 20 % an. Scheinbar wurden in diesen Arbeiten einzelne Komponenten (mono-, polykristalliner Quarz, Gesteinsbruchstücke usw.) nicht separat ausgeschieden. Auch Granat, in Sandsteinen des Profils Erlachgraben genauso wie in jenen aus dem Raum Pölland bereits im Schliff häufig zu beobachten, wird bei KODSI (1967a) und KODSI & FLÜGEL (1970) nur aus Sandsteinen der „Pölland-Gruppe" angeführt. Die im Zuge einer recht ungenauen sedimentpetrographischen Analyse zustandegekommenen Unterschiede in der Zusammensetzung der Sandsteine im Bereich Erlachgraben und Pölland, die jedoch nicht existieren, wurden auch als Argument für eine Trennung in eine Erlachgraben-Gruppe und eine Pölland-Gruppe angeführt.

1.1.2.5. Interpretation

Trotz ihrer identen faziellen Ausbildung sind die Sedimente des Erlachgraben-Profils und jene aus dem Bereich Pölland hinsichtlich ihrer Genese bisher unterschiedlich interpretiert worden. Nach KODSI & FLÜGEL (1970)

„... zeigen Erlachgraben- und Pölland-Gruppe zumindest zeitweilig eine deutlich Zunahme der Wasserenergie mit Bildung grobklastischer Ablagerungen ... "

Sedimente des Erlachgraben-Profils („Erlachgraben-Gruppe") werden als „Flachwasserbildungen" ohne konkrete Angaben aufgefaßt, lediglich gestützt auf das Vorkommen von Pflanzenresten und *Zoophycos*-Spuren. Laut KODSI (1967a) sprechen die „zahlreichen Funde terrestrischer Pflanzenreste" für einen landnahen Ablagerungsraum der Sedimente.

Die Sedimente im Raum Pölland („Pölland-Gruppe") werden dagegen von KODSI & FLÜGEL (1970) aufgrund der darin enthaltenen Ichnofazies als Ablagerungen eines tieferen Meeresraumes (Turbiditfazies) gedeutet (vgl. auch SCHÖNLAUB, 1985).

Die einzelnen Lithofaziestypen, die in beiden Abfolgen (Erlachgraben und Pölland) in gleicher Ausbildung auftreten und zu FU-Sequenzen („Fining-Upward-Sequenzen", Abb. 2,3) kombiniert sind, sind in erster Linie auf hochkonzentrierte Turbiditströme zurückzuführen. Massige Konglomerate sind teilweise auch als submarine debris flows zu deuten, feinkörnigere Sedimente (Siltsteine, auch feinkörnige Sandsteine) sind z.T. auch auf niedrigkonzentrierte Turbiditströme (low concentrated turbidity currents) zurückzuführen (vgl. PICKERING et al. 1986, 1989; LOWE, 1982; WALKER, 1975, 1977, 1984 u.a.). Vereinzelt sind auch unvollständige Bouma-Sequenzen zu beobachten, die auf distalere Turbidite hinweisen.

Spurenfossilien (*Nereites*-Assoziation, *Zoophycos*) weisen auf tiefmarine (bathyale) Ablagerungsbedingungen weit unterhalb der Wellenbasis hin, als Ablagerungsraum ist ein tieferer Kontinentalabhang anzunehmen.

Aus den eingeschwemmten Pflanzenresten können keinerlei Rückschlüsse auf Landnähe gezogen werden, da Pflanzenreste im Meer weit verdriftet bzw. mit Turbiditströmen weit in die Tiefsee transportiert werden können. Pflanzenreste sind auch aus vielen Turbiditabfolgen bekannt (u.a. Apennin).

Die einzelnen Lithofaziestypen sind sowohl im Erlachgraben als auch im Bereich Pölland zu FU-Kleinsequenzen kombiniert, die Kleinsequenzen bilden z.T. ausgeprägte FU-Megasequenzen mit Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern.

Die mächtigen Konglomerate mit z.T. deutlich erosiver Basis sind zweifellos als submarine Rinnenfüllungen zu deuten. Entsprechend den Modellen für submarine Fächer (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1978; WALKER, 1978, 1984; NORMARK, 1970, 1978; PICKERING et al., 1989; SHANMUGAM & MOIOLA, 1985, 1988) sind submarine Rinnenfüllungen für den Inneren Fächer („inner fan", „upper fan") und Mittleren Fächer („midfan"), d.h. für den „channelized fan"-Bereich charakteristisch, während im Unteren Fächer („lower fan", „outer fan", „smooth fan", „non-channelized fan") keine Rinnenfüllungen, sondern die „klassischen Turbidite" auftreten (WALKER 1984).

In den untersuchten Profilen ist die rinnenförmige Natur meist nicht erkennbar, nur ganz geringmächtige Feinkonglomerate zeigen in seltenen Fällen einen rinnenförmigen Charakter.

Submarine Rinnen können je nach Größe des Fächers enorme Ausmaße erreichen. So ist die Hauptrinne des Bengalen-Fächers bis 18 km breit und 900 m tief (EMMEL & CURRAY, 1985), am Amazonas-Fächer ist sie bis 15 km breit und 600 m tief (DAMUTH & FLOOD, 1985, siehe auch SHANMUGAM & MOIOLA, 1988). Auch auf relativ kleinen Fächern wie beispielsweise dem Navy-Fächer (NORMARK & PIPER, 1985) sind die Rinnen immer noch über 100 m breit und einige Zehnermeter tief. Die Rinnen rezenter submariner Fächer weisen randlich häufig mächtige feinkörnige Levee-Komplexe auf.

Fossile Rinnen mit solchen Dimensionen sind bedingt durch die Aufschlußverhältnisse nicht bekannt, auch wohl nur in Ausnahmefällen als solche erkennbar. Die größte bisher bekannte fossile submarine Rinne aus der Marnoso-Arenacea-Formation (Italien) ist 1,5 km breit und 60–70 m tief (RICCI LUCCHI, 1981).

FU-Sequenzen aus turbiditischen Sedimentabfolgen werden vielfach als aufgefüllte submarine Rinnen des Inneren und Mittleren Fächers bzw. als Rinnen-Levee-Komplexe interpretiert (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1978; WALKER, 1984). Solche FU-Channel-fill-Sequenzen können z.T. sehr mächtig werden, beispielsweise im Bereich des Amazonas Fächers über 500 m mächtig und 25 km breit (STOW, 1981). Am Crati-Fächer (Süditalien) hat man 3 übereinanderliegende, rund 10 m mächtige Rinnenfüllungen mit einer Breite von 5 km festgestellt (RICCI LUCCHI et al., 1985), am Mississippi-Fächer über 200 m mächtige FU-Rinnenfüllungen mit 100–150 m

feinkörnigen, tonig-siltigen Sedimenten am Top (PICKERING et al., 1986).

Übereinanderliegende FU-Sequenzen können beispielsweise durch das laterale Migrieren submariner Rinnen entstehen. WATSON (1981, cit. in PICKERING, HISCOTT & HEIN, 1989) hat übereinanderliegende, jeweils einige Zehnermeter mächtige FU-Sequenzen turbiditischer Entstehung im oberen Teil der oberordovizisch/untersilurischen Millimer Arm-Formation (Newfoundland) als Füllungen lateral migrierender submariner Rinnen gedeutet.

Submarine FU-Sequenzen dieser Art können auch einen anderen Entstehungsmechanismus als Ursache haben. STOW (1985) interpretiert mehrere übereinanderliegende FU-Sequenzen der Brae Oilfield-Turbidit-Abfolge (Oberjura) am W-Rand des Viking-Grabens (Nordsee) als kleine, übereinanderliegende Fächer am Kontinentalabhang („slope apron"), entstanden entlang einer aktiven Störungszone an einem passiven Kontinentalrand. Ähnliche Slope-apron-Turbiditabfolgen werden von SURLYK (1978, 1984) auch aus dem Jura Ostgrönlands beschrieben.

Daß die Sedimentationsgeschichte submariner Turbiditsysteme stark von der Beckengeometrie abhängt und kontrolliert wird, haben HSU et al. (1980) am Beispiel des Ventura-Beckens (Kalifornien) deutlich aufgezeigt, wo ähnliche Turbiditabfolgen mit den gängigen Modellen nicht erklärt werden können, da die Sedimentation parallel zur Trogachse erfolgte.

Einige Hinweise ergeben sich auch aus der Zusammensetzung der Sedimente. DICKINSON & SUCZEK (1979), INGERSOLL & SUCZEK (1979), DICKINSON & VALLONI (1980), DICKINSON et al. (1983) haben auf die engen Zusammenhänge zwischen der petrographischen Zusammensetzung von Sandsteinen und dem plattentektonischen Environment, in dem sie abgelagert werden, hingewiesen (Zusammenfassung in DICKINSON, 1985, 1988) und für Sandsteine 9 „provenance types" (Herkunfts-Typen) aufgestellt. Einzelne plattentektonische Environments sind in der Regel durch eine bestimmte „Petrofazies" charakterisiert. Allerdings spielen neben der Tektonik auch die Art der Verwitterung (Klima) sowie Transport- und Diageneseprozesse teilweise eine große Rolle und beeinflussen die Zusammensetzung von Sandsteinen (DICKINSON, 1988 u.a.). MACK (1984) hat beispielsweise darauf hingewiesen, daß in den gebräuchlichen Dreiecksdarstellungen (DICKINSON & SUCZEK, 1979; DICKINSON, 1985, 1988) nicht alle Sandsteine in die Felder der einzelnen aufgestellten „provenance types" (Herkunfts-Typen) plotten. Der Grund liegt darin, daß es

1) Übergangsbereiche zwischen einzelnen plattentektonischen Environments gibt,
2) die Verwitterung teilweise eine große Rolle spielt,
3) nicht alle plattentektonischen Environments berücksichtigt wurden (z.B. Strike Slip Becken), und daß
4) karbonatische Gesteinsbruchstücke bei der Erfassung der Zusammensetzung meist nicht berücksichtigt wurden.

Die Sandsteine der Erlachgraben-Formation entsprechen den „Quartzolithic sandstones" sensu DICKINSON (1988), enthalten wechselnde Mengen an mono-, polykristallinen Quarzen und Gesteinsbruchstücken, wenig Feldspäte (meist zwischen 5 und 15 %) und keine vulkanische Gesteinsbruchstücke. Die Sandsteine plotten im Qm-F-Lt-Diagramm und Qt-F-L-Diagramm in das Feld der „recycled orogen provenances", was auf Aufarbeitung eines herausgehobenen Faltengebirges hinweist.

MAYNARD, VALLONI & YU (1982) haben darauf hingewiesen, daß Sandsteine mit >40 % Quarz (mono- + polykristalliner Quarz) ausschließlich vor passiven Kontinentalrändern abgelagert werden. Auch die Quarzgehalte der Erlachgraben-Formation sind durchwegs recht hoch, fast immer >30 %, in vielen Fällen >40 %, was als Hinweis für Ablagerung vor einem passiven Kontinentalrand gewertet werden kann. Sandsteine dieser Zusammensetzung treten vielfach auch in Strike-Slip-Becken auf.

Zusammenfassend kann für die Erlachgraben-Formation folgendes festgehalten werden. Es sind submarine Sedimente, die im wesentlichen aus hochkonzentrierten, untergeordnet aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen und submarinen debris flows hervorgegangen sind. Spurenfossilien (*Nereites*-Assoziation, *Zoophycos*) sprechen für bathyale Ablagerungsbedingungen, sodaß als Ablagerungsraum der ehemalige Kontinentalabhang wahrscheinlich ist. Mangelnde Aufschlußverhältnisse erlauben keine Aussage darüber, ob es sich um Sedimente eines submarinen Fächers mit ausgeprägten Rinnen-Levee-Komplexen oder um kleine, übereinanderliegende Fächer am Kontinentalabhang („slope aprons") handelt, auf denen ebenfalls submarine Rinnen entwickelt sein können.

Aus der Petrofazies geht hervor, daß das Liefergebiet aus diversen metamorphen Gesteinen (diverse Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite) und Sedimenten/Metasedimenten eines herausgehobenen Faltengebirges aufgebaut war. Der hohe Quarzgehalt der Sedimente weist auf Ablagerung vor einem passiven Kontinentalrand. Anzeichen für einen aktiven Kontinentalrand (Subduktionszone, „Magmatic arc-settings"), vor allem vulkanische Gesteinsbruchstücke, fehlen vollkommen.

1.1.2.6. Profil Hermsberg

Das Profil ist an der Straße vom Nötschgraben nach Hermsberg mit einer Mächtigkeit von rund 75 m relativ schlecht aufgeschlossen und wurde erstmals von KODSI (1967a) und KODSI & FLÜGEL (1970) beschrieben (Abb. 4, Profil C).

Es besteht aus einer Abfolge von dunklen, meist siltigen Tonschiefern, die mitunter Bioturbation zeigen und im tiefern Abschnitt selten, im höheren Abschnitt des Profils relativ häufig Fossilien (v.a. Brachiopoden, im höheren Abschnitt auch Einzelkorallen und Crinoidenstielglieder) führen.

Eingeschaltet in diese Tonschiefer sind im tieferen Profilabschnitt bis zu mehrere dm mächtige Sandsteinbänke mit selten schlecht erkennbarer Schrägschichtung und dünnen, matrixgestützten Konglomeratlagen (Parakonglomerate: bis 5 cm große, gut gerundete Quarzgerölle „schwimmen" in einer siltigen Grundmasse). Im höheren Teil sind dagegen stark fossilführende, tonig-kalkige Bänke mit massenhaft Brachiopoden (Productiden), Crinoidenstielgliedern und Einzelkorallen zwischengeschaltet, teilweise handelt es sich dabei um relativ dicht gepackte Brachiopodenschillagen. Im Profil nimmt also nach oben der grobklastische Einfluß deutlich ab und die Fossilführung deutlich zu (siehe Abb. 4, Profil C).

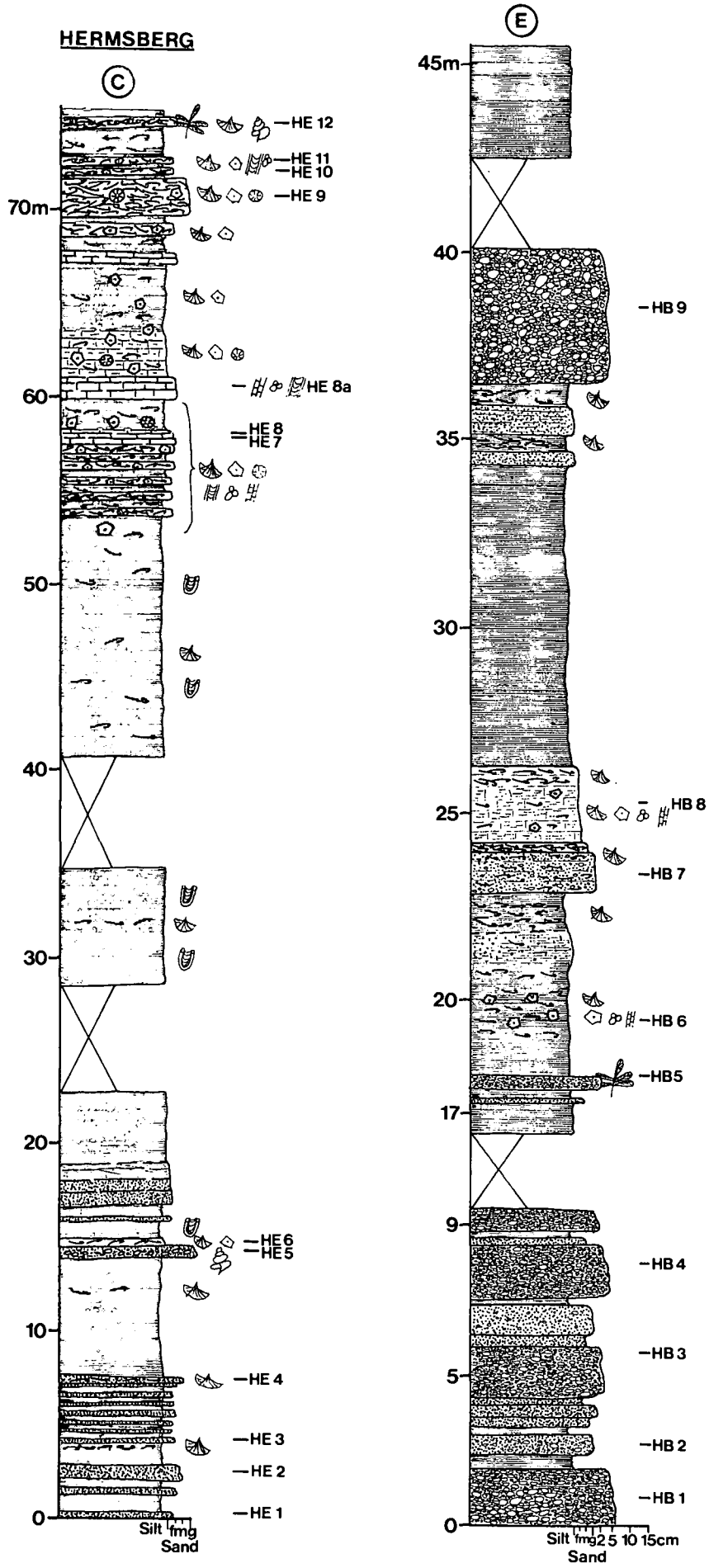


Abb. 4.
Profile durch den obersten Abschnitt der Erlachgraben-Formation, aufgeschlossen entlang der Straße nach Hermsberg (Profil C), und durch den Übergangsbereich Badstub-Formation – Nötsch-Formation im Bereich Hermsberg (Profil E).
Lage siehe Abb. 1, Legende Abb. 17.

1.1.2.7. Sedimentpetrographie und Mikrofazies

Sandsteine zeigen dieselben texturellen und kompositionellen Merkmale wie im Profil Erlachgraben oder im Raum Pölland. Es sind unreife, schlecht sortierte lithische Arenite–Wacken mit überwiegend subangularen Komponenten in Form von diversen metamorphen Gesteinsbruchstücken, mono- und polykristallinem Quarz, phyllitischen Gesteinsbruchstücken, detritischen Feldspäten mit ähnlichem Chemismus wie im Profil Erlachgraben und Pölland, detritischen Glimmern und viel phyllosilikatischer Matrix (Tabelle 1,2). Granat ist auch in diesen Sandsteinen eine bereits im Dünnschliff häufig auftretende akzessorische Komponente.

Daneben finden sich schlecht bis sehr schlecht sortierte biogenführende Sandsteine mit denselben detritischen Komponenten wie vorher und zusätzlich verschiedenen Biogenresten: Echinodermenreste, Gastropoden, diverse Schalenreste, Foraminiferen, (?) Bryozoen, runde (?) Algen oder (?) Brachiopodenstacheln (rekristallisiert). Diese Sandsteine sind karbonatisch zementiert (Taf. 2, Fig. 2).

Weiters finden sich bioturbate, biogenführende Siltsteine mit stark umkristallisierten Biogenresten (Schalenreste, Echinodermenreste, Gastropoden, Ostracoden).

Innerhalb stärker kalkiger Bänke konnten folgende Mikrofaziestypen beobachtet werden:

Biomikrit (Wackestone) bestehend aus dunkler mikritischer, stark toniger bioturbater Grundmasse mit kleinen Biogenen (Bryozoen, Schalenreste, Echinodermenreste, Ostracoden, Spiculae oder ?Radiolarien, Foraminiferen: *Tetrataxis conica, Tetrataxis* cf. *incurva, Parathurammina, Paramillerella, Archaediscus* div. sp., *Globivalvulina, Endothyracea* u.a.) sowie mehrere cm-große, in situ zerbrochene Einzelkorallen, die z.T. von Algen umkrustet sind (Taf. 2, Fig. 3).

Weiters finden sich leicht geschichtete, mikritische biogenführende Siltsteine, bioturbat, mit relativ viel organischem Material (?Pflanzenreste). Locker eingestreut sind recht gut erhaltene Algenreste, die parallel zur Schichtung leicht eingeregelt sind, sowie einige Foraminiferen (u.a. *Tetrataxis*), Schalenreste, Crinoidenreste, Brachiopodenstacheln und Bryozoenreste.

Auffallend sind Algenmikrite (Algen-Wackestone; Taf. 2, Fig. 4) aus bioturbater, dunkler, stark toniger Grundmasse mit massenhaft verschieden großen, rundlichen bis länglich-ovalen Querschnitten teilweise gut erhaltener Algenreste (Dasycladaceen), die teilweise von mikritischen Algen onkoidartig umkrustet sind (jedoch nicht in situ!). Untergeordnet finden sich Schalenreste (z.T. punctat) von Brachiopoden, Gastropoden, Foraminiferen (*Tetrataxis* u.a.), Echinidenstacheln, Korallenreste und Ostracoden.

Versuche, aus den kalkigen Sedimenten Mikrofossilien (Conodonten u.a.) herauszulösen, blieben ohne Erfolg.

Das Profil Hermsberg stellt die hangende Fortsetzung des Profiles Erlachgraben dar. Auch im Bereich Erlachgraben sind im Hangenden entlang einer Forststraße NE der Badstuben über 100 m mächtige feinkörnige, tonig-siltige Sedimente aufgeschlossen, die im tieferen Teil vereinzelt grobklastische Sedimente eingeschaltet haben, im obersten Teil ebenfalls Fossilien enthalten (siehe SCHÖNLAUB, 1985) und von der Badstubbreccie überlagert werden.

1.1.2.8. Interpretation

Die unreifen, meist massigen, ungeschichteten Sandsteine im tieferen Profilabschnitt zeigen dieselbe Zusammensetzung wie jene im Profil Erlachgraben oder im Raum Pölland und werden als niedrig konzentrierte Turbiditströme (low density turbidity currents) interpretiert. Die Parakonglomerateinschaltung dürfte als Debris flow anzusprechen sein, die schlechten Aufschlußverhältnisse lassen keine genaueren Angaben zu.

Bezüglich des Ablagerungsmilieus bzw. der Ablagerungstiefe liefern Spurenfossilien und diverse Makro- und Mikrofossilien, die vor allem im höheren Profilabschnitt häufig sind, wichtige, wenn auch konträre Hinweise.

Das Auftreten des Spurenfossils *Dictyodora liebeana* (zusammen mit *Zoophycos*) (TESSENSOHN, 1972) spricht auf alle Fälle für Sedimentation weit unterhalb der Wellenbasis (bathyal). *Dictyodora liebeana* ist ein typisches „Flysch-Spurenfossil", das nur in der *Nereites*-Assoziation auftritt (bathyal), während *Zoophycos* dagegen für bathymetrische Aussagen wenig geeignet ist, da es sowohl aus Flachwasser- als auch aus Tiefwasserablagerungen bekannt ist (siehe FREY & PEMBERTON, 1984).

Dagegen wurden die in den Sedimenten enthaltenen Fossilien (Brachiopoden, Korallen, Kalkalgen etc.) im-

Tabelle 1.
Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Erlachgraben-Formation und Nötsch-Formation (Karbon von Nötsch).
Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Phyll = phyllitische Gesteinsbruchstücke; Fsp = detrische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer; Kz = Karbonatzement; M = Matrix; Karb.-Komp. = Karbonatkomponeten.
In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	mGBR	Phyll	and. GBR	Fsp	Gl	Kz	M	Karb.-Komp.	Biogene
Erlachgraben-Formation											
Erlachgraben (12)	10,0	21,6	25,2	14,9	0,5	9,0	2,5	1,6	14,9		
Badstuben (3)	7,1	21,2	42,3	6,5	—	4,7	2,7	—	15,4		
Hermsberg, Straßenprofil (6)	8,8	23,3	31,9	4,2	0,3	8,1	5,7	—	17,2		
Hermsberg (1)	8,4	7,3	12,7	2,6	—	6,3	4,6	32,2	2,5	5,8	17,6
Pölland, Profil (21)	7,1	23,3	36,0	7,0	—	7,4	3,7	0,1	15,5		
Pölland (9)	8,1	24,0	37,1	3,4	—	8,0	4,5	—	14,9		
Nötsch-Formation											
Nötschgraben (9)	6,2	23,4	39,1	6,0	0,1	7,7	4,3	0,3	13,0		

Tabelle 2.
Chemische Zusammensetzung detritischer Feldspäte aus Sandsteinen des Karbons von Nötsch (Erlachgraben- und Nötsch-Formation).

	Or	Ab	An	Or (Streubereich)	Ab (Streubereich)	An (Streubereich)	Anzahl der Analysen	Anzahl der Feldspatkörner
Erlachgraben-Formation								
Profil Erlachgraben								
Plagioklase, unverzwillingt	2,9	94,2	2,9	0,7– 6,7	90,7–94,4	2,6– 8,3	100	87
Plagioklase, polysynthet. verzw.	4,1	93,1	2,8	0,9–10,6	87,1–98,7	0,4– 2,3	55	41
Kalifeldspäte (<2 %)	91,3	8,3	0,4	—	—	—	4	4
Metam. Gesteinsbruchstücke:								
Plagioklase	4,7	92,1	3,2	0,1–11,3	86,5–98,7	2,1– 9,7	74	27
Kalifeldspäte	93,5	6,3	0,2	95,6–97,9	2,1– 3,9	0,0– 0,5	8	2
Profil Hermsberg								
Plagioklase unverzwillingt	1,9	95,8	2,3	0,0– 6,0	90,9–98,5	1,5– 3,1	47	30
Plagioklase, polysythet. verzw.	3,0	94,5	2,5	1,3–18,8	78,4–96,8	1,9– 3,8	19	12
Kalifeldspäte (ca. 7 %)	84,6	15,1	0,3	74,5–92,1	6,7–25,5	0,0– 1,2	5	3
Profil Pölland								
Plagioklase unverzwillingt	4,4	88,7	6,9	0,4–15,7	82,6–97,9	1,7– 2,7	127	65
Plagioklase polysynthet. verzw.	4,2	88,3	7,5	1,5–11,7	81,1–96,4	1,9–13,2	51	24
Kalifeldspäte (2 %)	77,6	20,9	1,5	—	—	—	2	2
Metam. Gesteinsbruchstücke:								
Plagioklase	5,3	88,4	6,3	5,2–13,4	84,7–88,7	1,9– 7,4	30	24
Kalifeldspäte	91,7	7,8	0,5	—	—	—	7	3
Nötsch-Formation								
Plagioklase	4,5	88,3	7,2	0,3–11,1	88,3–99,5	0,2– 0,6	78	61
Kalifeldspäte (10 %)	84,5	15,3	0,2	43,2–90,1	9,6–56,4	0,3– 0,4	9	6
Metam. Gesteinsbruchstücke:								
Plagioklase	3,8	90,8	5,4	0,8– 5,8	83,8–98,3	0,9–10,4	31	21
Kalifeldspäte	76,8	18,8	4,0	—	—	—	1	1

mer als Hinweis für Flachwasser gewertet, und die Sedimente als „Flachwasserbildungen mit Einschwemmungen toniger Trübe" interpretiert (KODSI, 1967a; KODSI & FLÜGEL, 1970). Allerdings sind Einzelkorallen keine Tiefenanzeiger, und Brachiopoden und andere Fossilreste können auch beispielsweise durch Trübeströme in tiefere Meeresbereiche verfrachtet werden. Ein Beispiel dafür liefert die im höheren Abschnitt der Badstub-Formation entwickelte Turbiditfazies mit Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern, die ebenfalls Brachiopoden, Crinoiden u.a. Fossilien enthalten und sogar eine Brachiopodenschillage zwischengeschaltet haben. Ablagerungs- und Lebensraum der Fossilreste muß also nicht unbedingt ident sein. Laut KODSI & FLÜGEL (1970) sind die Brachiopoden mit der Stielklappe überwiegend nach unten eingebettet, doch kann dies auch eine Folge der postmortalen Verdriftung und Ablagerung sein.

In Dünnschliffen ist ebenfalls immer wieder zu beobachten, daß mikritisch umkrustete Biogenreste nach der Bildung dieser Mikritrinde umgelagert wurden, wobei diese Biogenreste mit der Mikritrinde zerbrochen sind.

Stellt man alle fazieskritischen Merkmale zusammen – fehlende Hinweise für Sedimentation oberhalb der Wellenbasis (ausgenommen Fossilreste), hoher Anteil an Flachwasserfossilien und bathyale Spurenfossilien – so kommt nach Ansicht des Verfassers als Ablagerungsraum am ehesten der obere Kontinentalabhang in Frage.

1.1.3. Badstub-Formation

Die Erlachgraben-Formation wird von der rund 400 m mächtigen Badstub-Formation überlagert (zur Definition der Badstub-Formation, in der Literatur auch als „Badstubbreccie" bezeichnet, siehe SCHÖNLAUB, 1985).

Die Entstehung der die Badstub-Formation aufbauenden Gesteine („Badstubbreccie") wurde bisher sehr unterschiedlich gedeutet: als Diabas (FRECH, 1894), vulkanische Breccie (KIESLINGER, 1956), Diabasbreccie (SCHÖNLAUB, 1973), tektonische Breccie (ANGEL, 1932), metamorpher tholeiitischer Basalt (TEICH, 1982) und sedimentäre Breccie (FELSER, 1936; SCHÖNLAUB, 1985). Zuletzt konnten KRAINER & MOGESSIE (1991) den sedimentären Charakter der Badstub-Formation eindeutig belegen und interessante Hinweise zur Herkunft der Amphibolite herausarbeiten. Im folgenden werden die wichtigsten Daten dieser Arbeit kurz zusammengefaßt.

1.1.3.1. Lithofazielle Ausbildung

Die Grenze zwischen Erlachgraben-Formation und Badstub-Formation ist nicht scharf ausgeprägt. Sowohl

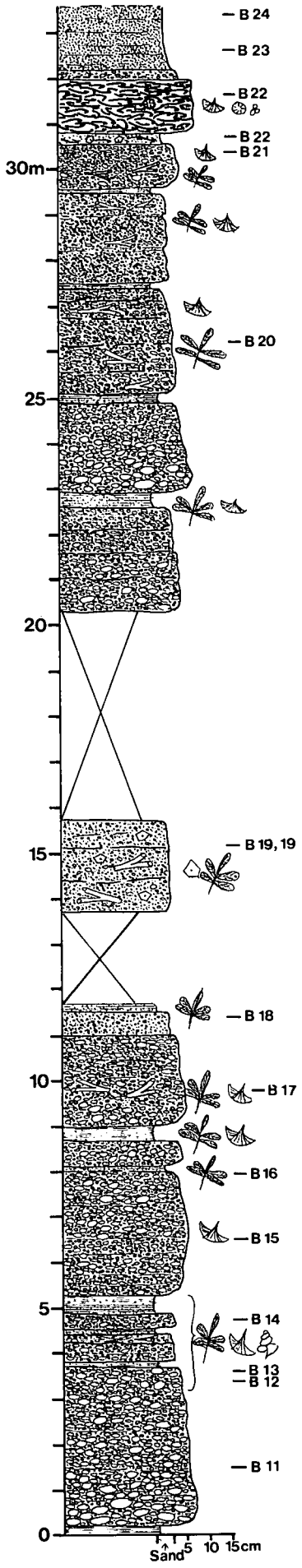


Abb. 5.
Profilausschnitt aus dem oberen Abschnitt der Badstub-Formation, aufgeschlossen entlang eines Forstweges NW Oberhöher.
Lage siehe Abb. 1, Legende in Abb. 17.

entlang des Forstweges NE der Badstuben in ca. 1300 m SH als auch unmittelbar N des Jakomini-Steinbruches folgen über den feinkörnigen, teilweise fossilführenden Schiefern der Erlachgraben-Formation zunächst siltig-feinsandige Schüttungen mit vereinzelt etwa 1–2 m mächtigen Breccienlagen zwischengeschaltet. Im mittleren Bereich besteht die Badstub-Formation hauptsächlich aus Amphibolitbreccien mit Bankmächtigkeiten von maximal etwa 2 m und Komponenten bis zu etwa 30 cm (Bereich Jakomini Steinbruch). Zwischengeschaltet sind häufig dm-mächtige Sand- und Siltsteinlagen. Die Breccienlagen sind mitunter gradiert, teilweise sind die Gerölle leicht gerundet. Im Bereich des Nötschgrabens ist etwa in der Mitte dieser Abfolge ein mehrere m mächtiger fossilführender Schiefer („Zwischenschiefer") eingeschaltet.

Im oberen Teil der Abfolge sind die Gerölle durchwegs gerundet, Konglomerate, Sandsteine und Siltsteine wechseln einander ab und bilden mitunter kleine FU-Sequenzen (siehe Abb. 5). Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation zeigen oft normale Gradierung (Abb. 6), selten ist innerhalb einer Bank an der Basis inverse Gradierung, darüber normale Gradierung zu beobachten. Viele Breccien- und Konglomeratlagen zeigen auch chaotische Lagerung („disorganized beds" sensu WALKER, 1975, 1977). Sandsteine sind häufig undeutlich bis deutlich horizontalgeschichtet und ebenfalls gradiert und gehen nach oben mitunter in laminierte bis massige Siltsteine und Schiefer über. Die Siltsteine-Schiefer sind häufig fossilführend und enthalten neben oft massenhaft eingeschwemmten Pflanzenresten (kleine Stammreste) auch Brachiopoden und Crinoidenreste. Nicht selten sind in den Konglomeraten Brachiopoden zu finden. Eingeschaltet ist auch eine rund 60 cm dicke Brachiopodenschillage, die untergeordnet Einzelkorallen und in der Grundmasse Foraminiferen (*Tetrataxis*) und Brachiopodenstacheln enthält (Taf. 2, Fig. 6). Auch in Sandsteinen sind hin und wieder stark umkristallisierte Fossilreste enthalten.

1.1.3.2. Sedimentpetrographie

Die Breccien und Konglomerate bestehen bis zu 80 %, in feinkörnigeren Bereichen 40–60 %, aus Amphibolitgeröllen. Untergeordnet finden sich Gneis-, Glimmerschiefer-, Quarzit-, Marmor- und Kalkgerölle. Die Matrix ist sandig und zeigt dieselbe Zusammensetzung wie die Sandsteine. Der Matrixgehalt schwankt zwischen 4 % und 50 %, je nachdem ob korn- oder matrixgestützt (siehe Tab. 3a und 3b sowie Taf. 2, Fig. 5).

Die Sandsteine sind texturell und kompositionell unreif. Die Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht, die Komponenten sind überwiegend angular. An Komponenten finden sich detritische Hornblenden, Amphibolitfragmente, andere metamorphe Gesteinsbruchstücke (aufgearbeitete Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite), detritische Feldspäte (Plagioklase), detritischer Epidot, mono- und polykristalliner Quarz, akzessorisch Granat. Die Grundmasse ist feinkörnig, unter dem Mikroskop nicht mehr auflösbar. Teilweise sind die Sandsteine, auch Konglomerate und Breccien, mit grobspätigem Kalzit zementiert.

Die Herkunft der Amphibolitgerölle konnte durch geochemische Untersuchungen präzisiert werden. Zunächst sei festgehalten, daß hinsichtlich Textur und Struktur verschiedene Typen von Amphibolitgeröllen

Abb. 6.
Gradierte Breccienlage aus der Badstub-Formation, hauptsächlich aus Amphibolitgeröllen sowie einigen teilweise herausgewitterten Karbonatgeröllen bestehend und nach oben in eine dünne, geschichtete Sandsteinlage übergehend.
Aufschluß unmittelbar NW des Jakomini-Steinbruches.

auseinandergehalten werden können: grobkörnig – feinkörnig, geschiefert – ungeschiefert, mit und ohne Epidot.

Die chemische Zusammensetzung ist jedoch sehr einheitlich, sowohl hinsichtlich der Haupt- als auch der Spurenelemente. Aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung sind es Abkömmlinge von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten, d.h. die Amphibolitgerölle repräsentieren metamorph überprägte Ozeanbodenbasalte. Das Alter der Metamorphose ist allerdings nicht bekannt, möglicherweise erfolgte diese Metamorphose im untersten Karbon.

In ihrer chemischen Zusammensetzung unterscheiden sich die Amphibolitgerölle deutlich von den Amphiboliten des Nötscher Granitzuges.

1.1.3.3. Interpretation

Das strukturelle Inventar und der Fossilinhalt belegen eindeutig die sedimentäre Entstehung der die Badstub-Formation aufbauenden Gesteine. Diese sind überwiegend aus Debris flows und hochkonzentrierten Turbiditen hervorgegangen, siltige Zwischenlagen dürften auf niedrigkonzentrierte Turbidite zurückzuführen sein.

Der teilweise beachtliche Gehalt an flachmarinen Fossilresten (v.a. Brachiopoden und Crinoidenreste) und fossilen Pflanzenresten kann als Anzeichen für Ablagerung auf einem proximalen submarinen Fächersystem an einem Kontinentalabhang („slope apron") gewertet werden. Die Sedimente sind dabei als submarine Rinnenfüllungen aufzufassen.

Ähnliche Sedimente hat beispielsweise SURLYK (1978, 1984) aus Jura/Kreideabfolgen Ostgrönlands beschrieben und als kleine submarine Fächer („borderland fan") interpretiert, die entlang einer aktiven Störungszone entstanden sind.

Korngröße, schlechter Rundungsgrad der Gerölle (hauptsächlich Breccien) und Zusammensetzung der Sedimente (überwiegend aufgearbeitete Amphibolite) weisen darauf hin, daß die Sedimente nur einen sehr kurzen Transportweg mitgemacht haben und daß es sich möglicherweise um kleine submarine Fächer an einem Kontinentalabhang handelt, die ebenfalls entlang einer aktiven Störungszone entstanden sind. Diese

Tabelle 3.
Petrographie der Badstub-Formation.

a) Zusammensetzung von Feinbreccien und Feinkonglomeraten.
AG = Amphibolitgerölle; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Qp = polykristalliner Quarz; Karb.-K. = Karbonatkomponenten; Karb.-Z = Karbonatzement; M = Matrix.

	AG	and. mGBR	Qp	Karb.-K.	and. GBR	Karb.-Z.	M
Mittlerer Profilabschnitt							
Proben B1–B10	60,9	16, 1	1,4	1,4	—	4,9	15,3
Oberer Profilabschnitt							
NW Oberhöher (B11–21)	42,4	28,5	4,5	0,5	0,9	—	23,2
Hermsberg (HB 3–9)	46,6	25,1	2,0	—	1,0	—	25,4

b) Zusammensetzung von Sandsteinen.
Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Fsp = detritische Feldspät; Gl = detritische Glimmer; Hb = detrit. Hornblenden; Ep = detritische Epidote; Ga = detritische Granate; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; AG = Amphibolitbruchstücke; Kz = Karbonatzement; M = Matrix; and = andere Komponenten.
In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	Fsp	Gl	Hb	Ep	Ga	mGBR	AG	and	Kz	M
Mittlerer Teil (5)	3,1	3,8	10,8	—	33,1	4,7	—	11,4	15,4	0,4	5,4	12,1
Oberer Teil (3)	4,5	8,4	15,1	0,1	15,8	6,9	0,2	19,8	5,1	4,1	2,5	17,5

Störungszone stand möglicherweise in Verbindung mit Lateralbewegungen („Strike-Slip-Zone"). Entlang dieser aktiven Störungszone mit „fault scarps" wurden Amphibolitgesteine freigelegt und aufgearbeitet und lieferten den Schutt für die anschließend am Kontinentalabhang entstandenen grobklastischen Fächersysteme.

Der innerhalb der Badstub-Formation eingeschaltete, mehrere m mächtige und fossilführende „Zwischenschiefer", faziell sehr ähnlich der hangendsten Erlachgraben-Formation oder der feinklastischen, fossilführenden Nötsch-Formation, ist entweder als „interfan mudstone", abgelagert zwischen den Fächersystemen, aufzufassen, oder er markiert eine tektonische Ruhephase, während der die normale „Hintergrundsedimentation" weiterlief (siehe auch KRAINER & MOGESSIE, 1991).

Die Sedimente der Badstub-Formation markieren somit eine tektonisch aktive Phase im oberen (obersten) Visé (Sudetische Phase) und sind vermutlich entlang einer während dieser Zeit aktiven Störungszone im Bereich des Kontinentalabhanges entstanden.

1.1.4. Nötsch-Formation

Die Badstub-Formation wird normal sedimentär von der Nötsch-Formation überlagert. Der sedimentäre Übergang ist NW Oberhöher sowie an einem Forstweg unmittelbar westlich Hermsberg (Abb. 4, Profil E) aufgeschlossen. Die Sedimente der Nötschgraben-Formation sind generell sehr schlecht aufgeschlossen (zur Definition der Nötsch-Formation siehe auch SCHÖNLAUB, 1985).

1.1.4.1. Profil Hermsberg

Im Profil unmittelbar W Hermsberg ist der Übergang folgendermaßen entwickelt (siehe Profil E in Abb. 4). An der Basis ist eine rund 10 m mächtige Abfolge von Amphibolitbreccien (-Konglomeraten) und Sandsteinen mit dünnen siltigen Tonschieferzwischenlagen entwickelt. Die bis 1,5 m mächtigen Amphibolitbreccien sind ungeschichtet, schlecht sortiert, z.T. leicht gradiert. Die bis zu 6 cm großen Gerölle sind meist eckig bis kantengerundet. Neben Amphibolitgeröllen finden sich auch Quarz-, Karbonat- und andere metamorphe Gerölle. Die Amphibolitbreccien zeigen überwiegend Kornstützung, die Grundmasse ist sandig und besteht aus detritischen Hornblenden, Feldspäten, Epidot, Quarz und feinkörnigem Material, vereinzelt kann auch Karbonatzement auftreten. Feinkörnige, dicht gepackte Konglomeratlagen zeigen dieselbe Zusammensetzung, die Gerölle sind überwiegend subgerundet. Auch die Sandsteine sind sehr unreif und zeigen die für die Badstub-Formation charakteristische Zusammensetzung (siehe Tabelle 3a).

Nach einer Aufschlußlücke von einigen m folgen über den Sedimenten der Badstub-Formation fossilführende Siltsteine und Tonschiefer mit zwischengeschalteten Breccien-, Konglomerat- und Sandsteinlagen. Die Fossilführung der feinkörnigen Sedimente ist unterschiedlich stark, z.T. sind Brachiopodenschillagen entwickelt. In einer Lage sind in den Siltsteinen neben locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 3 cm Korngröße auch massenhaft Brachiopoden enthalten. Crinoidenreste sind ebenfalls recht häufig. Die feinkörnigen Sedimente sind z.T. durchwühlt. Die eingeschalteten Breccien, Konglomerate und Sandsteine zeigen dieselben texturellen und kompositionellen Eigenschaften wie jene der Badstub-Formation an der Basis des Profils.

Die fossilführenden karbonatischen Siltsteine sind ungeschichtet und meist leicht bioturbat. In die karbonatisch-siltige Grundmasse sind neben eckigen Quarzen, Hornblenden, Epidoten, Feldspäten und z.T. größeren metamorphen Gesteinsbruchstücken auch kleinere und größere Fossilreste (Schalenreste von Brachiopoden, Echinodermenreste, Echinidenstacheln, Ostracoden, Foraminiferen und ?Bryozoen) locker eingestreut. Die schwach siltigen, bioturbaten Mudstones führen ebenfalls diverse Schalenreste, Echinodermenreste, Kleinforaminiferen und Bryozoen. Die Biogenreste sind durchwegs umkristallisiert.

1.1.4.2. Aufschlüsse NW Oberhöher

NW Oberhöher folgen über der Badstub-Formation, die im Hangenden konglomeratisch und sandig entwickelt ist, dunkle, bräunlichgrau verwitternde, stellenweise fossilreiche Schiefer und Siltsteine (Abb. 7), die entlang von Forstwegen z.T. recht gut aufgeschlossen sind. Bezüglich des Fossilinhaltes (Brachiopoden, Bivalven, Korallen, Trilobiten, Bryozoen, Crinoiden, Ga-

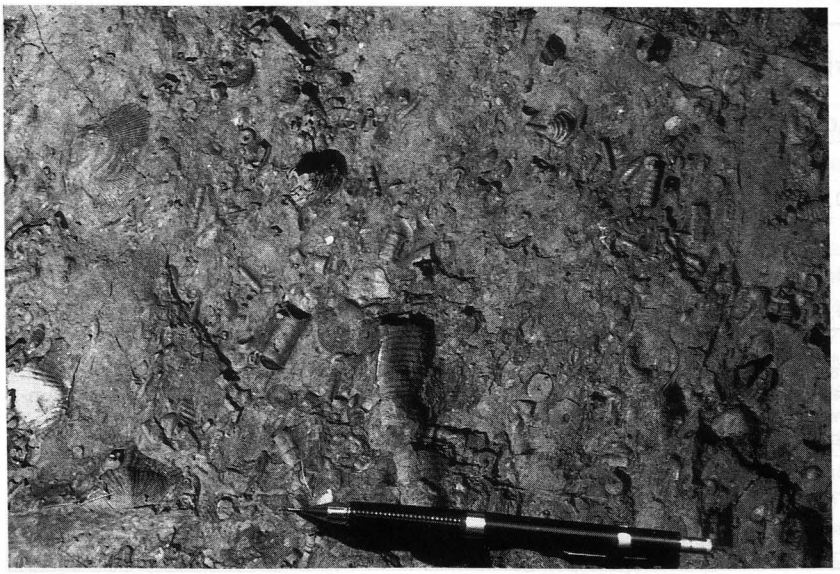


Abb. 7.
Fossilführende Tonschiefer mit zahlreichen Crinoidenstielgliedern und Brachiopoden aus der basalen Nötsch-Formation, aufgeschlossen entlang eines Forstweges NW Oberhöher.

stropoden und Pflanzenreste) sei auf die zusammenfassende Darstellung von SCHÖNLAUB (1985) und auf die Arbeit von HAHN & HAHN (1987) verwiesen. Diese feinkörnigen Sedimente sind teilweise verschiefert und zeigen keinerlei sedimentäre Strukturen, sodaß eine Interpretation bezüglich Ablagerungsmechanismus und Ablagerungsraum sehr schwierig ist. Eingeschaltet sind im tieferen Teil der Nötsch-Formation Sandsteine und Konglomerate mit einer für die Badstub-Formation typischen Zusammensetzung sowie bioturbate, ungeschichtete bis leicht geschichtete, sehr schlecht sortierte Biomikrite bis Biosiltite mit großen Crinoidenresten, Schalenresten, umkristallisierten Algenbruchstükken, Brachiopodenstacheln, Foraminiferen (*Tetrataxis* u.a.), Bryozoen- und Gastropodenresten.

Die feinkörnige Abfolge der Nötsch-Formation ist mehrere hundert m mächtig, allerdings sind die höheren Bereiche sehr schlecht bis kaum aufgeschlossen, sodaß es unklar ist, ob es sich hier um primäre oder eventuell tektonisch bedingte Mächtigkeiten handelt. Unklar ist auch die Beziehung dieser feinkörnigen Sedimente zu den grobklastischen Sedimenten am Südrand des Karbons von Nötsch, an der Grenze zum Nötscher Granitzug.

1.1.4.3. Aufschlüsse Nötschgraben (grobklastische Fazies)

An der Ostseite des Nötschgrabens folgen über dem Nötscher Granitzug mit einer Störung rund 8–10 m mächtige Konglomerate mit Korngrößen von vereinzelt bis zu 10 cm. Auch an der Westseite des Nötschgrabens grenzen Konglomerate und Sandsteine an den Granitzug.

Die Konglomerate sind polymikt, enthalten neben viel Quarz- auch Lydit-, Glimmerschiefer-, Granitgneis- und Schwarzschiefergerölle. Die Gerölle sind z.T. leicht eingeregelt. Sedimentstrukturen sind keine erkennbar. Eingeschaltet sind dünne Sandsteine. Nach N gehen die Konglomerate in Sandsteine über.

Die Sandsteine, die laut KODSI & FLÜGEL (1970) 56,7 % Quarz, 25 % Feldspat und 18,3 % Rest enthalten, sind ungeschichtet, schlecht – sehr schlecht sortiert, die Komponenten meist angular bis subangular. Wie in der Erlachgraben-Formation sind auch hier metamorphe Gesteinsbruchstücke und polykristalline Quarze metamorpher Herkunft die häufigsten Komponenten, gefolgt von meist stärker zersetzten detritischen Feldspäten (Albit–Oligoklas, bis zu 10 % Kalifeldspäte), monokristallinen Quarzen, phyllitischen Gesteinsbruchstücken und detritischen Glimmern. Sehr selten finden sich vulkanische Gesteinsbruchstücke (aus Plagioklasleisten bestehend) und sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form von Sandstein- und Kieselschieferfragmenten. Akzessorisch tritt immer wieder Granat, z.T. schon stark zersetzt (chloritisiert) auf. Der Gehalt an feinkörniger Matrix beträgt durchschnittlich 13 %, vereinzelt ist Karbonatzement zu beobachten. Die Sandsteine sind überwiegend als lithische Arenite, untergeordnet als lithische Wacken zu bezeichnen. Die Sandsteine zeigen praktisch dieselbe Zusammensetzung wie jene der Erlachgrabenformation. Dies gilt auch für die diversen Gesteinsbruchstücke und den Chemismus der detritischen Feldspäte, der sich mit jenem der Feldspäte metamorpher Gesteinsbruchstücke deckt (siehe auch Tab. 1,2).

1.1.4.4. Interpretation

Zunächst sei festgehalten, daß schlechte Aufschlußverhältnisse und das Fehlen eindeutiger Faziesindikatoren eine fazielle Interpretation erschweren.

Die fossilführenden Tonschiefer-Siltsteine sind recht ähnlich der hangendsten Entwicklung der Erlachgraben-Formation (Profil Hermsberg, oberer Profilabschnitt), scheinbar setzt sich diese Fazies der hangendsten Erlachgraben-Formation, nach einer Unterbrechung durch grobklastische Schüttungen der Badstub-Formation, in der Nötsch-Formation fort. Abgesehen von den Fossilien gibt es auch in der Nötsch-Formation keine Anzeichen für Flachwasserbildungen. Die grobkörnigen Einschaltungen im basalen Teil der Nötsch-Formation sind im wesentlichen auf Turbiditströme zurückzuführen (Einschaltungen der Badstub-Formation in die Nötsch-Formation). Bei der feinkörnigen Fazies der Nötsch-Formation dürfte es sich daher wiederum um eine Slope-Fazies handeln, entstanden im oberen Bereich eines Kontinentalabhanges.

Die Konglomerate und Sandsteine am Top der Nötsch-Formation, an der Grenze zum Nötscher Granitzug, zeigen keinerlei fazielle oder kompositionelle Unterschiede zur grobklastischen Entwicklung der Erlachgraben-Formation. Nachdem auch nicht bekannt ist, ob diese Sedimente normal sedimentär die feinklastische Fazies der Nötsch-Formation überlagern, könnte es sich dabei auch um eine tektonische Einschuppung der Erlachgraben-Formation handeln. Genauere Aussagen sind auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

1.1.5. Stratigraphische Einstufung des Karbons von Nötsch

Eine zusammenfassende Darstellung der Fossilführung einschließlich Fossillisten ist in der Arbeit von SCHÖNLAUB (1985, cum lit.) enthalten, bezüglich der Trilobiten wird auf die Arbeit von HAHN & HAHN (1987) verwiesen.

Im folgenden werden die wichtigsten Daten kurz zusammengefaßt und diskutiert.

Erlachgraben-Formation

Aus dem tieferen Teil der Erlachgraben-Formation sind lediglich einige schlecht erhaltene Pflanzenreste bekannt. Aus dem Erlachgraben beschreibt PIA (1924) *Asterocalamites scrobiculatus* (laut TENCHOV, 1980, als Gattung und Art allerdings nicht mehr bestimmbar), *Calamites palaeaceus* und *Calamites ramifer* (laut TENCHOV, 1980, beide vermutlich als *Mesocalamites cistiiformis* zu bestimmen), *Gymnoneuropteris carinthiaca, Bowmanites cambransi* und *Pecopteris* sp. Die Bestimmungen dieser sehr schlecht erhaltenen Pflanzenreste sind sehr zu bezweifeln, eine altersmäßige Einstufung damit sehr problematisch. *Pecopteris* sp. würde beispielsweise auf Oberkarbon (evtl. Namur) weisen.

Aus dem Raum Pölland sind ebenfalls Pflanzenreste bekannt, wobei REMY (in FLÜGEL, 1972) folgende Arten bestimmt hat: ?*Pecopteris* sp., ?*Neuropteris* sp., ?*Alloiopteris* sp., ?*Asterophyllites equisetiformis, Calamites* sp. Praktisch alle Bestimmungen sind mit Fragezeichen versehen, also unsicher, daher ist auch die Einstufung in das Westfal A – älteres Stefan (REMY) zu bezweifeln.

Die reichen Fossilfunde im oberen Teil der Erlachgraben-Formation (z.B. Lerchgraben, Straßenprofil Herms-

berg) lassen ebenfalls keine genaue Alterseinstufung zu, am wahrscheinlichsten ist nach SCHÖNLAUB(1985) jüngstes Visé bis älteres Namur.

Badstub-Formation

Die sowohl im Zwischenschiefer als auch im oberen Abschnitt der Badstub-Formation enthaltenen Fossilreste (v.a. Brachiopoden und Korallen) sind weitgehend umgearbeitet, lediglich einige Korallen sind bestimmt (siehe SCHÖNLAUB, 1985).

Allerdings lieferten Kalkgerölle aus Amphibolitbreccien Conodonten des oberen Visé (SCHÖNLAUB, 1985). Somit muß die Badstub-Formation jünger sein (oberstes Visé oder jünger, SCHÖNLAUB, 1985; FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).

Nötsch-Formation

Feinklastische Sedimente im tieferen Teil der Nötsch-Formation enthalten z.T. reichlich Fossilreste (Brachiopoden, Muscheln, Nautiliden, Trilobiten, Crinoidenreste, Bryozoen, Gastropoden, Korallen, Foraminiferen, Algenreste und Makropflanzenreste, siehe SCHÖNLAUB, 1985; HAHN & HAHN, 1987).

Aufgrund der im tieferen Abschnitt enthaltenen Trilobiten (Fundpunkte NW Oberhöher) setzt die Nötsch-Formation bereits im oberen (?obersten) Visé ein (HAHN & HAHN, 1987) und reicht möglicherweise bis in das Namur, was jedoch bisher biostratigraphisch nicht belegt werden kann.

Nachdem es sich beim Karbon von Nötsch um eine mehr oder weniger ungestörte Abfolge mit der Erlachgraben-Formation als ältestes und der Nötsch-Formation als jüngstes Schichtglied handelt, die Nötsch-Formation im oberen bzw. obersten Visé einsetzt, müssen Badstub-Formation und Erlachgraben-Formation nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse älter sein als die Nötsch-Formation.

Die Erlachgraben-Formation ist demnach in das Visé zu stellen, das Alter der Badstub-Formation kann auf oberstes Visé eingeengt werden, die darüberfolgende Nötsch-Formation setzt ebenfalls noch im obersten Visé ein und reicht wahrscheinlich in das Namur.

1.2. Das Karbon der Veitscher Decke

Das Karbon der Veitscher Decke (östliche Grauwackenzone, Oberostalpin) zieht in einem Streifen vom Ennstal südlich Liezen über das Palten-Liesing Tal bis in den Raum Leoben und von dort weiter zum Semmering (siehe geol. Karte der Steiermark, FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

Im Westabschnitt der Veitscher Decke gliedert RATSCHBACHER (1984, 1987) das Karbon in 3 Großfaziesbereiche:

a) die klastisch-karbonatische Steilbachgraben-Formation (oberes Visé),
b) die karbonatische Triebenstein-Formation (oberes Visé – Namur)
   und
c) die klastisch-karbonatische Sunk-Formation (?Westfal) (Abb. 8).

Die bis zu 150 m mächtigen Sedimente der Sunk-Formation, die eine Coarsening-upward-Sequenz aufbauen, werden als Delta- und Küstenbildungen interpretiert, bei der bis zu 300 m mächtigen Triebenstein-

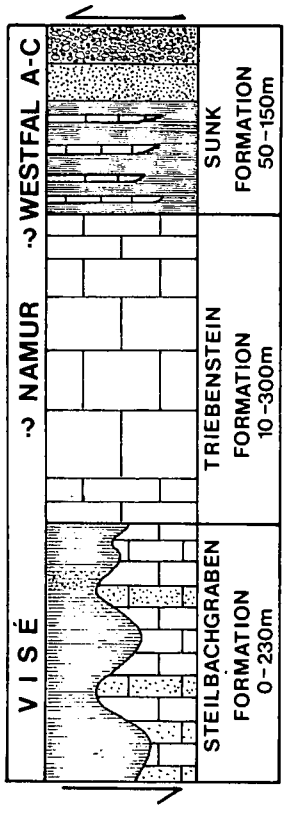


Abb. 8.
Schematisiertes Profil durch die Karbonabfolge im Westabschnitt der Veitscher Decke.
Umgezeichnet nach RATSCHBACHER (1984, 1987).

Formation („Triebensteinkalk") soll es sich um eine karbonatische Schelfentwicklung mit einzelnen Biohermen handeln. Zwischen den Biohermen herrschte klastische Sedimentation (Steilbachgraben-Formation), die gesamte Abfolge besteht demnach aus klastischen und karbonatischen, flachmarinen Schelfsedimenten (Details siehe RATSCHBACHER, 1984, 1987).

Innerhalb der Steilbachgraben-Formation treten auch geringmächtige Grüngesteine auf, die von PROCHASKA & EBNER (1989) genauer untersucht wurden. Es sind Metatuffe, die aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung als Abkömmlinge tholeiitischer Intraplattenbasalte interpretiert werden, entstanden in einem kontinentalen Environment als Folge synsedimentärer Bruchtektonik.

1.2.1. Das Veitscher Karbon an der Typuslokalität (Magnesitbergbau Veitsch)

Das Karbon der Veitsch setzt sich aus fein- bis grobklastischen Sedimenten und Karbonaten, meist in Form von Magnesit, seltener Dolomit zusammen. Eine Korrelation mit dem Westabschnitt der Veitscher Decke ist problematisch.

Basierend auf Fossilfunden, die erstmals KLEBELSBERG (1926) beschreibt (v.a. Brachiopoden, Muscheln, Trilobiten, Korallen), werden die basalen Feinklastika und Karbonatgesteine in das Visé eingestuft. Die zuletzt von HAHN & HAHN (1977) bearbeitete Trilobitenfauna wird dem Unter-Visé zugeordnet, andere Fossilfunde, vor allem Korallen, belegen ein Alter bis in das Ober-Visé (FELSER, 1977, siehe auch BRIEGLEB, 1971).

Die überwiegend grobklastischen Serien im Hangenden (Sandsteine, Konglomerate) werden dagegen dem Oberkarbon zugewiesen und reichen laut FLÜGEL (1964) vom Namur bis in das Westfal B, von FELSER (1977) und anderen Autoren werden sie in das Westfal gestellt. Nach TOLLMANN (1977) folgen diese klastischen Oberkarbonsedimente, die in das Westfal eingestuft werden, mit Schichtlücken (Namur, Sudetische Phase) über dem Unterkarbon.

Das Karbon der Veitsch gehört tektonisch zur Veitscher Decke (Oberostalpin), liegt tektonisch auf zentralalpinem Altkristallin (und zentralalpinem Permomesozoikum) und wird seinerseits von der Norischen Dekke überlagert.

1.2.1.1. Sedimentologie der Karbonatgesteine

Die ursprünglich als biogene Kalke abgelagerten Gesteine sind größtenteils metasomatisch zu Magnesit umgewandelt, nur vereinzelt sind dolomitisierte und nicht umgesetzte Bereiche erhalten, in welchen die primären sedimentären Eigenschaften noch einigermaßen sichtbar sind. Eine solche Abfolge wurde am Nordrand der Lagerstätte am Sattlerkogel, etwa im Bereich der 3. bis 4. Etage aufgenommen (siehe Profil Abb. 9).

Das Profil beginnt mit schwarzgrauen, braun anwitternden, dünnblättrigen Tonschiefern, die z.T. häufig Spuren (Bioturbation) sowie Trilobitenreste zeigen.

Die Tonschiefer sind am Top leicht karbonatisch und leiten in eine mehrere Zehnermeter mächtige Karbonatabfolge über, die im basalen Abschnitt von der Mg-Metasomatose ausgespart wurde. Es handelt sich hierbei um fossilreiche, z.T. stärker tonige Dolomite, die sich grob in folgende Typen aufgliedern lassen:

Mäßig bis dicht gepackter Biosiltit (Floatstone – Rudstone) mit dunkelgrauer, zu Siltit, teilweise sogar zu Sparit, umkristallisierter, tonig verunreinigter Grundmasse. In der untersten Lage, direkt über den Tonschiefern, finden sich an Biogenen häufig Gastropoden- und Brachiopodenschalen, untergeordnet Echinodermenreste (Crinoidenstielglieder, Echinidenstacheln), Korallenbruchstücke sowie Detritus, der sich aus Bryozoen-, Trilobiten- und Ostracodenschalen zusammensetzt.

In einzelnen Bänken treten gehäuft Korallen auf. Längliche Schalenbruchstücke sind mitunter parallel zur Schichtung eingeregelt. Neben Bioklasten finden sich auch kleine, rundliche, dunkelgraue, mikritisch-siltitische Lithoklasten und kleine Biogenreste.

In anderen wiederum überwiegen Echinidenstacheln und Crinoidenstielglieder, während die zuvor genannten Biogenreste stark zurücktreten.

Ein weiterer Mikrofaziestyp sind Crinoiden-Sparite (Crinoidenschuttlagen), überwiegend bis fast ausschließlich aus z.T. dicht gepackten, mehr oder weniger stark umkristallisierten Crinoidenstielgliedern. In einer Lage konnte neben Gradierung auch Schrägschichtung festgestellt werden, woraus eindeutig hervorgeht, daß es sich um eine aufrechte und nicht, wie bisher angenommen, um eine überkippte Abfolge handelt; dies gilt für die Schichtfolge im Liegenden des „Zwischenschiefers".

Mit Hilfe von Ameisensäure wurden 10 dolomitische Karbonatproben aufgelöst und der säureunlösliche Rückstand gezielt auf den Biogengehalt untersucht. Folgende Mikrofauna ist angefallen: agglutinierte Foraminiferen, Skleren von Kieselschwämmen, Stacheln

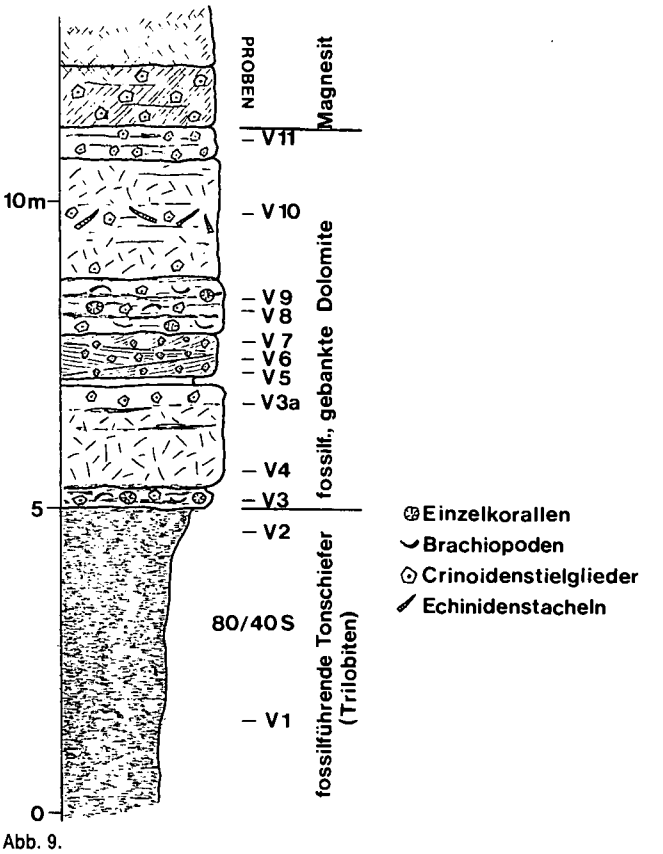


Abb. 9.
Profilausschnitt aus dem Karbon der Veitsch, aufgenommen am Nordrand der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel (Veitsch), im Bereich der 3. bis 4. Etage.

von Brachiopoden, Bruchstücke von Bryozoen, Kleingastropoden, Crinoidenstiel- und -armglieder, Echinidenskelettelemente und z.T. stark skulpturierte Ostracoden. Der Erhaltungszustand ist nur bei wenigen Proben gut, sonst sind die Biogene stark angelöst.

Wirklich gut erhaltene Mikrofaunen konnten nur aus megaskopisch erkennbaren, verkieselten Karbonatgesteinen gewonnen werden. Die Mikrofauna ist aufgrund des Fehlens von Conodonten stratigraphisch nicht verwertbar, erlaubt dagegen jedoch Aussagen über die Ablagerungsbedingungen der Karbonatgesteine. Demnach sind die Karbonatsedimente des Visé an der Typuslokalität Veitsch Ablagerungen des flacheren Wassers, die Wassertiefen liegen zwischen 10 und 50 m. Es gibt keine Hinweise für sehr flaches Wasser oder gar Ablagerungsbedingungen des Inter- oder Supratidals, sondern es handelt sich durchgehend um subtidale Schelfsedimente mit normal salinaren Bedingungen (frdl. Mitt. Prof. MOSTLER, Innsbruck).

FELSER & SIEGL (1973) diskutieren eine sedimentäre Entstehung der Magnesite in einem

„ ... meist schlecht durchlüfteten Lagunen- bzw. Stillwasser-Bereich (back-reef), mit den für sie typischen, organisch-kohligen Begleitsedimenten, in einer labilen Beckenzone ... "

Nach den genannten Autoren war

„ ... dieses marine, wahrscheinlich schwach salinare, aber vor allem sauerstoff-freie, CO_2-reiche Milieu (Fe- und z.T. H_2S-hältig) der Bildungsraum der Spatmagnesite ... "

Crinoiden, die im Magnesit und im benachbarten Gestein enthalten sind, konnten

„ ... auf Grund ihrer langen Stiele auch noch in einem schlecht durchlüfteten Bodenwasser leben, da ihre Kelche in besser durchlüftete Regionen hinaufreichen ... (!)"

Diese Vorstellung ist völlig unhaltbar.

Zur Genese des „Zwischenschiefers"

Der sogenannte Zwischenschiefer setzt sich aus stark tektonisierten Sedimentgesteinen zusammen und stellt zweifellos ein tektonisches Element dar, das die aufrechte Liegendeinheit, die zuvor kurz beschrieben wurde, von der Hangendeinheit, nahezu ausschließlich aus Magnesit bestehend, trennt. Anhand von Pulveraufnahmen (Diffraktometeranalyse) wurden Quarz, Muskowit und Chlorit, letzterer vom Typus Leuchtenbergit, nachgewiesen. Um den Chlorit hinsichtlich des Chemismus genauer zu erfassen, wurden Mikrosondenanalysen durchgeführt (Analytiker: Dr. R. TESSADRI, Innsbruck); demnach handelt es sich um Sheridanite nach HEY (1954), die dem Leuchtenbergit sehr nahestehen (MgO-Gehalte schwanken zwischen 28,01 und 29,07 %).

Aufgrund dieses Sachverhaltes ist es durchaus zulässig, von einer Leukophyllitbildung zu sprechen, die im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung entstand, wobei das Magnesium vom Magnesit herleitbar ist.

1.2.1.2. Klastische Sedimente

Die jüngsten Sedimente der Karbonabfolge der Veitscher Decke sind überwiegend bis ausschließlich klastisch entwickelt. Im Westabschnitt der Veitscher Dekke wurden die jüngsten Sedimente der Karbonabfolge als Sunk-Formation zusammengefaßt und dem Westfal A–C zugeordnet, stellenweise soll die Sunk-Formation bis in das oberste Karbon hinaufreichen und von Unterperm überlagert werden (RATSCHBACHER, 1984, 1987).

Die klastisch-karbonatische Entwicklung der Sunk-Formation besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen, Metapeliten, Graphitschiefern und fossilführenden Karbonaten. Die Sedimente, deren Abfolge einen „coarsening-upward-Trend" (regressive Abfolge) zeigen, werden als Delta- und Küstensedimente gedeutet (RATSCHBACHER, 1984, 1987).

Im Ostabschnitt der Veitscher Decke ist der jüngste Abschnitt der Karbonabfolge weniger gut bekannt. In der Veitsch ist eine überwiegend klastisch entwickelte, aus Konglomeraten und Sandsteinen aufgebaute Serie aufgeschlossen. Bei den Sandsteinen handelt es sich um mäßig bis schlecht sortierte, angulare bis subangulare, teilweise deutlich metamorph überprägte lithische Arenite.

Der Anteil an metamorphen polykristallinen Quarzen, metamorphen Gesteinsbruchstücken (aus polykristallinem Quarz, Glimmer und Feldspäten bestehend) und diversen Phyllitbruchstücken (aufgearbeitetes Altpaläozoikum) ist hoch. Monokristalline Quarze sind dagegen selten, ebenso detritische Feldspäte. Vereinzelt ist ein relativ hoher Gehalt an detritischen Glimmern (teilweise stärker zersetzt, teilweise metamorph weitergewachsen) zu beobachten. Der Matrixgehalt ist ebenfalls recht hoch. Es handelt sich um eine feinglimmerige (sericitische), rekristallisierte Grundmasse mit feinkörnigem Quarz, der in einzelnen Lagen zu Polygonquarz sammelkristallisiert ist. Selten ist auch Karbonatzement vorhanden.

Entsprechend ihrer geringen texturellen und kompositionellen Reife dürfte es sich bei diesen Sedimenten um fluviatile Ablagerungen handeln.

Eine Korrelation dieser Abfolge mit jener im Westabschnitt der Veitscher Decke ist schwierig (siehe auch RATSCHBACHER, 1984), vermutlich handelt es sich dabei um Äquivalente der Sunk-Formation.

1.2.1.3. Paläobotanische Bemerkungen

Aus dem höheren Teil der Karbonabfolge der Veitscher Decke sind von verschiedenen Lokalitäten zwischen dem Semmering und St. Michael bei Lassing fossile Pflanzenreste bekannt (z.B. STUR, 1871, 1883; JONGMANS, 1938b; VAN AMEROM & BOERSMA, 1974; TENCHOV, 1980), beispielsweise von der Lokalität Klamm/Semmering *Calamites suckowii, Neuropteris gigantea, Lepidodendron* cf. *goepperti* und *Sigillaria* sp., oder vom Graphitschurf bei Kaisersberg *Alethopteris lonchitica* und *Neuropteris heterophylla.* Wichtige stratigraphische Formen enthält auch die zuletzt von VAN AMEROM & BOERSMA (1974) von der Lokalität Wurmalpe bei Leoben bearbeitete Flora, die sich aus folgenden Taxa zusammensetzt: *Calamites* sp., *Sphenophyllum cuneifolium, Alethopteris decurrens, Alethopteris* cf. *ambigua, Linopteris* cf. *regniezii, Syringodendron* sp. Gruppe *Rhytidolepis, Sigillariophyllum* sp. und *Stigmaria ficoides.*

Von stratigraphischer Bedeutung sind die Formen *Alethopteris lonchitica, Alethopteris decurrens, Neuropteris heterophylla (= N. loshi)* und *Sphenophyllum cuneifolium.* Die Hauptverbreitung von *Alethopteris lonchitica* liegt im Westfal A, von *Alethopteris decurrens* und *Neuropteris heterophylla (= N. loshi)* reicht die Hauptverbreitung vom höheren Westfal A bis in das tiefere Westfal C, und das Vorkommen von *Sphenophyllum cuneifolium* endet im tieferen Westfal C (WAGNER, 1984). Nach VAN AMEROM & BOERSMA (1974) deutet das Vorkommen von *Linopteris* cf. *regniezii* auf Westfal C.

Somit läßt sich aus der bisher bekannten fossilen Flora Westfal A–C ableiten. Florenelemente des Westfal D und Stefan sind bisher aus dem Karbon der Veitscher Decke nicht bekannt. Damit unterscheidet sich diese Flora auch deutlich von den Stefanfloren der Karnischen Alpen, Gurktaler Decke und Steinacher Decke.

Dies bedeutet auch, daß die jüngsten Karbonsedimente der Veitscher Decke noch vor der in den Karnischen Alpen im höheren Westfal abgelaufenen Hauptorogenese abgelagert wurden und somit die gesamte Karbonabfolge der Veitscher Decke noch den „synorogenen" Sedimenten zuzurechnen ist, was auch die von RATSCHBACHER (1984) geäußerte Feststellung erklärt, daß innerhalb der von ihm untersuchten Karbonprofile keinerlei Schichtlücken oder Diskordanzen zu erkennen sind.

1.3. Das Karbon im Grazer Paläozoikum

Im Grazer Paläozoikum (Rannachfazies) folgen über dem oberdevonischen Steinbergkalk die maximal rund 40 m mächtigen Sanzenkogelschichten, die in Form von pelagischen Kalken mit Einschaltungen eines Schiefer-Lydit-Phosphorithorizontes im tieferen Abschnitt (Tournai) und mehreren geringmächtigen Lydithorizonten im oberen Abschnitt (Visé) entwickelt sind.

Die Sanzenkogelschichten folgen stellenweise mit einer Schichtlücke (Tournai) über dem Steinbergkalk (FLÜGEL & ZIEGLER, 1957; KODSI, 1967c), an einigen Stellen ist jedoch in den Sanzenkogelschichten das ge-

samte Unterkarbon (cul-III), auch das Tournai entwickelt (NÖSSING, 1975), wenngleich auch sehr geringmächtig (siehe EBNER, 1976, 1977, 1978). Die Oberen Sanzenkogelschichten reichen z.T. noch bis in das Namur A (E2) hinauf (EBNER, 1977). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durchwegs mit Conodonten.

Nach einer Emersionsphase, verbunden mit einer Schichtlücke und teilweiser Aufarbeitung des Untergrundes setzt innerhalb des Namur B mit Flachwasserkalken die Folge der Dult ein. Die Basiskalke der Folge der Dult liegen transgressiv auf verschieden alten Kalken der Oberen Sanzenkogelschichten, an einer Stelle sind die gesamten Oberen Sanzenkogelschichten dieser Erosionsphase, die zeitlich die Homoceras-Stufe umfaßt, zum Opfer gefallen (EBNER, 1977, 1978).

Die Basiskalke verzahnen lateral mit Kalkschiefern und Schiefern und zeigen nach oben Anzeichen von Trockenfallen (Trockenrisse), stellenweise finden sich am Top der Basiskalke subaerische Erosionsflächen mit Hämatitanreicherung, die eine Erosionslücke (Namur C–?Westfal A) anzeigt (EBNER, 1977, 1978). Stellenweise geht die Sedimentation in Form von Schiefern und eingeschalteten flachmarinen Kalken mit Birdseye-Strukturen, die eine spärliche Conodontenfauna des höchsten Namur bis tiefen Westfal lieferten, weiter (siehe EBNER, 1977, 1978). Genauere Daten betreffend Fazies und Ablagerungsbedingungen liegen über die Folge der Dult nicht vor.

1.4. Das Karbon des Gurktaler Deckensystems

Im Bereich des Gurktaler Deckensystems (Stolzalpendecke) reicht die Karbonatsedimentation ebenfalls stellenweise bis in das Unterkarbon. NEUBAUER & PISTOTNIK (1984) beschreiben vom Schelmberg geringmächtige (0,6 m) Flaserkalke mit einer Conodonten-Mischfauna aus Oberdevon- und Unterkarbonelementen, wobei die jüngsten Elemente höheres Visé anzeigen.

Über den oberdevonischen, stellenweise unterkarbonischen Karbonaten folgen z.T. noch Kalkschiefer, graugrünliche Tonschiefer und Lydite (Aich bei Althofen) oder Lydite, die ihrerseits noch von einigen Zehnermeter mächtigen Grauwacken und Schiefern überlagert werden (Schelmberg) (NEUBAUER & HERZOG 1985). Diese Lydite führen eine Conodonten-Mischfauna des dol und cu (bis cuIIβ/γ), die Lyditbildung erfolgte im oberen Tournai (*anchoralis latus*-Zone). Die darüberfolgenden Grauwacken und Tonschiefer dürften klastische Tiefseesedimente darstellen und sind entsprechend in das obere Tournai–Namur zu stellen.

2. Synorogene Sedimente (Visé–Westfal) der Südalpen

2.1. Das Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen

Das Hauptverbreitungsgebiet des Hochwipfelkarbons in den Karnischen Alpen liegt zwischen Plöckenpaß – Valentintal im W und Naßfeld – Rudnigbach im E. Das westlichste Vorkommen liegt in der Umgebung des Wolayer Sees, nach Osten setzt sich das Hochwipfelkarbon über die östlichen Karnischen Alpen in die Karawanken fort mit den wichtigsten Aufschlüssen in den östlichen Karawanken im Bereich Trögern („Trögener Flysch").

Der Begriff „Hochwipfelschichten" geht auf KAHLER & METZ (1955) zurück, darunter wurden sämtliche feinklastischen Gesteine vom Ordovizium bis in das Karbon zusammengefaßt. FRECH (1894) spricht bereits von Kulm (Culm), versteht darunter feinklastische Sedimente mit Einlagerungen von schwarzen Kieselschiefern, Grauwacken und

„ ... conglomeratischen Bänken, deren Rollsteine schwarze, aus dem Silur stammende Kieselschiefer sind, während die weißen Quarzkiesel der Nötscher Schichten fehlen ... "

FRECH (1894) hat auch die Vulkanite und damit vergesellschafteten Sedimente des Monte Dimon zum Kulm gerechnet und damit unter Kulm teilweise schon dieselbe Abfolge verstanden, die heute als „Hochwipfelschichten" bzw. „Hochwipfelkarbon" bezeichnet wird.

Allerdings war ursprünglich eine Unterscheidung zwischen Schiefern des älteren Paläozoikums (z.B. Graptolithenschiefer) und des Karbons schwierig, sodaß von einigen Autoren sämtliche Schiefer in das Altpaläozoikum gestellt wurden (z.B. GEYER, 1895, 1897; TARAMELLI, 1895), andere Autoren haben wiederum, basierend auf Pflanzenfossilfunden, auch karbonische Schiefer abgetrennt. Auch FRECH (1894) hat den Großteil der heute als Hochwipfelschichten bezeichneten Sedimente (Karbon) noch in das Silur gestellt.

STUR (1871) beschreibt bereits von verschiedenen Stellen der Karnischen Alpen „Fossilien des Kohlenkalk" (= Unterkarbon) (vgl. auch STUR, 1856, S. 424–428). Von der Grünen Schneid (W Plöckenpaß) beschreibt FRECH (1894) vom Ostabhang des Kollinkofels *Archaeocalamites radiatus*. Auch aus der Umgebung der Marinelli-Hütte (SW Plöckenpaß) haben VINASSA DE REGNY (1906) und GORTANI (1906) eine kleine Karbonflora beschrieben. Karbonische Pflanzenreste haben u.a. auch KRAUSE (1906), FLÜGEL & GRÄF (1959), VAI (1962), PÖLSLER (1969), HERITSCH (1928, 1929) und VAN AMEROM et al. (1983) beschrieben. Bezüglich Abgrenzung und Definition der Begriffe Hochwipfelfazies, Hochwipfelschichten, Hochwipfelkarbon wird auf KAHLER (1962) und besonders auf die ausführliche Diskussion bei FLÜGEL et al. (1959) und VAN AMEROM et al. (1983) verwiesen.

Das Hochwipfelkarbon (Hochwipfelschichten im heutigen Sinne) umfaßt eine rund 1000 m mächtige Sedimentabfolge, die zeitlich vom Visé bis in das Westfal B reicht, was eben durch Pflanzenfossilfunde (VAN AMEROM et al., 1983) und Sporenuntersuchungen (FRANCAVILLA, 1966) belegt ist.

Das Hochwipfelkarbon („Herzynischer Flysch") wird untergliedert in die Hochwipfel-Formation und Dimon-Formation (SELLI, 1963; SPALLETTA et al., 1980). Von verschiedenen Stellen sind aus der Hochwipfel-Formation dazitische Ganggesteine bekannt, die zeitlich zwischen Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation eingeordnet werden (SCHÖNLAUB, 1985b).

2.1.1. Hochwipfel-Formation

Die Hochwipfel-Formation liegt auf verschieden altem Untergrund, übergreift laut VAN AMEROM et al. (1983) Ordovizium bis Unterkarbon. Häufig liegt die Hochwipfel-Formation auf diversen Devonkalken, auf Unterkarbonkalken (Kronhofkalk, Kirchbachkalk) oder Kieselschiefern der Bischofalm-Fazies (Zollner-Formation) (siehe auch SCHÖNLAUB, 1985b).

Die Karbonatsedimentation reicht verschieden weit in das Unterkarbon hinauf, z.B. auf der Grünen Schneid bis in die *Pericyclus*-Stufe (GEDIK, 1974), im Kronhofgraben bis in das cuIIα (SCHÖNLAUB, 1969), am Monte Zermula bis in das cuIII (FERRARI & VAI, 1966; MANZONI, 1966), stellenweise bis in das cuIIIα-γ bzw. bis an die Visé/Namur-Grenze (Kirchbach-Kalk, PÖLSLER, 1967, 1969). Es sind durchwegs sehr geringmächtige pelagische Kalke, die häufig durch Schichtlücken und Mischfaunen charakterisiert sind. Beim Kirchbachkalk, der im Plöckenpaß-Pipeline Stollen (PÖLSLER, 1967, 1969) und im Bereich des Hochwipfel (SCHÖNLAUB, 1981, 1983) aufgeschlossen ist, handelt es sich um tonreiche, hellgraue, dichte, Crinoiden-führende Knollenkalke, die in die klastischen Sedimente der Hochwipfel-Formation eingeschaltet sind.

Die Überlagerung devonischer und unterkarbonischer Kalke durch die Hochwipfelformation ist an einigen Stellen aufgeschlossen, beispielsweise westlich vom Valentintörl, nördlich der Marinelli-Hütte, auf der Grünen Schneid (westlich-südwestlich des Plöckenpasses) und im Bereich südlich des Schwarzwipfel und des Schönwipfel (östliche Karnische Alpen).

Westlich des Valentintörls folgt über z.T. sehr geringmächtigen Oberdevonkalken (vgl. SCHÖNLAUB, 1985b) mit einer Kollapsbreccie die Hochwipfel-Formation. Diese Basalbreccie besteht aus dm-großen, eckigen Devonkalkgeröllen des lokalen Untergrundes, zwischen den Komponenten findet sich feinkörnige, dunkle Grundmasse. Die Devonkalke scheinen mehr oder weniger in situ zerbrochen zu sein, größere Transportweiten sind mit Sicherheit auszuschließen. Über dieser nur wenige m mächtigen Basalbreccie folgen zunächst stark tektonisch gestörte feinklastische Sedimente. Darüber folgen weniger stark gestörte gröberklastische Sedimente, die z.T. schön ausgebildete FU-Sequenzen (teilweise vollständige Bouma-Sequenzen) zeigen. An Lithofaziestypen finden sich gradierte Lyditbreccien, massige und gradierte, meist grobkörnige Sandsteine, horizontalgeschichtete feinkörnige Sandsteine, feinkörnige Sandsteine–Siltsteine mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung und feinkörnige Siltsteine–Tonschiefer. Vereinzelt sind synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) und Strömungsmarken auf Schichtunterseiten zu beobachten.

Auf der Grünen Schneid (Cresta Verde, bei Grenzstein n 129) folgt über grauen, flaserigen, Cephalopoden-führenden Kalken des Unterkarbons (Kronhofkalk) eine ungefähr 5 cm dicke, braune Kalklage mit cm-großen Lyditgeröllen locker eingestreut, überlagert von ca. 1,5 m mächtigen Schiefern. Darüber folgt dann eine mehrere m mächtige Breccie mit Geröllen bis zu 1 m. Hauptsächlich handelt es sich um Karbonatgerölle, untergeordnet Lyditgerölle, die Grundmasse ist sandig. Die weitere Abfolge ist gestört.

Im Sattelbereich selbst sind Silt- und Sandsteine, oft im mm-Bereich wechsellagernd, z.T. mit kleinen Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, sowie eingeschaltete Lyditbreccien mit bis zu mehrere cm großen Lyditgeröllen, und Sandsteine mit selten eingeschwemmten Pflanzenresten (Calamiten-Stammreste). Nach Westen überwiegen dann Sandsteine und Lyditbreccien.

Am Ostabhang des Kollinkofels sind in die (?basalen) Hochwipfelschichten bis zu mehrere Zehnermeter große Devonkalkblöcke (Cellonkalk) eingeschaltet, was bereits FRECH (1894) erwähnt. Dabei ist es allerdings unklar, ob es sich um Olistolithe oder um tektonisch eingeschuppte Devonkalkschollen handelt. Auf alle Fälle ist dieser Bereich tektonisch stark überprägt.

Auch im Bereich des Rauchkofelbodens (NW Valentintörl) sind in die siltig-feinsandigen, teilweise mit Lyditbreccien wechsellagernden Hochwipfelschichten mehrere m bis mehrere Zehnermeter große Blöcke von Megaerella- und Valentinkalk eingeschaltet, die eventuell als Olistolithe zu deuten sind. Hier ist nämlich keine stärkere tektonische Überprägung zu beobachten. In den östlichen Karnischen Alpen finden sich in den Hochwipfelschichten der Kesselwaldeinheit ebenfalls Schollen von devonischen Flaserkalken, die eventuell auch als Olistolithe zu deuten sind (HERZOG, 1988).

Nördlich der Marinelli-Hütte liegen Hochwipfelschichten auf Devonkalken, die ein karstähnliches Relief aufweisen. Hohlräume und taschenartige Einsenkungen sind teilweise mit Kalzit ausgefüllt, darüber folgen dann feinkörnige, siltige, selten sandige, karbonatisch zementierte Sedimente mit aufgearbeiteten Devonkalkgeröllen. Auch Kalzitfüllungen werden teilweise wieder aufgearbeitet.

Auch NE der Marinelli-Hütte weist der steilstehende Devonkalk ein Erosionsrelief auf, das mit flach nach S einfallenden, kieseligen, sandigen und feinbrecciösen, karbonatisch zementierten Sedimenten der Hochwipfel-Formation aufgefüllt ist.

Südlich des Schwarzwipfel in den östlichen Karnischen Alpen ist die direkte Auflagerung der Hochwipfel-Formation auf Devonkalken ebenfalls aufgeschlossen (siehe HERZOG, 1988).

Über den Devonkalken (Flaserkalke der oberen *marginifera*-Zone, doIIIα) folgen mit einer deutlichen Winkeldiskordanz teilweise Schiefer, die taschenförmig in die Devonkalke eingreifen, teilweise ein wenige m mächtiges monomiktes Kalkkonglomerat mit bis zu 0,5 m großen, grauen, filamentführenden, eckigen Flaserkalkgeröllen des doIIβ(IIIα). Die Matrix des meist sehr dicht gepackten Kalkkonglomerates besteht aus grünlichem, teilweise karbonatischem, tonig-siltigem Material. Teilweise ist Drucklösung zu beobachten.

Über dem Kalkkonglomerat folgen feinkörnige Sandsteine und Schiefer mit einer für die Hochwipfel-Formation typischen Zusammensetzung. Lokal sind über dem Kalkkonglomerat auch mehrere dm mächtige gebankte Lydite mit einer Conodontenmischfauna (doIδ bis cuIIβ/γ) entwickelt (HERZOG, 1988). Die Lydite sind

geschichtet, bestehen aus mikrokristallinem Quarz mit lagenweise geringen Mengen an tonigem Material. Vereinzelt sind Radiolarienumrisse und Spiculae zu beobachten.

Im Bereich des Schönwipfels (1913 m, östliche Karnische Alpen, siehe HERZOG, 1988) folgt über grünen Schiefern mit Karbonateinschaltungen des Devons (dolγ bis dollα) und über roten und grauen devonischen Kalkkonglomeraten das „Schönwipfelkonglomerat". Die Mächtigkeit dieses monomikten, schlecht sortierten, komponenten- und matrixgestützten Konglomerates beträgt maximal rund 22 m, nimmt aber lateral rasch ab. Das Konglomerat besteht fast ausschließlich aus Flaserkalkgeröllen (bis 0,7 m groß), auch Flaserkalkschollen mit bis zu 5 m Länge sind enthalten. Stellenweise finden sich auch Lydit- und Kieselschiefergerölle.

Über dem Schönwipfelkonglomerat folgen z.T. gebankte Lydite, die Conodonten der *anchoralis-latus*-Zone, teilweise Mischfaunen vom dolI bis cuIIβ/γ enthalten. Darüber bzw. direkt über dem Schönwipfelkonglomerat liegen bis zu 2 m mächtige Lyditbreccien (Gerölle mit Conodonten des dolδ bis cuI(II)), überlagert von Hochwipfel-Sandsteinen und eingeschalteten Lyditbreccien.

Da die Conodontenmischfaunen in den Lyditen der basalen Hochwipfel-Formation den Zeitbereich der Schichtlücke zwischen dem variszischen Untergrund und dem Beginn der Hochwipfelsedimentation (cuIIβ/γ) vollständig abdecken (HERZOG, 1988), kommen subaerische Prozesse (Heraushebung des Basements über den Meeresspiegel) als Ursache für diese Schichtlücke zumindest in diesem Bereich nicht in Frage.

2.1.1.1. Fazielle Entwicklung

Aufgrund der starken variszischen und alpidischen tektonischen Überprägung sind vollständige Profile durch die Hochwipfelformation nicht erhalten, aufgeschlossen sind immer nur Teilprofile, deren stratigraphische Position innerhalb der Gesamtabfolge in den meisten Fällen mangels an Fossilien nicht bekannt ist.

Basierend auf Schwermineraluntersuchungen (SCHNABEL, 1976) läßt sich jedoch grob eine Liegendserie mit Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit, sowie eine Hangendserie mit starker Granatvormacht und Epidot-Zoisit sowie Hornblende auseinanderhalten.

Tiefere Anteile der Hochwipfel-Formation sind unter anderem W des Valentintörls, auf der Grünen Schneid und nördlich der Marinelli-Hütte aufgeschlossen, ebenso im Bereich der östlichen Karnischen Alpen (HERZOG, 1988).

Westlich des Valentintörls und nördlich der Marinelli-Hütte (Pic Chiadin) ist der tiefere Abschnitt der Hochwipfel-Formation in einer typischen Turbiditfazies entwickelt (Abb. 10). Es sind zyklische Abfolgen, die sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammensetzen und FU-Kleinsequenzen (z.T. Bouma-Sequenzen) bilden (vgl. auch VAN AMEROM et al., 1983) (in Klammer sind jeweils die entsprechenden Lithofaziestypen und Ent-

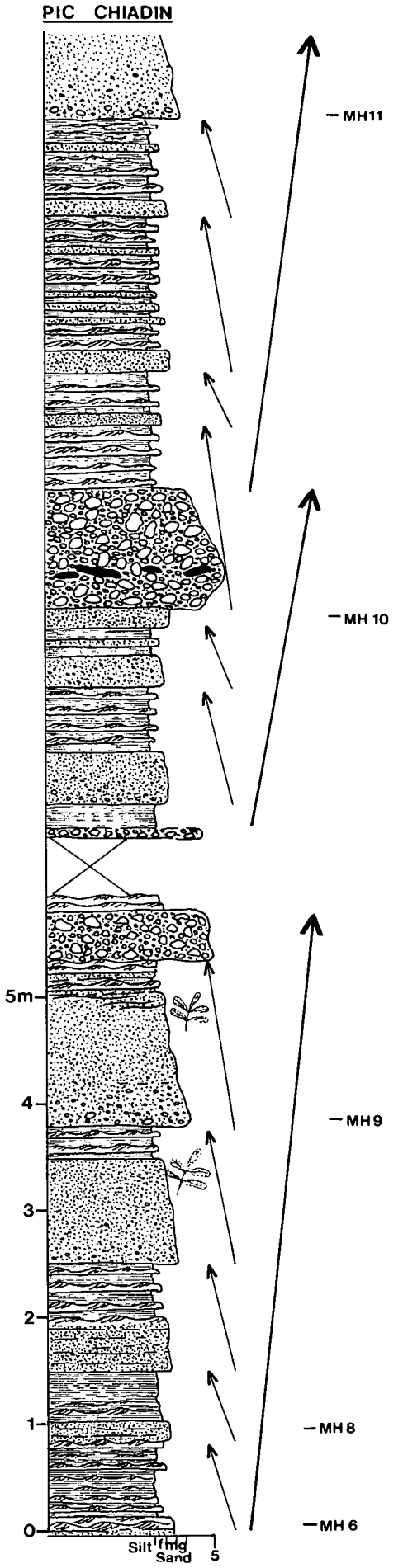


Abb. 10. →
Profilausschnitt aus der Hochwipfel-Formation im Bereich des Pic Chiadin NW der Marinelli-Hütte.
Die Abfolge ist aus FU-Kleinsequenzen (z.T. vollständige Bouma-Sequenzen) aufgebaut. Die Kleinsequenzen bilden übergeordnete, deutlich ausgeprägte „thickening- and coarsening-upward" Sequenzen (jeweils durch Pfeile markiert).

stehungsbedingungen nach PICKERING et al., 1989, angeführt):

- Lyditbreccien, meist mehrere dm, selten >1 m mächtig, häufig gradiert, Komponenten meist eckig, hauptsächlich dunkle Kieselschiefer-(Lydit-)gerölle mit Korngrößen von maximal einigen cm, selten auch bis gut 10 cm große feinkörnige Resedimentgerölle, komponentengestütztes Korngefüge (Facies A 2.3 – normally graded gravel, Entstehung aus hochkonzentrierten Turbiditströmen).
- Mudflows mit cm-großen Geröllen (hpts. Lydit), matrixgestütztes Gefüge (Facies A 1.3 – disorganized gravelly mud, Entstehung aus kohäsiven Mudflows [Debris flows]).
- Massige, z.T. leicht gradierte Sandsteine, meist einige dm mächtig (Facies B 1.1 – thick/medium bedded, disorganized sands). Entstehung aus hochkonzentrierten Turbiditströmen).
- Horizontalgeschichtete Sandsteine, mitunter gradiert, bis zu mehrere dm mächtig (Facies B 2.1 – parallel-stratified sands). Entstehung aus hochkonzentrierten Turbiditströmen).
- Siltsteine und feinkörnige Sandsteine mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, zwischengeschaltet oft feinkörnige Siltsteine-Tonschiefer, verbreitet synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) (Facies Group C 2 – organized sand – mud couplets, v.a. Facies C 2.3, Entstehung hauptsächlich aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen).
- Horizontalgeschichtete und teilweise gradierte Siltsteine, mitunter synsedimentäre Deformationsstrukturen (Facies D 2.1 – graded-stratified silt, Entstehung aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen).
- Tonig-siltige Lagen, teilweise laminiert und mit kleindimensionalen Strömungsrippeln (Facies D 2.3 – thin regular silt and mudlaminae, Entstehung hauptsächlich aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen, möglicherweise auch aus schwachen Bodenströmungen).

Selten sind an den Schichtunterseiten Strömungsmarken zu erkennen, vereinzelt konnten auch schlecht erhaltene Spurenfossilien beobachtet werden (z.B. auf der Grünen Schneid).

Ein Detailprofil aus dem tieferen Teil der Hochwipfel-Formation, aufgenommen im Bereich des Pic Chiadin (N Marinelli-Hütte, Abb. 10) entlang des Steiges, gibt einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung. An dieser Stelle sei auch festgehalten, daß die Übersichtsprofile von VAN AMEROM et al. (1983) sehr mit Vorsicht zu betrachten sind, da diese Abfolgen durchwegs tektonisch stark gestört sind.

SPALLETTA et al. (1980) und SPALLETTA & VENTURINI (1988) unterscheiden innerhalb der Hochwipfel-Formation 4 verschiedene Faziesbereiche:

a) Sandig-pelitische Turbiditfazies.
b) Kalkbreccien (hpts. Olisthostrome), beschränkt auf die basalen Anteile.
c) Siliziklastische Breccien („Lyditbreccien").
d) Siliziklastische „pebbly mudstones", Konglomerate und massige Sandsteine.

Innerhalb der Hochwipfel-Formation überwiegt meist die „sandig-pelitische Turbiditfazies", in den tieferen Teilen ist diese vergesellschaftet mit Kalkbreccien, siliziklastischen Breccien und auch mit Konglomeraten. Stellenweise sind in die sandig-tonige Fazies auch Kieselschiefer eingeschaltet (z.B. Waidegger Höhe – Leitenkogel). Die Konglomeratfazies, vergesellschaftet mit sandig-pelitischen Sedimenten, ist auch im ?mittleren Teil entwickelt, z.B. in mächtiger, leider schlecht aufgeschlossener Form N des Hochwipfel in ca. 1600 m SH mit Geröllen bis gut 30 cm (Abb. 11), auch im Bereich Dellacher und Unterbuchacher Alm (SPALLETTA & VENTURINI, 1988) und an anderen Stellen sind Konglomerate eingeschaltet.

Die massige Sandsteinfazies (z.B. im Ausgang des Döbernitzengrabens) ist durch ein granatreiches Schwermineralspektrum gekennzeichnet und scheint daher für den höheren Abschnitt der Hochwipfel-Formation charakteristisch zu sein.

Pflanzenreste (meist schwer bestimmbare Stammreste) sind aus der Hochwipfel-Formation von vielen Stellen bekannt.

2.1.1.2. Sedimentpetrographie

Aus der Hochwipfel-Formation wurden Sedimente von folgenden Lokalitäten untersucht: W Valentintörl, Grüne Schneid, Umgebung der Marinelli-Hütte, Bereich

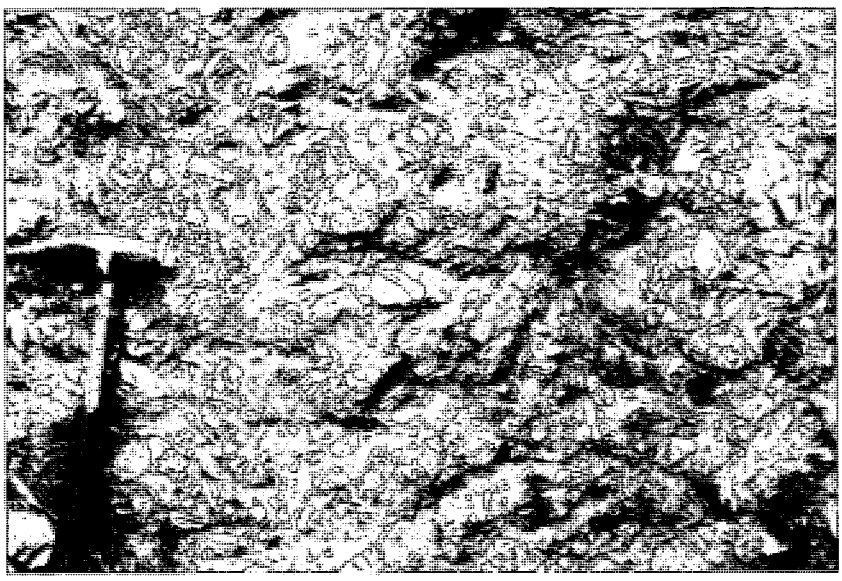


Abb. 11.
Matrixreiches, polymiktes, schlecht sortiertes, ungeschichtetes Konglomerat (Debris Flow) aus der Hochwipfel-Formation im Bereich des Döbernitzenbaches nördlich des Hochwipfel.

Döbernitzengraben (südlich Treßdorf) und Bereich Schönwipfel (zur petrographischen Zusammensetzung siehe auch Tab. 4).

Die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine aus den basalen Anteilen der Hochwipfel-Formation (W Valentintörl, Grüne Schneid und Marinelli-Hütte) ist sehr einheitlich, die einzelnen Sandsteine unterscheiden sich nur unwesentlich voneinander.

Es sind ungeschichtete, selten geschichtete Sandsteine, sehr schlecht bis schlecht (grob-mittelkörnig) bzw. mäßig gut sortiert (feinkörnig), die Komponenten sind überwiegend angular bis subangular, teilweise auch subgerundet.

Häufigste Komponenten (siehe Tabelle 4 und Taf. 3, Fig. 1–3) sind verschiedene Typen von Kieselschiefern, vereinzelt mit noch deutlich erkennbaren Radiolarienumrissen (Taf. 3, Fig. 2), mono- und polykristalline Quarze und diverse metamorphe Gesteinsbruchstücke. Auch ein geringer Anteil an vulkanischen Gesteinsbruchstücken ist fast in jedem Schliff vorhanden. Hier muß darauf hingewiesen werden, daß nicht immer sicher zwischen sedimentären Kieselschieferfragmenten und vulkanischem Chert unterschieden werden kann. Auch bei den monokristallinen Quarzen ist ein teilweise beträchtlicher Anteil an Porphyrquarzen (Grüne Schneid, Marinelli-Hütte; Taf. 3, Fig. 1,2) zu beobachten, die allerdings nur in seltenen Fällen eindeutig als solche zu erkennen sind (Korrosionsbuchten, anhaftende vulkanische Grundmasse). Neben sauren Vulkaniten (Porphyrquarze) wurden auch basische Vulkanite aufgearbeitet (vulkanische Gesteinsbruchstücke aus Plagioklasleisten, selten).

An sedimentären Gesteinsbruchstücken finden sich neben den Kieselschiefern auch feinklastische, tonig-siltige Gesteinsbruchstücke, z.T. sind sämtliche Übergänge zwischen Kieselschiefern und Tonschiefern zu beobachten.

Detritische Feldspäte, hauptsächlich sind es albitreiche Plagioklase, untergeordnet Kalifeldspäte, sind in mäßigen Prozentsätzen vorhanden (Taf. 3, Fig. 3). Feldspäte sind meist mehr oder weniger stark zersetzt, vereinzelt auch frisch, unverzwillingt oder polysynthetisch verzwillingt, selten kombiniert mit Karlsbader Zwillingen. Perthite sind selten. Detritische Feldspäte erreichen oft Korngrößen von 1 mm und mehr.

Detritische Glimmer, hauptsächlich in Form von Muskowit, sind selten oder fehlen vollkommen. Akzessorisch sind im Schliff Zirkon, Apatit und Turmalin und opake Komponenten zu beobachten. Die Grundmasse besteht zum überwiegenden Teil aus feinkörniger Matrix und opakem Material, sehr selten ist Zement in Form von Fe-Karbonatrhomboedern vorhanden (verdrängt randlich Quarz). Die feinkörnige Matrix ist teilweise auf die diagenetische Zersetzung von detritischen Feldspäten zurückzuführen.

Eine etwas andere Zusammensetzung zeigen die Sandsteine im Bereich des Döbernitzenbaches. Die dort aufgeschlossenen Sandsteine sind aufgrund ihres schon im Dünnschliff auffallenden detritischen Granat- und Epidotgehaltes im SM-Spektrum nach SCHNABEL (1976) den höheren Hochwipfelschichten zuzurechnen. Sie unterscheiden sich von den vorhin besprochenen Sandsteinen auch durch etwas höhere Gehalte an metamorphen Gesteinsbruchstücken, vulkanischen Gesteinsbruchstücken und detritischen Feldspäten, einen deutlich höheren Anteil an feinkörniger Grundmasse sowie deutlich weniger Kieselschieferfragmente (Tabelle 4).

Feinkonglomerate sind durch einen relativ hohen Gehalt an vulkanischen Komponenten und sedimentären Gesteinsbruchstücken sowie relativ viel Karbonatzement charakterisiert (Tab. 4; Taf. 3, Fig. 4). Sie sind meist schlecht sortiert, die Komponenten sind teilweise gerundet. Bei den vulkanischen Komponenten konnten 3 Typen unterschieden werden:

a) Dunkle, aus radialstrahligen feinen Mineralen zusammengesetzte Komponenten.
b) Aus teilweise recht großen Plagioklasleisten, die ein ophitisches Gefüge bilden, bestehend. Plagioklase sind häufig jedoch stark zersetzt, teilweise chloritisiert oder von Karbonat verdrängt.
c) Vulkanische Komponenten bestehend aus feinkörniger vulkanischer Grundmasse mit Einsprenglingen aus Porphyrquarz und Feldspäten (porphyrisches Gefüge).

An sedimentären Gesteinsbruchstücken finden sich neben Kieselschiefern und Lyditen auch aufgearbeitete Silt-Sandsteinkomponenten und mikritische Karbonatgerölle mit vereinzelt umkristallisierten Fossilresten.

Die Grundmasse besteht aus feinkörniger Matrix und feinkörnigem Karbonatzement, der v.a. detritische Feldspäte, randlich auch Quarz verdrängt.

Konglomerate sind innerhalb der Hochwipfel-Formation von verschiedenen Lokalitäten bekannt (HERITSCH, 1930; FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990; SPALLETTA & VENTURINI, 1988; HERZOG, 1988), erreichen z.T. Mächtigkeiten von über 100 m und Geröllddurchmesser von über 1 m und werden als submarine Rinnenfüllungen interpretiert.

An Komponenten finden sich diverse Sandstein-Siltstein-Schiefergerölle, Quarz-, Quarzit-, helle und dunkle Kieselschiefer-, diverse Kalkgerölle und in den östlichen Karnischen Alpen auch Granitgerölle (HERZOG, 1988).

Bei den aufgearbeiteten Kalkgeröllen handelt es sich hauptsächlich um verschiedene Devonkalke des variszischen Untergrundes, vereinzelt finden sich aber auch exotische Kalkgerölle des Visé, deren Mikrofaziestypen die Herkunft von einem flachmarinen Schelfbereich anzeigen („open marine to restricted shallow carbonate shelf of platform type", FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).

2.1.1.3. Faziesinterpretation

Die beschriebenen Lithofaziestypen, die die Hochwipfel-Formation aufbauen, belegen eindeutig, daß es sich dabei um klastische Tiefseesedimente mit Flyschcharakter handelt. Dies wird auch durch den Fund des Spurenfossils *Dictyodora* (ABEL, 1935) untermauert.

Die Sedimente entstanden überwiegend aus verschiedenen Typen von Turbiditströmen, untergeordnet auch in Form von submarinen Debris flows und Mudflows. Die Ablagerung feinklastischer Sedimente ist eventuell auch auf Bodenströmungen zurückzuführen, teilweise handelt es sich dabei wohl auch um hemipelagische Sedimente.

Vereinzelt sind vollständige Bouma-Sequenzen entwickelt (Abb. 10), in der feinkörnigen, tonig-siltigen Fazies sind Bouma-Sequenzen vielfach unvollständig (C-D-E oder D-E-Sequenzen).

Die grobklastischen Sedimente, die vielerorts an der Basis der Hochwipfel-Formation entwickelt sind (z.B.

Tabelle 4.
Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen und Karawanken. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Phyll = phyllitische Gesteinsbruchstücke; vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke, sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer, SM = Schwerminerale; Z = Zement; M = Matrix.
In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	mGBR	Phyll	vGBR	sGBR	Kieselsch.	Fsp	Gl	SM	Z	M
Karnische Alpen												
Wolayer Gletscher (7)	17,2	16,7	13,9	3,0	0,6	3,9	17,9	11,2	0,1	—	—	15,5
Grüne Schneid (7)	15,8	10,8	11,4	0,1	0,8	6,6	26,7	8,7	0,5	—	—	18,6
Marinelli-Hütte, unt. Teil (21)	19,3	9,0	9,8	1,7	1,7	0,1	29,1	9,7	0,1	—	0,2	19,4
Marinelli-Hütte, ober. Teil (10)	18,7	7,5	10,3	0,9	—	—	10,8	22,2	1,0	—	0,4	28,1
Döbernitzen, Sandsteine (7)	10,6	9,8	18,6	2,1	7,0	—	7,2	14,0	0,9	1,3	0,1	28,3
Döbernitzen, Feinkongl. (8)	5,6	15,1	11,0	0,4	15,3	12,1	14,2	4,7	0,4	0,6	9,3	11,2
Schönwipfel (3)	16,2	14,9	18,0	—	—	2,1	9,7	14,2	4,5	—	—	20,4
Karawanken												
Trögern (5)	11,0	10,2	10,2	11,5	4,6	1,2	8,8	8,1	0,5	—	3,3	30,6
Smertnik-Graben (5)	8,8	9,9	11,5	24,4	0,6	—	3,4	9,0	1,9	—	1,2	29,3
Lesnik (4)	11,8	11,7	18,3	15,1	0,7	0,8	7,6	12,5	1,8	—	4,2	15,5

SPALLETTA et al., 1980), stehen in Zusammenhang mit dem Niederbrechen der devonisch/unterkarbonischen Karbonatplattform und der Herausbildung des Tiefseetroges (v.a. die Entstehung der Olisthostrome). Die in den feinkörnigen Flyschsedimenten vereinzelt auftretenden größeren Karbonatschollen dürften z.T. als Olistolithe zu interpretieren sein.

Die grobklastischen, z.T. mächtigen Einschaltungen von diversen Konglomeraten innerhalb der Hochwipfel-Formation (SPALLETTA & VENTURINI, 1988) werden als Füllungen verschieden großer submariner Rinnen gedeutet.

Detaillierte Angaben über das Environment, ob es sich um Sedimente submariner Fächer oder ob es sich um Ablagerungen des Abhanges (slope apron) handelt, welche Wassertiefen geherrscht haben, können nicht gemacht werden. *Dictyodora*, ein typisches Flysch-Spurenfossil, gehört der *Nereites*-Assoziation an, was zumindest auf bathyale Ablagerungsbedingungen hinweist.

Über Schüttungsrichtungen gibt es aus der Hochwipfel-Formation keine Daten.

Aus der Petrofazies lassen sich einige zusätzliche Angaben ableiten: Bei den Sandsteinen handelt es sich um lithische Wacken, untergeordnet um arkosische Wacken. Die sandigen Sedimente sind reich an Quarz, v.a. an Kieselschieferfragmenten, führen einen mäßig hohen Anteil an detritischen Feldspäten (Plagioklase) und einen hohen Anteil an diversen Gesteinsbruchstükken (v.a. metamorphe und diverse sedimentäre Gesteinsbruchstücke, vulkanische Gesteinsbruchstücke sind selten). Entsprechend ihrer Zusammensetzung können die Sandsteine auch als „Quartzolithic sandstones" im Sinne von DICKINSON (1985) bezeichnet werden.

Daraus läßt sich einmal ein Liefergebiet aus metamorphen Gesteinen ableiten (metamorphe Gesteinsbruchstücke, mono- und polykristalliner Quarz, z.T. detritische Feldspäte, detritische Glimmer; vor allem im höheren Teil der Abfolge, wo auch Schwerminerale metamorpher Herkunft dominieren – vgl. SCHNABEL, 1976), auch sedimentäre Gesteine des lokalen Basements wurden aufgearbeitet (vor allem Kieselschiefer, auch klastische Sedimente und Karbonate – letztere vor allem in gröberklastischen Sedimenten). Vulkanische Gesteine sind dagegen scheinbar nur untergeordnet aufgearbeitet worden (vulkanische Gesteinsbruchstücke, Porphyrquarze, z.T. vermutlich auch detritische Feldspäte), soferne hier das Bild nicht durch die Verwitterung verfälscht wurde – Vulkanite sind allgemein sehr verwitterungsanfällig.

Im Qm-F-Lt- und Qt-F-L-Diagramm plotten die meisten untersuchten Proben in das Feld der „Recycled Orogenes", teilweise auch in das Feld der „Magmatic Arc Provenances".

2.1.2. Dimon-Formation

Mit einem normalen, sedimentären Übergang folgt über der Hochwipfel-Formation die Dimon-Formation, die jedoch nur vom italienischen Anteil der Karnischen Alpen bekannt ist. Möglicherweise handelt es sich bei der Plenge-Formation ebenfalls um ein Äquivalent der Dimon-Formation (SCHÖNLAUB, 1985b). Die über 300 m mächtige Abfolge der Dimon-Formation wird nach SPALLETTA et al. (1980) in 4 informelle Member gegliedert:

- Arenite des Monte Terzo: Siltsteine und Sandsteine (arkosische Grauwacken) in Flyschfazies.
- Bis über 200 m mächtige basische Vulkanite und Vulkanoklastika: Abfolge von vulkanischen Breccien, massigen Diabasen, Pillow-Laven, Pillow-Breccien, Hyaloklastiten, Tuffen und Agglomeraten. Untergeordnet treten auch Keratophyre sowie saure bis intermediäre Vulkanite auf.
- Rote und grüne hemipelagische Tonschiefer.
- Vulkanoklastische Turbidite.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Dimon-Formation liegt im Bereich des Monte Dimon, östlich von Timau (Typuslokalität), Aufschlüsse finden sich aber auch weiter im Osten, z.B. nördlich von Paularo (VENTURINI, 1990b, Geol. Karte). Eine ausführliche sedimentologische Beschreibung der Dimon-Formation ist in der Arbeit von SPALLETTA et al. (1980) enthalten.

2.2. Das Hochwipfelkarbon der Karawanken

In den Karawanken sind die Verhältnisse ganz ähnlich wie in den Karnischen Alpen. Die kontinuierliche Karbonatsedimentation reicht bis in das Oberdevon II, höheres Oberdevon und tieferes Unterkarbon sind nur lückenhaft entwickelt und häufig treten Conodonten-Mischfaunen auf. Höheres Oberdevon ist nur in Form von Aufarbeitungsprodukten (Kalkgeröllen) bekannt, höheres Unterkarbon (Visé) transgrediert teilweise diskordant über ein altes Relief und ist einerseits in Form von Kalkkonglomeraten (Kalkgerölle des Oberdevons in einer Matrix mit Conodonten des cuIII), andererseits in Form von pelagischen Knollenkalken mit Goniatiten, Orthoceren und Crinoiden (cuIII, *bilineatus bilineatus*-Zone) entwickelt (TESSENSOHN, 1969, 1974a,b).

Diese Karbonatfazies des höchsten Unterkarbons wird von mächtigen klastischen Tiefseesedimenten überlagert, die bereits TESSENSOHN (1968, 1971) sedimentologisch untersucht und als „Unterkarbon-Flysch" bezeichnet hat.

2.2.1. Fazielle Entwicklung

TESSENSOHN (1971) unterscheidet eine „Normalfazies" im zentralen Bereich des Tiefseetroges, eine Südfazies und eine Nordfazies, die den Nordrand des Tiefseetroges darstellen soll.

Die „Normalfazies" besteht aus einer eintönigen Serie von Tonschiefern, Siltsteinen und Grauwacken in einer regelmäßigen Wechsellagerung. Lyditbreccien sind ebenfalls eingeschaltet. Sandsteine sind bis 2 m mächtig, an der Basis z.T. konglomeratisch, häufig gradiert, mitunter auch massig. Siltsteine und feinkörnige Sandsteine sind horizontalgeschichtet oder zeigen Strömungsrippeln mit interner Rippelschrägschichtung, synsedimentäre Deformationsstrukturen sind häufig. Auf Schichtunterseiten finden sich verschiedene Marken (load casts, flute casts, groove casts und Schleifmarken). Spurenfossilien sind häufig, v.a. *Dictyodora* und *Nereites*, ferner *Palaeodictyon, Phycosiphon* und *Lophoctenium* (*Nereites*-Assoziation) (Details siehe TESSENSOHN, 1968, 1971).

Im Süden („Südfazies") sind in diese „Normalfazies" gröberklastische Bildungen eingeschaltet, und zwar „Fluxoturbidite" (hauptsächlich in Form von Lyditbreccien), bis 100 m mächtige Parakonglomerate, Mudflows (Kieselschiefer-Mudflows) und Olisthostrome.

Parakonglomerate sind sowohl mono- als auch polymikt, nicht gradiert, meist mit chaotischer Lagerung und Geröllen mit bis zu 80 cm Durchmesser, vereinzelt mit Tonschiefer-Schollen von 1–2 m Länge. Dachziegellagerung zeigt eine nach N gerichtete Transportrichtung.

Mudflows sind charakterisiert durch tonige Grundmasse, in der eckige Schollen von hellen Kieselschiefern und dunklen Lyditen mit Slumping-Strukturen schwimmen. Die größten Kieselschieferschollen sind rund 1,5 m lang und 30 cm dick. Ähnlich wie in den Karnischen Alpen dürften auch in den Karawanken Kieselschiefer und Lydite auf den basalen Teil der Abfolge beschränkt sein, eine biostratigraphische Datierung dieser Kieselschiefer und Lydite steht noch aus.

TESSENSOHN (1971) beschreibt auch einen 20–30 m mächtigen Olisthostrom bestehend aus eckigen Kalkgeröllen und Kalkblöcken (v.a. Goniatitenkalke des cuIII) mit bis zu 1 m Durchmesser in einer tonigen Matrix. Conodonten aus verschiedenen Kalkgeröllen dieses Olisthostroms belegen eine Zeitspanne vom unteren Oberdevon bis zum höchsten Unterkarbon. In unmittelbarer Umgebung dieses Olisthostromes schwimmen in den feinkörnigen Tiefseesedimenten riesige Kalkschollen oberdevonisch-unterkarbonischen Alters mit einer Länge von bis zu 200 m. Es handelt sich dabei möglicherweise um eingeglittene Karbonatschollen (Olistolithe).

Die Sedimente des Nordrandes des Tiefseetroges zeigen eine Grauwackenvormacht, Parakonglomerate sind mitunter zwischengeschaltet.

Teilweise sind in dieser Nordrandfazies typische FU-Sequenzen entwickelt, die aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut sind (Detailprofil, aufgenommen im Smertnik-Bach/Trögern, rund 250 m oberhalb der Straße, siehe Abb. 12):

Über siltigen Tonschiefern folgt eine mehrere dm-mächtige, gradierte, an der Basis leicht feinkiesige Sandsteinbank, im oberen Teil mit synsedimentären Deformationsstrukturen. An der Basis dieser Sandsteinbank sind Strömungsmarken zu beobachten.

Darüber folgen geringmächtige feinkörnige Sandsteine mit kleinen Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, teilweise durch synsedimentäre Deformationsstrukturen überprägt. Diese gehen nach oben in horizontalgeschichtete Feinsand-Siltsteine und schließlich in Siltsteine mit einer eingeschalteten dünnen Sandsteinbank mit Strömungsrippeln über. Darüber

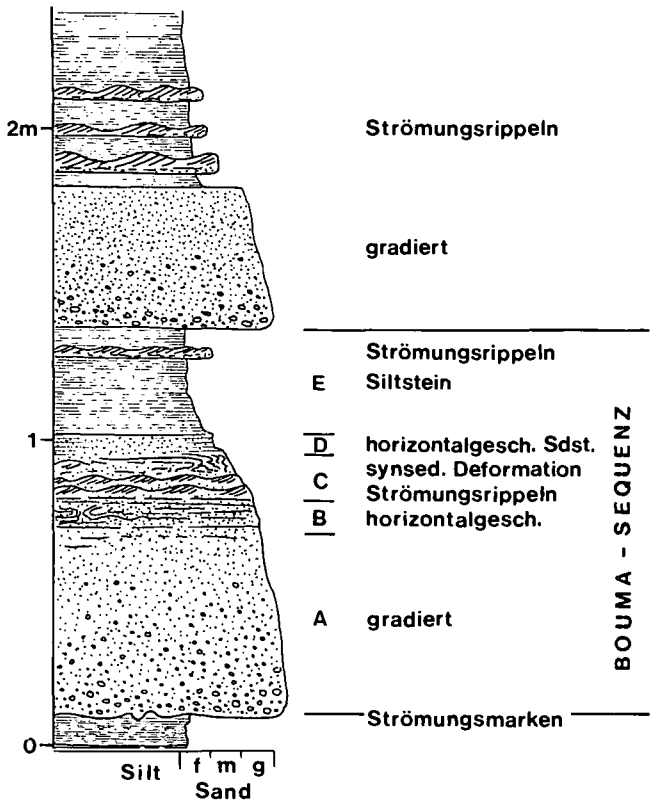


Abb. 12.
Detailausschnitt aus der Hochwipfel-Formation mit einer kompletten Bouma-Sequenz, aufgeschlossen im Smertnik-Bach/Trögern, ca. 250 m oberhalb der Straße.

folgt dann die nächste Sequenz, die wiederum mit einer gradierten Sandsteinbank einsetzt, überlagert von Siltsteinen mit eingeschalteten dünnen Sandsteinbänken mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung. Ähnliche Sequenzen sind auch im Trögener Bach und an anderen Stellen aufgeschlossen (vgl. auch TESSENSOHN, 1971, Abb. 6).

2.2.2. Sedimentpetrographie

Eine bereits recht ausführliche sedimentpetrographische Analyse ist in der Arbeit von TESSENSOHN (1971) enthalten. In dieser Arbeit werden aus polymikten Konglomeraten folgende Gerölltypen aufgelistet: Grauwacken-Siltstein-Tonschiefer-Gerölle, Kieselschiefer- und Lyditgerölle, diverse vulkanische Gerölle (Spilite, Keratophyre, basische und saure Tuffe), Crinoidenkalk-, Arkose- und diverse metamorphe Gerölle (Gneise, Gangquarze; in der Nordrandfazies ferner Phyllite, Glimmerschiefer und diverse Quarzite).

Auch die Sandsteine, die als lithische Grauwacken bezeichnet werden, sind in der Nordrandfazies durch das häufige Auftreten von phyllitischen bzw. metamorphen Gesteinsbruchstücken charakterisiert. Dies kann auch durch eigene Untersuchungen bestätigt werden. Alle untersuchten Proben entstammen der Nordrandfazies und lassen sich sedimentpetrographisch folgendermaßen charakterisieren: Es sind sehr schlecht bis schlecht sortierte, angulare bis subangulare lithische Wacken, teilweise mit subparallel eingeregelten länglichen Komponenten, teilweise mit matrixgestütztem Gefüge sowie folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphyrquarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörn folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphyrquarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörn folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphyrquarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörnige Verwachsungen von Qz-Fsp, Qz-Fsp-Gl), vereinzelt vulkanische Gesteinsbruchstücke (aus feinkörniger, meist opaker Grundmasse und Plagioklasleisten bestehend, häufig stärker zersetzt), sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form feinkörniger Sandstein-Siltsteinfragmente (selten) und diverser Kieselschiefer (siehe auch Tab. 4 sowie Taf. 3, Fig. 5,6).

Detritische Feldspäte sind häufig stärker zersetzt (serizitisiert, z.T. Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat) oder von Karbonat verdrängt, unverzwillingt und polysynthetisch verzwillingt, selten perthitisch, vereinzelt in recht großen Körnern.

Bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung handelt es sich bei den detritischen Feldspäten überwiegend um Albite (Or meist <3), selten Oligoklase (Or bis 22), der Anteil an Kalifeldspäten ($Or>72$, $An<1$) liegt unter 5 %. Feldspäte in metamorphen Gesteinsbruchstücken (Albite mit $Or<10$, $An<4$) und vulkanischen Gesteinsbruchstücken (Albite mit $Or<5$, $An<5$) zeigen im wesentlichen dieselbe Variationsbreite wie die detritischen Albite.

Akzessorisch konnten Turmalin, Zirkon und Apatit beobachtet werden. Bei den detritischen Glimmern überwiegt Muskowit neben z.T. entmischtem Biotit, selten ist auch Chlorit vorhanden. Der Gehalt an feinkörniger silikatischer Grundmasse ist meist hoch und teilweise auf die diagenetische Zersetzung detritischer Feldspäte zurückzuführen. Mitunter ist auch eine Unterscheidung von feinkörniger Grundmasse und stärker zersetzten phyllitischen Gesteinsbruchstücken schwer bis unmöglich. Die Grundmasse besteht untergeordnet auch aus opakem Material und vereinzelt aus diagenetisch gebildetem, Fe-reichem Karbonatzement, der v.a. detritische Feldspäte, selten auch Quarz verdrängt. Über den prozentuellen Anteil einzelner Komponenten am Gesamtmineralbestand gibt Tab. 4 Auskunft.

Interessant ist ein Vergleich mit den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Der Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen, vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken sowie detritischen Feldspäten ist ähnlich, die Sandsteine der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen sind jedoch durchwegs durch einen deutlich höheren Anteil an Kieselschieferkomponenten und geringeren Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken, v.a. phyllitischen Gesteinsbruchstücken und Matrix sowie etwas geringeren Anteil an detritischen Glimmern charakterisiert (siehe Tabelle 4).

2.2.3. Interpretation

Bezüglich Einsetzen der Tiefseesedimentation, fazieller Entwicklung und stratigraphischen Umfangs bestehen keine nennenswerten Unterschiede zur Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken ist das Unterkarbon zunächst in einer geringmächtigen pelagischen Karbonatfazies mit Schichtlücken entwickelt, reicht in den Karawanken bis in das cuIII, in den Karnischen Alpen bis in das cuIIβ/γ, teilweise ebenfalls bis in das cuIII (z.B. am Monte Zermula, FERRARI & VAI, 1966; MANZONI, 1966). Aus beiden Bereichen sind Conodonten-Mischfaunen des Oberdevon–Unterkarbons bekannt, und die Tiefseesedimentation setzt sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken im höchsten Unterkarbon ein, wobei in den Karnischen Alpen an der Basis stellenweise Lydite und Kieselschiefer auftreten, deren Alter mit cuIIβ/γ fixiert ist (vgl. auch EBNER, 1978). Die in den Karawanken vermutlich ebenfalls an der Basis der Abfolge entwickelten Lydite und Kieselschiefer sind bislang nicht datiert. Die Tiefseesedimente selbst sind auch in den Karawanken überwiegend aus verschiedenen Arten von Turbiditströmen hervorgegangen.

Schüttungsrichtungen ergeben in den Karawanken einen ungefähr E–W-gerichteten Sedimentationstrog, in den sowohl von Süden (in Form submariner Fächer) als auch von Norden (Südrand- und Nordrandfazies) Sediment in den Trog geschüttet wurden. Im Trog selbst erfolgte der Sedimentationstransport dagegen parallel zur Trogachse (TESSENSOHN, 1971). Die Breite dieses Troges soll nach TESSENSOHN etwa 15–20 km betragen haben. Die Spurenfossilvergesellschaftung (*Nereites*-Assoziation) weist auf bathyale bis abyssale Bedingungen.

Somit reicht sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken die klastische Tiefseesedimentation vom höchsten Unterkarbon bis in das Westfal, sodaß ein zusammenhängender Sedimentationstrog von den Karawanken bis in die Karnischen Alpen, bereits von TESSENSOHN (1971) als sicher angenommen, heute wohl nicht mehr anzuzweifeln ist, zumal sich diese klastischen Tiefseesedimente über tektonisch isolierte Vorkommen entlang der Periadriatischen Naht bis in die Westkarawanken und von dort durchgehend in die Karnischen Alpen verfolgen lassen.

Wichtig für paläogeographische Diskussionen ist auch die Tatsache, daß in den Karawanken von Norden vermehrt metamorphe Aufarbeitungsprodukte in das Becken geschüttet wurden. Dies könnte eventuell auch für die Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen zutreffen, zumal die an Schwermineralen metamorpher Herkunft (Granat, Epidot) reichen Sedimente besonders am Nordrand der Karnischen Alpen auftreten. Diesbezüglich müssen jedoch noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

3. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Ostalpen

Spät- bis postvariszische Oberkarbonsedimente sind aus den Ostalpen nur von wenigen Stellen innerhalb der oberostalpinen Deckeneinheit bekannt (Gurktaler Decke, Steinacher Decke). Es sind durchwegs terrestrische Sedimentabfolgen in Graufazies. Die besten Einblicke bieten die Aufschlüsse der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke. Die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke sind dagegen relativ schlecht aufgeschlossen.

3.1. Stangnock-Formation (NW-Rand der Gurktaler Decke)

Dieses schon lange bekannte Oberkarbonvorkommen, in der Literatur meist als „Stangalmkarbon" (TOLLMANN, 1977), auch als „Oberkarbon der Stangalpe" (in KUEHN, 1963), „Karbon der Stangalpe" (REDLICH, 1903; JONGMANS, 1938a,b; TENCHOV, 1978a, 1980), „Königstuhlkarbon" und „Turracher Karbon" (STOWASSER, 1956; FRIMMEL, 1986a,b) bezeichnet.

Im Zuge einer detaillierten Neubearbeitung hat der Verfasser die Oberkarbonabfolge am NW-Rand der Gurktaler Decke als „Stangnock-Formation" neu definiert (siehe KRAINER, 1989a,b). Im folgenden Abschnitt wird ein kurzer Überblick über die fazielle Entwicklung der Stangnock-Formation gegeben, bezüglich Details wird auf die beiden zitierten Arbeiten verwiesen.

3.1.1. Fazielle Entwicklung

Die über 400 m mächtige Abfolge läßt sich grob in 3 Serien gliedern:

3.1.1.1. Basisserie

Es ist eine mehrere Zehnermeter mächtige Abfolge aus polymikten, schlecht sortierten und schlecht gerundeten Grobkonglomeraten mit dm-großen Geröllen an der Basis und kontinuierlicher Korngrößenabnahme bei gleichzeitiger Zunahme des Quarzgehaltes nach oben. Eingeschaltet sind geringmächtige, lateral rasch auskeilende, grobkörnige Sandsteine. Die polymikten Konglomerate sind reich an Orthogneisgeröllen (bezüglich Petrographie und Geochronologie auffallend ähnlich den Bundschuh-Orthogneisen der Priedröf-Serie des unterlagernden Kristallins, FRIMMEL, 1986a,b), untergeordnet Paragneis-, Glimmerschiefer-, Phyllit-, Quarz- und Quarzitgerölle. Die zwischengeschalteten Sandsteine sind unreife, schlecht sortierte, angulare bis subangulare feldspatführende lithische Arenite, deren Komponenten fast ausschließlich von aufgearbeiteten metamorphen Gesteinen (Gneise und Glimmerschiefer) abzuleiten sind. Darauf weist auch das Schwermineralspektrum mit reichlich Apatit sowie Zirkon, Turmalin, Rutil und vereinzelt Granat und Titanit hin.

Im Bereich des Steinbachsattels hat es den Anschein, als ob diese grobklastischen, als proximale fluviatile Ablagerungen gedeuteten, Sedimente direkt dem mittelostalpinen Altkristallin auflagern, was entsprechende deckentektonische Konsequenzen zur Folge hätte (siehe auch Diskussion in FRIMMEL, 1986a,b und KRAINER, 1989a).

3.1.1.2. Hauptserie

Die Basisserie geht allmählich in die rund 300 m mächtige Hauptserie über, die sich aus mehreren, jeweils einige Zehnermeter mächtigen fining-upward-Megasequenzen zusammensetzt (Abb. 13).

Die einzelnen Megasequenzen bestehen entweder fast ausschließlich aus konglomeratischen Lithofaziestypen („Konglomeratfazies") oder aus einer Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen („Konglomerat-Sandsteinfazies"). Die Megazyklen setzen jeweils erosiv mit Konglomeraten ein, am Top sind häufig dm- bis m-mächtige Siltstein- und Tonschieferhorizonte entwickelt, die sich lateral oft über mehr als 100 m verfolgen lassen, an vielen Stellen gut erhaltene fossile Pflanzenreste enthalten und selten mit dünnen Anthrazitkohlelagen vergesellschaftet sind. Die Entstehung dieser Megazyklen wird auf synsedimentäre tektonische Bewegungen zurückgeführt.

An konglomeratischen Lithofaziestypen können massige bzw. ungeschichtete, trogförmig schräggeschichtete und planar schräggeschichtete Quarzkonglomerate auseinandergehalten werden (Abb. 13).

Sandige Lithofaziestypen zeigen folgende Sedimentstrukturen: Großdimensionale trogförmige und planare Schrägschichtung, kleindimensionale trogförmige und

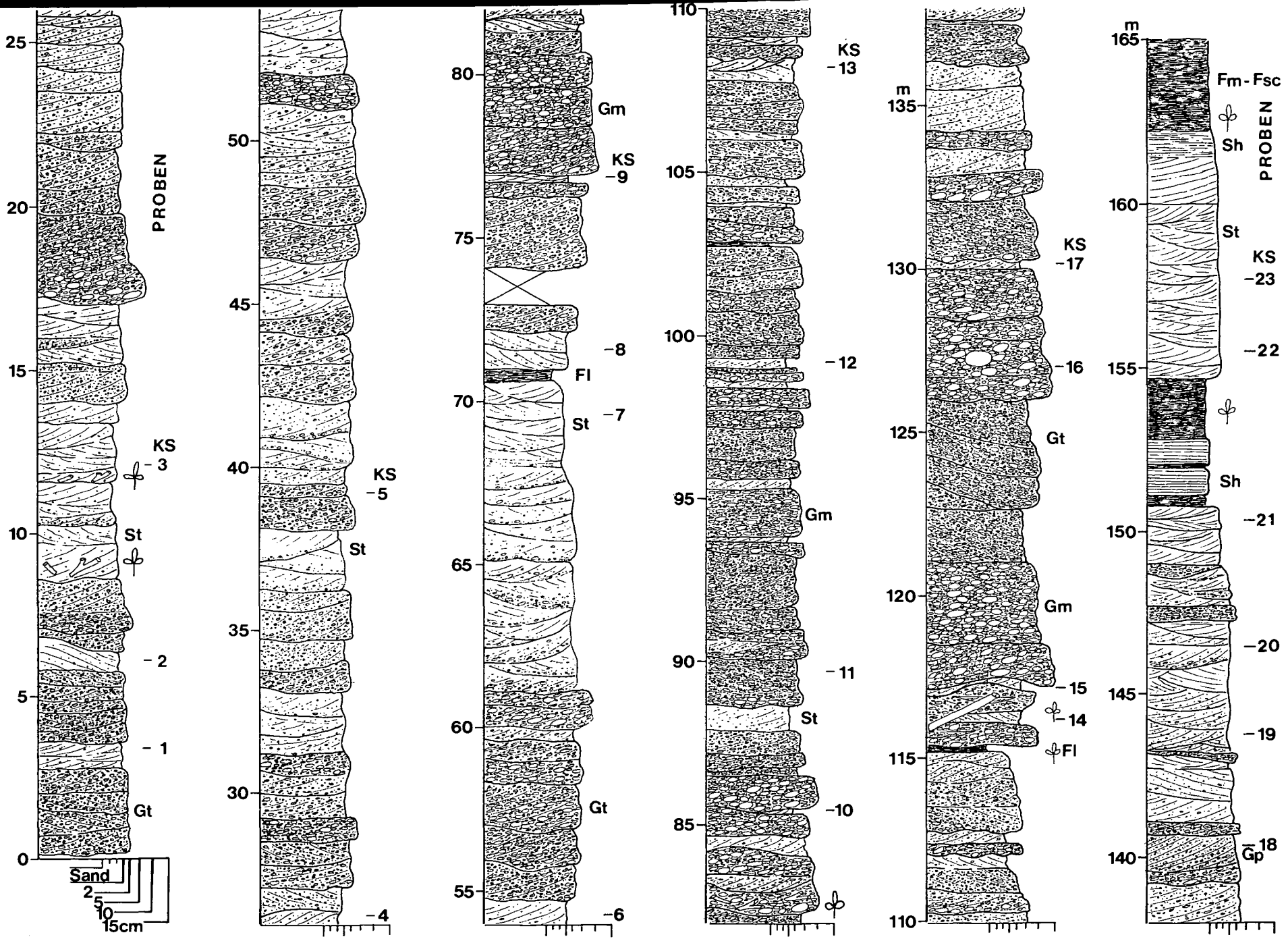


Abb. 13.
Profil durch die fluviatile Stangnock-Formation (tieferer Teil der Hauptserie) nordöstlich des Königstuhls (aus KRAINER, 1989b, Abb. 12).
Gm = ungeschichtete bis leicht horizontalgeschichtete Konglomerate; Gt = trogförmig schräggeschichtete Konglomerate; Gp = planar schräggeschichtete Konglomerate; St = trogförmig schräggeschichtete Sandsteine; Sh = horizontalgeschichtete Sandsteine; Fl = laminierte; Fm-Fsc = ungeschichtete bis undeutlich laminierte, siltig-tonige Überflutungssedimente, häufig fossile Pflanzenreste enthaltend.

planare Schrägschichtung, flach geneigte Schrägschichtung, Kleinrippeln mit Rippelschrägschichtung, Horizontalschichtung und synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen).

Die siltig-tonigen Lithofaziestypen sind durch fein laminierte Siltsteine, undeutlich laminierte bis massige, teilweise siltige Tonschiefer und cm- bis dm-mächtige Anthrazitkohlelagen vertreten.

Diese Lithofaziestypen bilden großdimensionale konglomeratische Barren und Rinnenfüllungen, kleindimensionale sandige Rinnenfüllungen und Barren, sowie laterale Anlagerungsformen, entstanden durch seitliche Rinnenverlagerung in Flußkrümmungen. Bei den siltig-tonigen Lithofaziestypen handelt es sich um Überflutungssedimente und lokale Moor-Sumpfbildungen in Totarmen.

Die fast ausschließlich aus Konglomeraten („Konglomeratfazies") aufgebauten Megazyklen bestehen aus konglomeratischen Barren und Rinnenfüllungen eines kiesdominierten verzweigten Flußsystems.

Die Konglomerat-Sandsteinfazies bildet teilweise charakteristische „Point-Bar-Sequenzen" eines stärker gekrümmten (mäandrierenden) Flußsystems.

Im Stillwasserbereich, abseits der aktiven Gerinne (Überflutungsebenen, Totarme, inaktive Rinnen) konnte sich teilweise eine autochthone Sumpfvegetation entwickeln, angezeigt durch autochthone „Stigmarienhorizonte", die im ehemaligen Kohlebergbau zu beobachten waren (SCHWINNER, 1938). Diese Sumpfvegetation führte auch zur Entstehung kleinräumiger Torflagen, die heute als Anthrazitkohleflöze vorliegen.

Die Konglomerate bestehen zu über 90 % aus Quarzgeröllen, untergeordnet sind Lydit-, Kieselschiefer-, Gneis-, Phyllit- und Quarzitgerölle enthalten. Die Korngröße liegt meist unter 10 cm, selten bis knapp über 20 cm. Die Konglomerate zeigen häufig eine bimodale Korngrößenverteilung, sind meist locker gepackt und haben einen hohen Anteil an sandiger Grundmasse. Die Sortierung ist mäßig gut bis schlecht, die Komponenten sind überwiegend subgerundet, teilweise auch gerundet.

Die Sandsteine sind als mäßig sortierte, subangulare lithische Arenite bis Sublitharenite und Wacken (hoher Matrixanteil) zu bezeichnen, wobei ein bedeutender Anteil der Matrix auf diagenetische Prozesse (Abbau detritischer Feldspäte, Glimmer und phyllitischer Gesteinsbruchstücke) zurückzuführen ist. Das Schwermineralspektrum setzt sich im wesentlichen aus Zirkon und Turmalin neben Apatit und Rutil zusammen.

3.1.1.3. Hangendserie

Diese setzt mit einer stärker polymikten Konglomeratschüttung ein und ist aus denselben Lithofaziestypen aufgebaut wie die Hauptserie. Charakteristisch sind die ausgeprägten fining-upward-Sequenzen, die an der Basis mit Konglomeraten einsetzen und am Top mit teilweise mächtigen, siltig-tonigen Überflutungssedimenten enden. Es sind typische „Point-Bar-Sequenzen" eines stark gekrümmten (mäandrierenden) Flußsystems.

Die Konglomerate zeigen ein bunteres Geröllspektrum, enthalten im Vergleich zur Hauptserie mehr phyllitische Gerölle sowie Kieselschiefer- und Quarzitgerölle, die alle aus dem Altpaläozoikum der Gurktaler Decke zu beziehen sind. Die Sandsteine sind durch einen hohen Matrixanteil charakterisiert (lithische Wacken), auffallend ist auch der erhöhte Gehalt an monokristallinen Quarzen, die teilweise eindeutig als Porphyrquarze identifiziert werden konnten. Vereinzelt sind auch rhyolithische vulkanische Gesteinsbruchstücke enthalten, ein Hinweis auf Aufarbeitung saurer Vulkanite. Das Schwermineralspektrum ist ähnlich wie in der Hauptserie zusammengesetzt.

Die Stangnock-Formation umfaßt typische Molassesedimente eines intramontanen Beckens, wobei die Schüttungsrichtungen einen nach Osten gerichteten Trend aufweisen, woraus auf ein ungefähr E–W-gerichtetes Becken geschlossen werden kann.

Mit einer scharfen lithologischen Grenze wird die Stangnock-Formation von der Werchzirm-Formation überlagert. Diese scharfe Grenze äußert sich in einem markanten faziellen Umschwung, einem Farbumschlag von grau zu rot sowie in einer signifikanten Änderung der Zusammensetzung der Sedimente.

Die Werchzirm-Formation setzt sich aus Tonschiefern mit eingeschalteten sandigen und konglomeratischen Schichtflut- und Murschuttsedimenten zusammen, die einen hohen Anteil an siltig-sandigen Resedimenten und Karbonatgeröllen aufweisen. Auch Phyllitgerölle sind recht häufig. Die Sedimente sind bereits unter semiariden klimatischen Bedingungen entstanden (Details in KRAINER, 1987).

3.1.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung

Fossile Pflanzenreste sind aus den Oberkarbonsedimenten am NW-Rand der Gurktaler Decke schon lange bekannt, die erste umfassende paläobotanische Bearbeitung der darin enthaltenen fossilen Pflanzenreste geht auf JONGMANS (1938a) zurück. Zuletzt haben sich TENCHOV (1978a,b, 1980) und FRITZ & BOERSMA (1983a, 1984d) mit der Paläoflora befaßt, der letzte Kenntnisstand ist in FRITZ, BOERSMA & KRAINER (1990) zusammengefaßt.

Auch hier erwies sich die Zusammenarbeit mit Prof. FRITZ (Klagenfurt) als äußerst wertvoll, konnten doch durch profilmäßige Aufsammlungen, die bislang nicht erfolgt sind, wesentliche stratigraphische Erkenntnisse, ähnlich wie im Oberkarbon der Karnischen Alpen, gewonnen werden.

Insgesamt sind aus der Stangnock-Formation 72 Taxa bekannt (16 Equisetophyta, 13 Lycophyta, 39 Pteridophyta, Pteridospermae und Pteridophylla, 2 Cordaitospermae und 2 Coniferae) bekannt. Davon sind bis auf 10 Formen auch alle aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen nachgewiesen (siehe FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990). Die Flora enthält folgende stratigraphisch wichtige Formen: *Alethopteris bohemica, Aphlebia elongata, Callipteridium gigas, C. pteridium, Callipteris* cf. *conferta, Dicranophyllum gallicum, Neuropteris cordata, N. scheuchzeri, Odontopteris alpina, O. brardii, O. minor, Pachytesta gigantea, Pecopteris arborescens, P. candolleana, P. feminaeformis, P. schlotheimii, Pseudomariopteris busquetii, Sigillaria brardii, Sphenophyllum alatifolium, Sp. angustifolium, Sp. longifolium, Sp. oblongifolium, Sp. thonii* var. *minor* und *Taeniopteris jejunata.*

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß sich auch innerhalb der Stangnock-Formation die fossile Makroflora von der Basis zum Top ändert, und es konnten ebenso wie in der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (Karnische Alpen) alle stefanischen Makroflo-

ren-Zonen (WAGNER, 1984) nachgewiesen werden (siehe Abb. 39 sowie FRITZ 1991, FRITZ & KRAINER, 1992):

- ***Odontopteris cantabrica*-Zone (Cantabrium)**
  ist durch die Floren Brunnachhöhe und Turrach 1 (basaler Teil der Stangnock-Formation) mit *Neuropteris scheuchzeri* neben *Sphenophyllum oblongifolium* und *Linopteris neuropteroides* belegt.
- ***Lobatopteris lamuriana*-Zone (Barruelium)**
  wird durch die umfangreiche Flora Königstuhl 31a repräsentiert (tieferer Teil der Stangnock-Formation), die als wichtige Leitformen neben *Sphenophyllum oblongifolium, Alethopteris bohemica, Callipteridium pteridium* und *Odontopteris* auch *Pecopteris feminaeformis* sowie reichlich *Linopteris neuropteroides* enthält.
- ***Alethopteris zeilleri*-Zone (Stefan B)**
  wird durch die Flora Turrach 5 (tieferer Teil der Stangnock-Formation) mit *Sphenophyllum thonii* var. *minor* angezeigt.
- ***Sphenophyllum oblongifolium*-Zone (Stefan A)**
  wird charakterisiert durch die Floren Reißeck und Königstuhl 25a mit der leitenden Form *Sphenophyllum angustifolium* und umfaßt vermutlich den mittleren und höheren Teil der Stangnock-Formation.
- ***Callipteris conferta*-Zone**
  (oberstes Stefan A/Autun)
  mit *Callipteris* cf. *conferta* umfaßt den obersten Abschnitt der Stangnock-Formation (Flora Stangnock-Südostgrat 1) und die darüberfolgende Werchzirm-Formation mit den Floren Ulrichsberg, Christophberg und Wunderstätten (Mittelkärnten).

Eine genauere Abgrenzung der einzelnen Makrofloren-Zonen ist noch schwierig, da bisher nicht von allen Fundpunkten mit bekannter Position innerhalb der Abfolge stratigraphisch wichtige Leitformen bekannt und noch nicht alle Fundpunkte vollständig untersucht sind. Durch weitere systematische Aufsammlungen sollen jedoch die einzelnen Makrofloren-Zonen und deren Abgrenzung besser herausgearbeitet werden.

3.2. Oberkarbon der Steinacher Decke

Die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke lagern dem vermutlich altpaläozoischen „Steinacher Quarzphyllit", einem überwiegend retrograd metamorph überprägten Kristallinkomplex, auf.

Die direkte Auflagerung ist allerdings nicht aufgeschlossen. Auch innerhalb der Oberkarbonsedimente sind die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht. Nur an wenigen Stellen sind kleine Profilausschnitte, die einen Eindruck von der faziellen Entwicklung vermitteln, aufgeschlossen.

Ein Teil der Oberkarbonsedimente ist ebenso wie die darüberfolgende permische (und jüngere) Serie bereits der Erosion zum Opfer gefallen, sodaß über die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Oberkarbonabfolge keine Aussagen getroffen werden können.

3.2.1. Fazielle Entwicklung

Die Sedimente sind generell der Stangnock-Formation sehr ähnlich (siehe KRAINER, 1990a). Die Abfolge setzt sich aus ungeschichteten, undeutlich horizontalgeschichteten und trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten, trogförmig und planar schräggeschichteten Sandsteinen, horizontalgeschichteten Sandsteinen, geringmächtigen Siltsteinen, siltigen Tonschiefern und Anthrazitkohleflözen zusammen. Im ehemaligen Kohlebergbau erreichten die Anthrazitflöze eine Mächtigkeit von knapp 2 m („Friedrichflöz"; SCHMIDEGG, 1949).

Die Lithofaziestypen verteilen sich auf diverse Rinnenfüllungen, Barren und Überflutungssedimente. Der fluviatile Charakter der Sedimente steht außer Zweifel, vermutlich handelt es sich um Sedimente eines verzweigten bis stärker gekrümmten Flußsystems.

Auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zeigen die Sedimente keinen wesentlichen Unterschied zur Stangnock-Formation (Details in KRAINER, 1990a).

Die Sedimente sind ebenfalls als Ablagerungen eines intramontanen Beckens aufzufassen, die möglicherweise im selben Beckensystem abgelagert wurden wie die Stangnock-Formation (KRAINER, 1990a).

3.2.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung

Die innerhalb der Oberkarbonabfolge der Steinacher Decke in feinkörnigen Sedimenten enthaltene fossile Flora wurde zuletzt von JONGMANS (1938b) untersucht. Die erste umfangreiche paläobotanische Bearbeitung des fossilen Pflanzenmaterials geht auf KERNER (1897) zurück.

Die von JONGMANS (1938b) veröffentlichte Florenliste enthält 32 Taxa, darunter befinden sich auch stratigraphisch wichtige Leitformen, vor allem *Neuropteris scheuchzeri* und *Sphenophyllum oblongifolium*. Das Auftreten von *Neuropteris scheuchzeri* endet an der Grenze *cantabrica/lamuriana*-Zone, *Sphenophyllum oblongifolium* setzt dagegen mit der *cantabrica*-Zone ein (WAGNER, 1984), sodaß die Flora oder zumindest ein Teil der Flora der *Odontopteris cantabrica*-Zone (Cantabrium) zugeordnet werden kann.

Hier muß angemerkt werden, daß die fossile Flora von mehreren Fundpunkten stammt, deren Position innerhalb der Abfolge nicht bekannt ist. Das Auftreten weiterer wichtiger Formen wie *Pecopteris arborescens, Pecopteris hemitelioides, Sigillaria brardii* und *Sphenophyllum emarginatum* weisen darauf hin, daß möglicherweise auch die *Lobatopteris lamuriana*-Zone (Barruelium) vorhanden ist, sodaß die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke stratigraphisch dem tiefsten Stefan (Cantabrium und ?Barruelium) zuzuordnen sind.

4. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Südalpen

Im Anschluß an die variszische Orogenese, die in den Karnischen Alpen und Karawanken im höheren Westfal ablief, kam es durch synsedimentäre Bruchtektonik zur Herausbildung einzelner, WNW–ESE-orientierter Becken (VENTURINI, 1982), die eine Verbindung mit dem offenen Meer hatten und mit mächtigen, überwiegend flachmarinen Schelfsedimenten in Form der oberkarbonen Bombaso-Formation und Auernig Gruppe sowie der permischen Rattendorfer und Trogkofel-Gruppe aufsedimentiert wurden.

Die ersten wichtigen Arbeiten über das „Oberkarbon der Karnischen Alpen" stammen von FRECH (1894), GEYER (1896), SCHELLWIEN (1892, 1898) und STACHE (1872, 1874), die grundlegenden Arbeiten die Auernigschichten betreffend gehen auf KAHLER (1930, 1947, 1962), KAHLER, HERITSCH & METZ (1933), HERITSCH (1933, 1939), KAHLER & PREY (1963), METZ (1936) und SELLI (1963a,b) zurück.

Den Begriff „Auernigschichten" erwähnt erstmals FRECH (1899). HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) faßten unter Auernigschichten jenen Sedimentstapel aus Schiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalken zusammen, die

„ ... von der Transgressionsfläche bis zu den Kalken der Rattendorfer Schichten ... "

reichen. Die Auernigschichten wurden in 5 Schichtgruppen untergliedert, nämlich untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe (siehe auch KAHLER & METZ, in KUEHN 1962, S. 34–35), wobei ursprünglich die Transgressionsbildungen an der Basis in die Auernigschichten miteinbezogen waren (in die untere kalkarme Schichtgruppe). SELLI (1963a,b) hat für diese Schichtgruppen folgende Begriffe geprägt: Meledis, Pizzul, Corona, Auernig und Carnizza-Formation, die zur Auernig-Gruppe zusammengefaßt werden.

In der Folge haben KAHLER & PREY (1963) die auffallenden Transgressionsbildungen an der Basis der Auernigschichten von diesen abgegrenzt. Für diese Basisbildungen haben FENNINGER et al. (1971) den Begriff Waidegger Gruppe eingeführt, benannt nach der darin enthaltenen, erstmals von der Umgebung der Waidegger Alm von METZ (1936) beschriebenen, reichhaltigen „Waidegger Fauna". Allerdings wurde die Waidegger Gruppe nie genau definiert und gegen die darüberfolgende untere kalkarme Schichtgruppe abgegrenzt, was zu einer gewissen Verwirrung geführt hat. Denn die „Waidegger Fauna" liegt bereits in Schiefern der basalen unteren kalkarmen Schichtgruppe und nicht in den eigentlichen „Transgressionsbildungen", die teilweise auch als „Waidegger-Formation" bezeichnet werden. VENTURINI (1989) hat diese „Transgressionsbildungen" an der Basis der Auernigschichten neu definiert und dafür den Begriff Bombaso-Formation geprägt (benannt nach dem Rio Bombaso = Bombaschbach südlich des Naßfeldes). Die Bombaso-Formation wird von VENTURINI (1989, 1990a,c) nicht zur Auernig Gruppe gerechnet.

Die biostratigraphische Einstufung und Untergliederung der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe beruht in erster Linie auf Fusuliniden (Zusammenfassung in KAHLER, 1983, 1985, 1989), auch Trilobiten und Brachiopoden spielen eine gewisse Rolle (GAURI, 1965; HAHN & HAHN, 1987; HAHN et al., 1989). In den letzten Jahren erlangten Makropflanzenreste eine zunehmende stratigraphische Bedeutung, vor allem in Hinblick auf eine biostratigraphische Korrelation mit dem kontinentalen Oberkarbon des Oberostalpins (Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990).

Sedimentologische Daten über die Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe sind in den Arbeiten von BOECKELMANN (1985), BUTTERSACK & BOECKELMANN (1984), FLÜGEL & KRAINER (1991), KRAINER (1990b-g) und VENTURINI (1990a,c) enthalten.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe liegt in den zentralen Karnischen Alpen, zwischen dem Zollnersee im Westen und der Kronalpe im Osten, beiderseits der Staatsgrenze (Abb. 14).

Basierend auf der Fusulinidenstratigraphie (KAHLER, 1983, 1985, 1986, 1989; PASINI, 1963, 1990) ist die Bombaso-Formation in das obere Mjatchkovium (oberster Teil der Moskauer Stufe) zu stellen, reicht aber örtlich höher hinauf (VENTURINI, 1990a,c), die Meledis-Formation (?und tiefere Pizzul-Formation) sind dem Kasimovium, (höhere) Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation dem Gzhelium zuzuordnen. Die genaue Position der Karbon/Perm-Grenze ist bislang nicht bekannt, liegt möglicherweise innerhalb des Unteren Pseudoschwagerinenkalks (Rattendorfer Gruppe), nach PASINI (1990) innerhalb der obersten Auernig-Formation.

Die Bombaso-Formation ist meist nur wenige Zehnermeter, lokal bis über 200 m mächtig, die Auernig-Gruppe erreicht eine maximale Mächtigkeit von rund 1200 m, ist aber stellenweise nur 120 m mächtig.

4.1. Bombaso-Formation

Nach der Begriffsfassung von VENTURINI (1989, 1990a,c) setzt sich die Bombaso-Formation (Waidegg-Formation) aus dem Pramollo-Member und dem Malinfier-Horizont zusammen. Die Übergänge sind allmählich, auch die Grenze zur überlagernden Meledis-Formation ist unscharf. Häufig finden sich in der basalen Meledis-Formation Einschaltungen vom Malinfier-Horizont oder Pramollo-Member (Verzahnung).

Das Pramollo-Member ist charakterisiert durch Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer, wobei die grobklastischen Sedimente überwiegend aus Kieselschieferkomponenten, untergeordnet auch aus vulkanischen Komponenten zusammengesetzt sind.

Der Malinfier-Horizont ist dagegen grobkörnig, meist konglomeratisch ausgebildet und besteht überwiegend aus diversen Karbonatgeröllen des variszischen Untergrundes.

Die Bombaso-Formation wird in das obere Moskovium (Mjatchkovium) gestellt, die Grenze Bombaso-Formation/Meledis-Formation fällt zeitlich in den Grenzbereich Moskovium/Kasimovium, z.T. kann die Bombaso-Formation auch höher hinaufreichen (VENTURINI, 1990a,c).

Trilobitenfunde in feinklastischen Sedimenten im Bereich der Waidegger Alm und Zollner Alm, die unmittel-

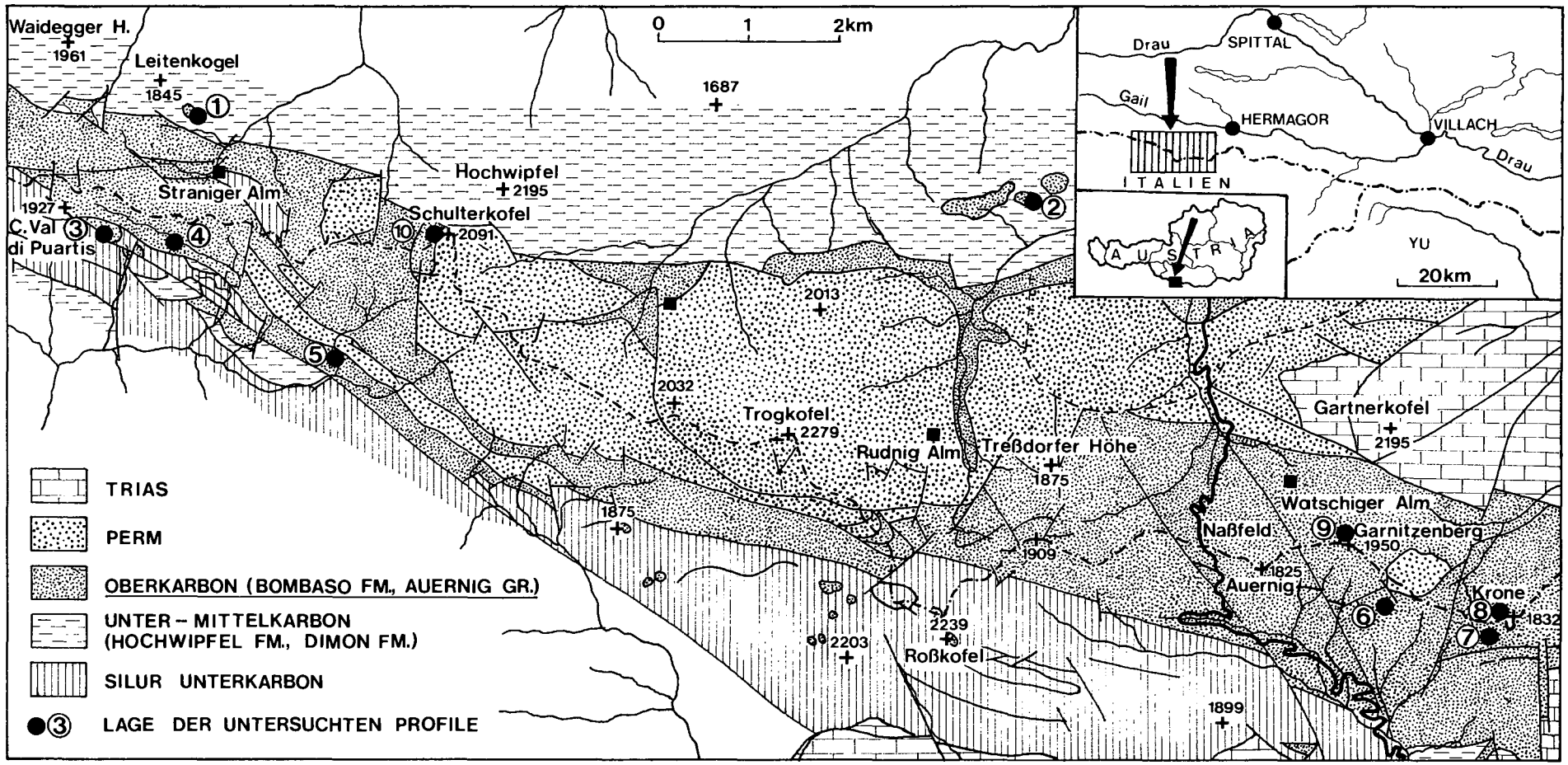


Abb. 14.
Geologische Übersichtskarte der zentralen Karnischen Alpen zwischen Zollnersee und Krone (vereinfacht nach VENTURINI, 1990b) mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe sowie Lage der untersuchten Profile.
1 = Leitenkogel; 2 = Tomritsch-Rücken; 3 = Cima Val di Puartis; 4 = Rio Malinfier (jeweils Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation); 5 = Rio Cordin (Meledis-Formation); 6 = Rio Tratte (Pizzul-Formation); 7 = Ofenalm (oberste Pizzul-Formation und Corona-Formation); 8 = Krone (obere Corona-Formation und untere Auernig-Formation); 9 = Garnitzenberg (oberste Corona-Formation; Auernig- und Carnizza-Formation); 10 = Schulterkofel West (Carnizza-Formation mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerinenkalk).

bar über den grobklastischen Basisbildungen der Bombaso-Formation liegen und der basalen Meledis-Formation zuzuordnen sind, weisen auf den Grenzbereich Mjatchkovium/Kasimovium bzw. unteres Kasimovium (HAHN & HAHN, 1987; HAHN, HAHN & SCHNEIDER, 1989). Dies steht im Einklang mit der von KAHLER (1986a,b) aus Kalkbänken der unteren Meledis-Formation im Bereich der Waidegger Alm und des Zollnersees nachgewiesenen *Protriticites*-Fauna des Kasimovium A_1 bzw. einer *Fusulinella-Fusulina-Quasifusulinoides*-Fauna des untersten Kasimovium (C_3A_1) aus siltigen Sedimenten in der Nähe des Fundpunktes der von METZ (1936) und GAURI (1965) beschriebenen „Waidegger Fauna" sowie einer Fusulinidenfauna des oberen Mjatchkovium aus der Umgebung der Dr. Steinwender-Hütte westlich des Zollnersees.

Die Bombaso-Formation, die an vielen Stellen aufgeschlossen ist (vgl. geol. Karte, VENTURINI, 1990b), soll von folgenden Lokalitäten näher beschrieben werden: Leitenkogel (NW Straniger Alm), östlich Cima Val di Puartis und Rio Malinfier (Marchbach; südlich Straniger Alm) und Tomritsch-Rücken.

4.1.1. Profil Leitenkogel

Am Ostabhang des Leitenkogels (NW Straniger Alm) ist zwischen 1700 und 1750 m SH ein isoliertes Vorkommen der Bombaso-Formation und basalen Meledis-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 70 m aufgeschlossen. Dieses Vorkommen haben erstmals FENNINGER et al. (1976) kurz beschrieben. Die Abfolge ist zwar leicht gestört, bietet aber einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der Bombaso- und basalen Meledis-Formation (Abb. 15).

Der Transgressionskontakt ist in ca. 1700 m SH aufgeschlossen. Mit einer deutlichen Winkeldiskordanz folgen über Schiefern und Siltsteinen der Hochwipfel-Formation (110/75N) grobkörnige Mudflows der Bombaso-Formation (140/90).

4.1.1.1. Lithofazies

Die rund 50 m mächtige Bombaso-Formation, hier als Pramollo-Member ausgebildet, setzt sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammen:

- Mudflows und Debris flows
- Konglomerate und Breccien
- Unreife Sandsteine
- Siltsteine-Tonschiefer

Mudflows („Geröllschiefer" bei FENNINGER et al., 1976) und Debris flows: Die Hochwipfel-Formation weist an der Oberfläche ein leichtes Relief auf und wird zunächst von einem rund 2 m mächtigen, sehr grobkörnigen Mudflow mit einzelnen Geröllen bis gut 1 m Durchmesser überlagert. Die darüberfolgenden Mudflows – einzelne Schüttungsereignisse sind meist nicht voneinander abgrenzbar – zeigen meist Korngrößen bis zu max. rund 20 cm, in einzelnen Lagen bis 60 cm. Die unterschiedlich gerundeten Gerölle (eckig bis gerundet) „schwimmen" in einer siltig-sandigen, teilweise auch stärker tonigen Grundmasse (matrixgestütztes Gefüge),

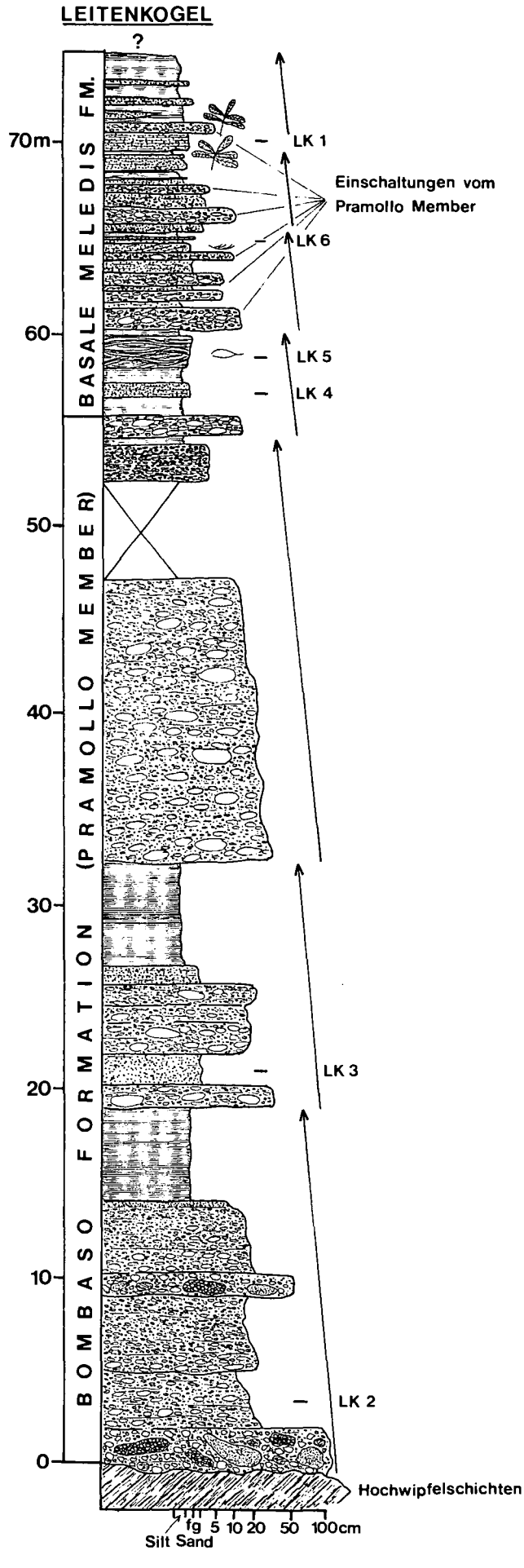


Abb. 15. →
Profil durch die Bombaso-Formation (Pramollo-Member) und basale Meledis-Formation mit Einschaltungen des Pramollo-Members am Ostabhang des Leitenkogels (NW Straniger Alm; Lage siehe Abb. 14).

längliche Gerölle sind vereinzelt schichtungsparallel eingeregelt. Die Sortierung ist extrem schlecht. Im höheren Profilabschnitt sind diese Schüttungen teilweise dichter gepackt (Debris flows) und die Gerölle auch besser gerundet. Nach oben ist innerhalb der Bombaso-Formation eine leichte Abnahme in der Korngröße zu beobachten.

Zwischengeschaltet sind bis etwa 1,5 m mächtige, mürbe, schlecht sortierte, teilweise glimmerreiche Sandsteine mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 1 cm. Sedimentstrukturen sind keine zu beobachten.

Die ebenfalls zwischengeschalteten grauen Siltsteine mit Übergängen zu dunkelgrauen und fast schwarzen Tonschiefern sowie feinkörnigen Sandsteinen werden bis zu mehrere m mächtig, sind teilweise horizontalgeschichtet und führen vereinzelt Crinoidenreste und Brachiopoden (FENNINGER et al., 1976).

Nach oben geht die Bombaso-Formation allmählich in die Meledis-Formation über, der Übergangsbereich ist teilweise tektonisch leicht gestört.

Die basale Meledis-Formation besteht aus einer Wechselfolge von schwarzen, siltigen Tonschiefern mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten, undeutlich horizontalgeschichteten Siltsteinen bis feinkörnigen Sandsteinen, horizontal- und schräggeschichteten fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung, gradierten Feinbreccien (Komponenten max. 2–3 cm), feinkörnigen Mudflows (Komponenten max. 3 cm) sowie max. 1,2 m mächtigen Konglomeraten und Breccien mit Geröllen bis zu 15 cm Durchmesser. Die einzelnen Lithofaziestypen sind teilweise zu kleindimensionalen FU-Sequenzen kombiniert.

Während die Sandsteine sehr quarzreich sind und eine für die Meledis-Formation bzw. für die gesamte Auernig-Gruppe charakteristische Zusammensetzung aufweisen, sind die polymikten Konglomerate und Breccien aufgrund ihrer Zusammensetzung als Einschaltungen des Pramollo-Members in die Meledis-Formation zu betrachten.

4.1.1.2. Sedimentpetrographie

In den grobklastischen, polymikten Schüttungen der Bombaso-Formation finden sich folgende Geröllypen: Schiefer-, Siltstein- und Sandsteingerölle, Lydit- und Kieselschiefergerölle sowie Gerölle aus Lyditbreccien.

Die Sandsteine der Bombaso-Formation sind mäßig dicht gepackt, schlecht bis sehr schlecht sortiert und ungeschichtet (Taf. 7, Fig. 1,2). Der Rundungsgrad der Komponenten bewegt sich in der Regel zwischen angular und subangular, Resedimentkomponenten sind häufig besser gerundet (subgerundet bis gerundet).

Bezüglich ihrer Zusammensetzung handelt es sich um lithische Wacken, bestehend aus mono- und polykristallinen Quarzen, metamorphen Gesteinsbruchstükken aus Quarz und Glimmer, vielen sedimentären Gesteinsbruchstücken (Tonschiefer- und Siltsteinkomponenten sowie Kieselschiefer- und Lyditkomponenten), sehr selten vulkanischen Gesteinsbruchstücken, wenig detritischen, meist schon stärker zersetzten Feldspäten sowie einigen detritischen Glimmern (hpts. Muskowit). Die feinkörnige Matrix besteht überwiegend aus diversen Phyllosilikaten und ist oft schwer von lithischen Komponenten (Tonschieferkomponenten) abzugrenzen. Ein Teil der Grundmasse ist auf diagenetische Prozesse – Zersetzung von detritischen Feldspäten und instabilen lithischen Komponenten – zurückzuführen (Taf. 7, Fig. 1,2).

In der basalen Meledis-Formation ändert sich die Zusammensetzung der Sandsteine schlagartig. Der Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen steigt stark an, während sedimentäre Gesteinsbruchstücke nur mehr als einzelne Körner in Erscheinung treten. Der Matrixanteil ist ebenfalls geringer, während der Anteil an detritischen Glimmern bis zu 10 % betragen kann. Die Sandsteine sind zementiert, zum einen durch Karbonatzement, zum anderen durch Quarzzement. Die einzelnen Quarzkomponenten sind meist stark miteinander verwachsen, und zwar als Folge der Bildung sekundärer Quarzanwachssäume, die allerdings im Schliff aufgrund des Fehlens schmutziger Tonhäutchen um die detritischen Quarzkörner nur selten als solche erkennbar sind.

Die Konglomerat- und Breccieneinschaltungen der basalen Meledis-Formation zeigen dagegen eine polymikte, für das Pramollo-Member typische Zusammensetzung. Feinbreccien enthalten geringe Mengen an Porphyrquarzen und vulkanischen Gesteinsbruchstükken.

Zur petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine wird auch auf Abb. 35 und Tab. 5 verwiesen.

4.1.2. Tomritsch-Rücken

Am Tomritsch-Rücken ist die Situation recht ähnlich wie am Ostabfall des Leitenkogels. Auch hier liegt die Bombaso-Formation auf steilgestellten Sedimenten der Hochwipfel-Formation, ist ebenfalls in Form des Pramollo-Members entwickelt und auch aus ähnlichen Lithofaziestypen aufgebaut. Im höheren Teil ist ein Anthrazitkohleflöz eingeschaltet, das zeitweise sogar abgebaut wurde (CANAVAL, 1910). Allerdings sind die Aufschlußverhältnisse schlecht. Nach KAHLER & PREY (1963) erreicht die Bombaso-Formation („Transgressionsbildungen") eine Mächtigkeit von maximal rund 30 m, ist also nicht so mächtig wie im Bereich des Leitenkogels.

4.1.2.1. Fazielle Entwicklung

Abb. 16 zeigt einen Profilausschnitt aus dem oberen Teil der Bombaso-Formation, aufgeschlossen in einem kleinen Graben, direkt neben dem Forstweg, der von der Straße zur Rudnigalm bei der Kehre in 1300 m SH in den Rudniggraben abzweigt, etwa 50 m nach dieser Abzweigung. Die Abfolge besteht aus dunklen Tonschiefern und Siltsteinen, die im unteren Teil, an der bergseitigen Böschung des Forstweges, fossile Pflanzenreste führen (Fundstelle Tomritsch 1,2 bei FRITZ & BOERSMA, 1986a, 1990; siehe auch BERGER, 1960). Eingeschaltet sind in die Tonschiefer und Siltsteine geringmächtige, unreife Sandsteine und feinkörnige, teilweise matrixreiche Konglomerate. Die Zusammensetzung der Sandsteine ist ähnlich jenen vom Leitenkogel, lediglich der Anteil an Kieselschiefer- und Lyditgeröllen sowie an vulkanischen Gesteinsbruchstücken ist im Vergleich zu den Sandsteinen der Bombaso-Formation des Leitenkogels etwas höher (siehe Tab. 5; Details in KRAINER, 1990b,c).

Die basale Meledis-Formation ist rund 300 m nach der Abzweigung des oben erwähnten, in den Rudniggraben führenden Forstweges, rund 20–30 m oberhalb

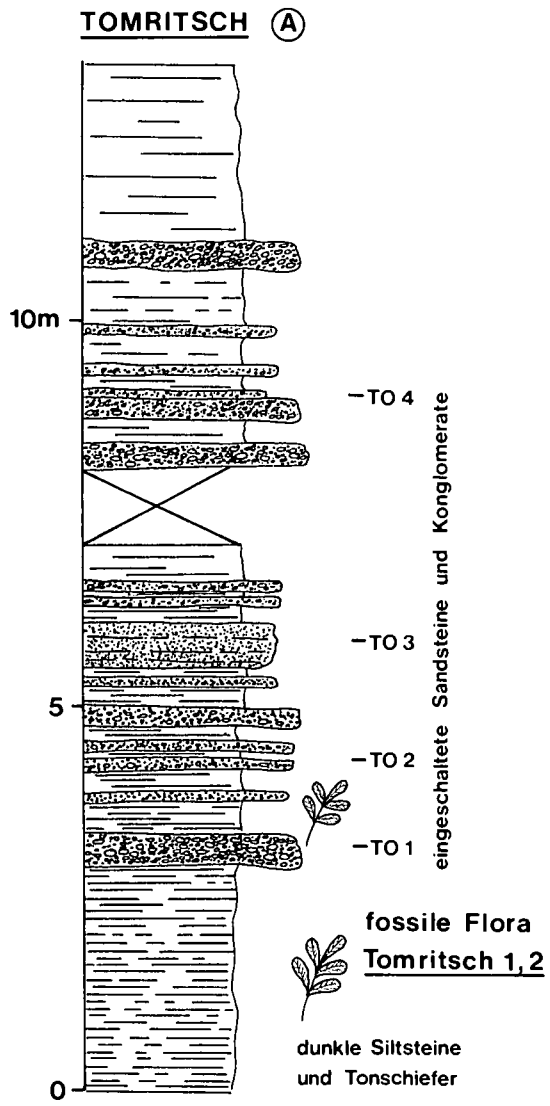


Abb. 16.
Profilausschnitt aus der Bombaso-Formation im Bereich des Tomritsch-Rückens.
Aus KRAINER (1990b); Lage siehe Abb. 14.

des Weges aufgeschlossen. Der Übergangsbereich Bombaso-Formation – Meledis-Formation ist hier nicht aufgeschlossen.

Der untere Teil des Profils durch die basale Meledis-Formation (Abb. 18) besteht aus dunklen Siltsteinen mit

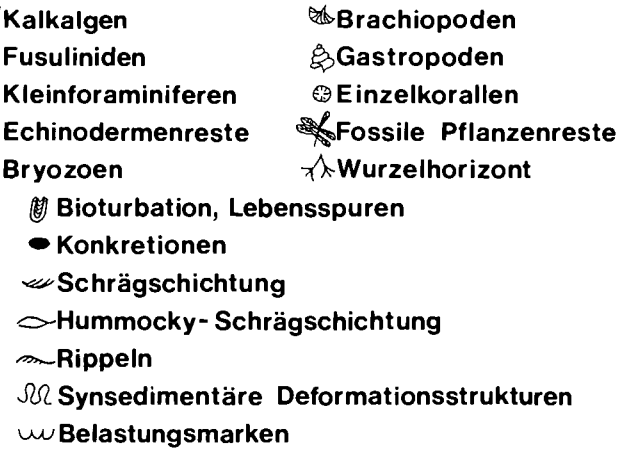


Abb. 17.
Legende zu den Profilen.

Einschaltungen des Pramollo-Members in Form eines Geröllschiefer- und grobkörnigen, feinkonglomeratischen Sandsteinhorizontes mit einer für das Pramollo-Member typischen Zusammensetzung. Weiters sind in diese dunklen Siltsteine eine feinkörnige, karbonatische Sandsteinbank mit flacher Schrägschichtung (Hummocky-Schrägschichtung) sowie dünne, fossilführende Mergellagen und -linsen eingeschaltet. Diese Mergellagen und-linsen sind meist stark bioturbat und führen einen unterschiedlich hohen Anteil an Biogenresten (Brachiopoden, Crinoidenstielglieder, Trilobitenreste, Gastropoden, Bryozoen, Ostrakoden, Foraminiferen und umkristallisierte ?phylloide Algen).

Diese Fazies geht nach oben allmählich in flach schräggeschichtete Sandsteine (Hummocky-Schrägschichtung), teilweise mit synsedimentären Deforma-

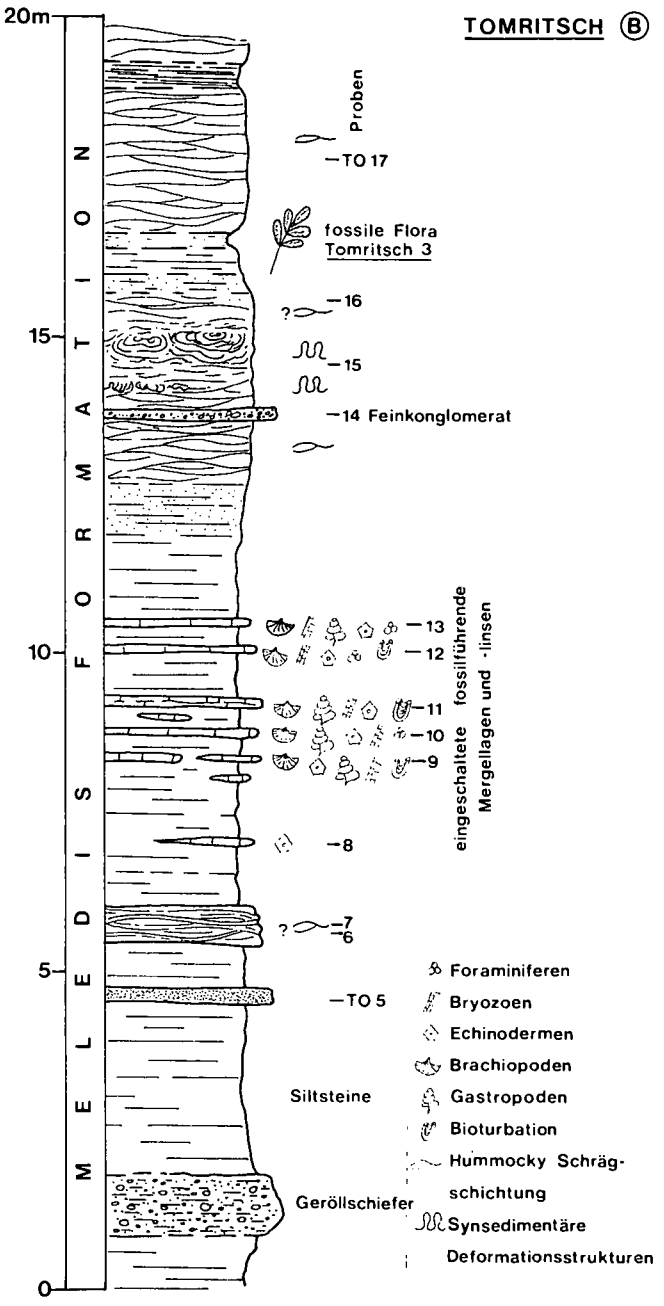


Abb. 18.
Profil durch die basale Meledis-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe) im Bereich des Tomritsch Rückens.
Aus KRAINER (1990b); Lage siehe Abb. 14.

tionsstrukturen, sowie mit einer eingeschalteten dünnen Quarzkonglomeratlage und einem pflanzenfossilführenden Tonschiefer-Siltsteinhorizont (Fundpunkt Tomritsch 3) über, der eine interessante Flora mit rund 20 verschiedenen Taxa enthält.

Die Sandsteine der Meledis-Formation heben sich in ihrer Zusammensetzung wieder deutlich von den Sandsteinen der Bombaso-Formation ab. Sie sind charakterisiert durch den hohen Anteil an mono- und polykristallinem Quarz, während sedimentäre und vulkanische Gesteinsbruchstücke praktisch vollkommen fehlen (siehe Abb. 35 und Tab. 5, nähere Angaben in KRAINER, 1990a,b).

4.1.3. Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier

Die beiden untersuchten Profile liegen auf italienischem Staatsgebiet, SW der Straniger Alm, etwa 250–300 m südlich der Staatsgrenze (Abb. 19).

Das Profil A liegt SE Cima Val di Puartis, an einem Steig in ca. 1750 m SH, das Profil B liegt im Rio Malinfier (Marchbach), direkt neben dem Bach bei einem kleinen Wasserfall in ca. 1590 m SH. Beide Profile (Abb. 19) sind mit rund 10 m aufgeschlossen und zeigen eine sehr ähnliche Entwicklung.

Aufgeschlossen sind in beiden Profilen die Bombaso-Formation in Form geringmächtiger Breccien und Konglomerate (Pramollo-Member und Malinfier-Horizont) sowie die basale Meledis-Formation mit Einschaltungen vom Pramollo-Member.

Die Sedimente liegen diskordant auf dem variszischen Basement (unterdevonische Kalke), im Bereich des Profils B ist durch Conodonten höheres Gedinne nachgewiesen (FENNINGER et al., 1976).

4.1.3.1. Fazielle Ausbildung der beiden Profile

Beide Profile setzen an der Basis mit wenige m mächtigen Breccien ein, die nach oben in bis zu 1 m mächtige Feinkonglomerate und Sandsteine übergehen (Bombaso-Formation). Darüber folgen in beiden Profilen fossilführende dunkle siltige Tonschiefer mit eingeschalteten, bis zu mehrere dm mächtigen Feinkonglomeraten, fossilführenden, karbonatisch zementierten Sandsteinen und grobkörnigen Siltsteinen (im tieferen Profilabschnitt) sowie Algenkalken und Auloporiden-Mounds im höheren Profilabschnitt (basale Meledis-Formation, siehe Abb. 19).

4.1.3.2. Bombaso-Formation

Im Profil A (Abb. 19) besteht die Basisbreccie hauptsächlich aus bis zu mehreren dm großen Kalkgeröllen des unmittelbar darunterliegenden variszischen Basements. Untergeordnet finden sich bis zu etwa 10 cm große Kieselschiefer- und Lyditgerölle. Die Breccie ist sehr schlecht sortiert, die Komponenten sind eckig (angular bis subangular). Die Grundmasse ist sandig, besteht aus mono- und polykristallinen Quarzen, Kieselschiefer- und Lyditkomponenten sowie selten vulkanischen und metamorphen Gesteinsbruchstücken und ist karbonatisch zementiert. Karbonatzement verdrängt randlich Kieselschiefer- und Quarzkomponenten. Entsprechend ihrer petrographischen Zusammensetzung (hauptsächlich Kalkgerölle) ist die Basisbreccie als Malinfier-Horizont sensu VENTURINI (1989) zu bezeichnen.

Im Profil B (Abb. 19) dagegen liegt die ebenfalls sehr schlecht sortierte Basisbreccie als Pramollo-Member vor, besteht hauptsächlich aus aufgearbeiteten angularen bis subangularen Kieselschiefer- und Lyditgeröllen mit Korngrößen von maximal rund 10 cm, Kalkgerölle sind nur untergeordnet enthalten.

Rund 50 m bachabwärts von Profil B ist im Bachbett des Rio Malinfier die Auflagerung der Bombaso-Formation auf unterdevonischen Netzkalken sehr schön aufgeschlossen (FENNINGER et al., 1976). An dieser Stelle folgen über den unterdevonischen Netzkalken des Basements bis über 1 m große Netzkalkblöcke, die in einer dunklen, siltigen Grundmasse schwimmen. Die Mächtigkeit dieser Basisbildung beträgt etwa 2 m, darüber folgen Geröllschiefer mit aufgearbeiteten Kieselschiefer-, Lydit-, Sandstein- und Siltsteingeröllen sowie feinkörnige Sedimente, in die stark tonige Algenkalkbänke und massige Kalke eingeschaltet sind. Aus den obersten Kalken des Geröllschieferhorizontes südlich Grenzstein n-240 (Pkt. 1817) hat KAHLER eine *Triticites*-Fauna bestimmt (FENNINGER et al., 1976).

In beiden Profilen gehen nach oben die Basalbreccien in geringmächtige Feinkonglomerate und Sandsteine über, die ebenfalls schlecht sortiert und schlecht gerundet sind. Lediglich Kiesgerölle zeigen einen besseren Rundungsgrad (meist subgerundet). Außer undeutlicher Horizontalschichtung sind keinerlei Sedimentstrukturen zu beobachten. Die Zusammensetzung ist in beiden Profilen gleich (siehe Tab. 5). Die Sandsteine sind als karbonatisch zementierte lithische Arenite zu bezeichnen. Kieselschiefer- und Lyditkomponenten, teilweise noch mit deutlich erkennbaren Radiolarienumrissen, sowie mono- und polykristalline Quarze sind die weitaus häufigsten Komponenten, untergeordnet finden sich sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Kalkgerölle und Siltsteinfragmente), metamorphe Gesteinsbruchstücke (aus Quarz und Glimmer bestehend), fragliche vulkanische Gesteinsbruchstücke sowie sehr selten einzelne detritische Glimmer und Feldspäte (siehe Taf. 4, Fig. 1). Sehr selten sind auch stark umkristallisierte Fossilreste (Schalenreste, Echinodermenreste) zu beobachten. Die Grundmasse besteht aus Karbonatzement, der randlich diverse Quarzkomponenten verdrängt, vereinzelt sprossen in Kieselschieferkomponenten Karbonatrhomboeder. Diese Feinkonglomerate und Sandsteine sind aufgrund ihrer Zusammensetzung dem Pramollo-Member zuzurechnen.

4.1.3.3. Basale Meledis-Formation

Die siltigen Tonschiefer, in die im tieferen Teil gröberklastische Bänke, im höheren Teil der untersuchten Profile Algenkalke und Auloporiden-Mounds eingeschaltet sind, zeigen durchwegs eine dunkelgraue Farbe, sind im tieferen Profilabschnitt schwach fossilführen (Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste), im höheren Profilabschnitt stärker fossilführend (Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste, Algen, Einzelkorallen, Fusuliniden). Im Profil B (Abb. 19) sind im oberen Profilabschnitt auch Brachiopodenschillagen entwickelt.

Die bis zu rund 50 cm mächtigen eingeschalteten Feinkonglomerat- und Sandsteinlagen zeigen abgesehen vom Fossilinhalt dieselbe Zusammensetzung wie innerhalb der Bombaso-Formation, es handelt sich um

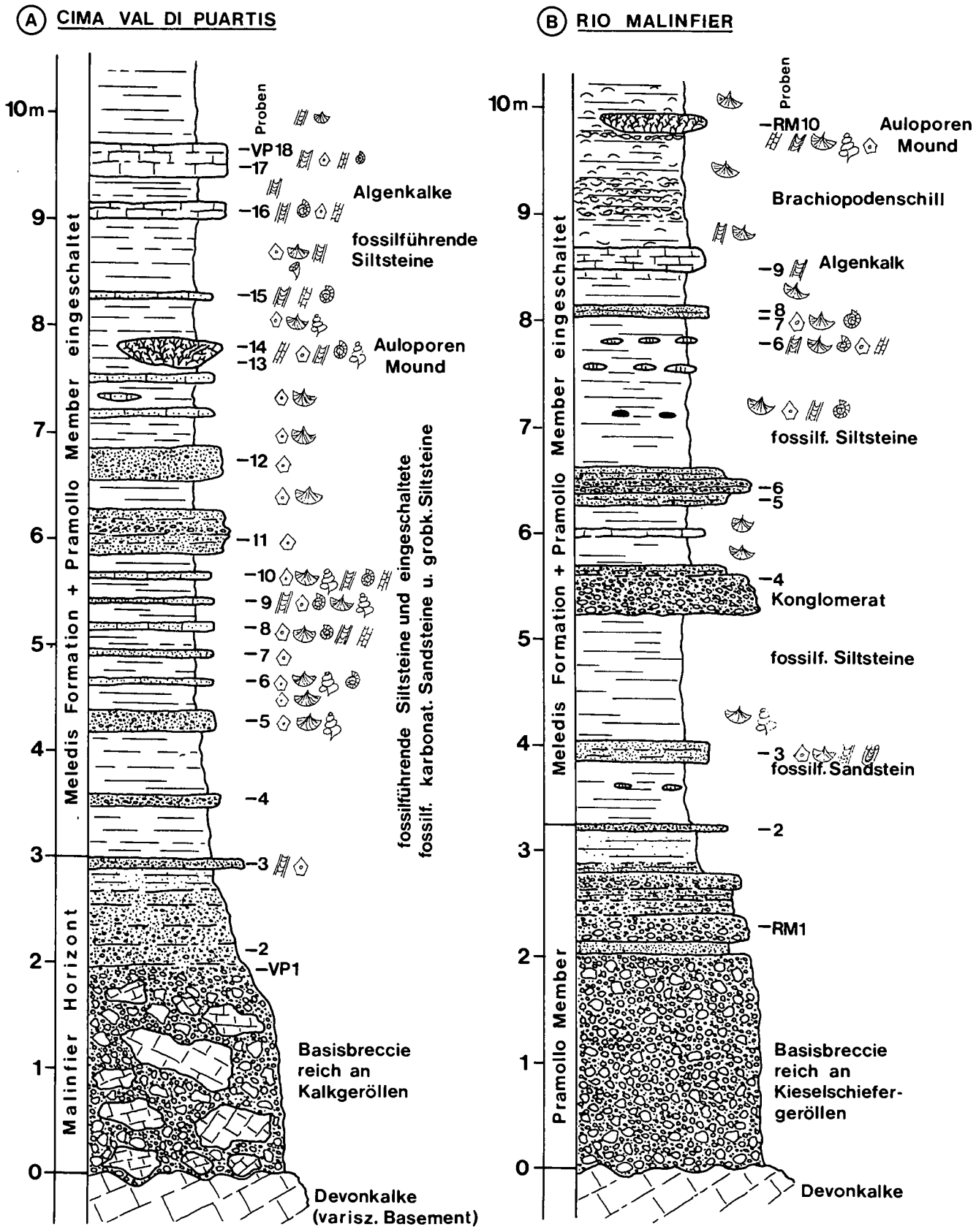


Abb. 19.
Profile durch die Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation östlich Cima Val di Puartis (A) und im Rio Malinfier (B).
Im Profil A liegt die Bombaso-Formation als Malinfier-Horizont vor; im Profil B als Pramollo-Member. In beiden Profilen finden sich in der basalen Meledis-Formation Einschaltungen vom Pramollo-Member (Sandsteine und Konglomerate).
Zur Lage der Profile siehe Abb. 14; Legende in Abb. 17.

Einschaltungen des Pramollo-Members in die basale Meledis-Formation.

Während im Profil A (Abb. 19) keinerlei Sedimentstrukturen zu beobachten sind, zeigen im Profil B (Abb. 19) die Feinkonglomerate gradierte Schichtung und auch die Sandsteine neben normaler und inverser Gradierung auch Horizontalschichtung. Die Sandsteine sind durchwegs karbonatisch zementiert und enthalten auch einige, meist stärker umkristallisierte Biogenreste (v.a. diverse Schalenbruchstücke, Echinodermenreste, Algenreste und Fusuliniden). Vereinzelt ist auch limonitische Grundmasse vorhanden.

Die eingeschalteten grobkörnigen Siltsteinbänke sind meist stark bioturbat und auch stärker fossilführend (Taf. 4, Fig. 3), enthalten Schalenbruchstücke von Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste, Kalkalgen (*Eugonophyllum, Epimastopora*), Fusuliniden (*Protriticites-Triticites, Pseudostaffelia, Pseudoendothyra*), Kleinforaminiferen, Bryozoenreste, Sphinctozoa (Profil B) und Spiculae (Profil B).

Innerhalb solcher Siltsteinbänke treten im Profil A z.T. cm-große, linsenförmige Anreicherungen relativ großer Bio- und Lithoklaste auf (Kalkalgen, Echinodermenreste, Fusuliniden, Schalenbruchstücke, Gastropoden, Auloporenbruchstücke und aufgearbeitete Kalkgerölle), die durch grobspätigen Kalzit zementiert sind. Die Komponenten zeigen mitunter eine mikritische Rinde.

Die Algenkalke bestehen aus locker bis dicht gepackten, meist zerbrochenen und stark umkristallisierten Algenthalli (*?Eugonophyllum, Epimastopora*), die oft schichtungsparallele Einregelung zeigen und von einer siltitischen bis mikritischen Grundmasse umgeben sind. Die Grundmasse ist teilweise bioturbat und enthält auch einige andere Biogenreste: Schalenbruchstücke, Echinodermenreste, Fusuliniden, Kleinforaminiferen (*Tetrataxis, Tuberitina, ?Endothyra, Calcitornella*), Bryozoenreste, Kalkschwämme, Gastropoden und Ostracoden.

Im Profil B werden die Algenkalke von stark fossilführenden siltigen Tonschiefern überlagert, die vor allem Algenfragmente, Brachiopodenschalen und auch Crinoidenstielglieder enthalten.

In beiden Profilen ist im oberen Profilabschnitt ein kleiner Auloporiden-Mound eingeschaltet, und zwar innerhalb fossilführender siltiger Tonschiefer und Siltsteine. Der Auloporiden-Mound im Profil A ist rund 30 cm mächtig und 90 cm breit, im Profil B rund 20 cm mächtig und rund 80 cm breit (siehe Abb. 19).

Die beiden Mounds werden durch frei wachsende, strauchförmige auloporide Korallen der Gattung *Multithecopora* YOH gebildet (siehe Taf. 4, Fig. 2 sowie FLÜGEL & KRAINER, 1992). Innerhalb der Mounds können zwei Arten von Sediment unterschieden werden: Homogener, feinkörniger Mikrit mit kleinen Biogenresten, und zwar spiculae-artige Biogenreste (im Inneren der Auloporen oft massenhaft angereichert), Ostracoden (ebenfalls im Inneren der Auloporen häufig, oft doppelklappig erhalten, Schalen verkieselt), Fusuliniden und Kleinforaminiferen, Echinodermenreste, Gastropoden, Schalenreste und Auloporenreste. Auloporen und Echinodermenreste sind selten durch mikritische Algen und sessile Foraminiferen (*Tuberitina* u.a.) umkrustet. Dieser feinkörnige Mikrit ist durch Sedimentfangen („baffling") entstanden. Der Großteil des Mound-Sediments entspricht jedoch der Hintergrundsedimentation und besteht aus einem inhomogenen Kalksiltit mit Quarzkörnern bis 0,2 mm und sehr kleinen Glimmern (siehe Taf. 4, Fig. 2). Die Biogenführung ist geringer als in der mikritischen Grundmasse (v.a. Ostracoden, Foraminiferen, Echinodermenreste). Die Grenze zwischen siltitischer und mikritischer Grundmasse ist durchwegs scharf. Generell ist der zentrale Bereich der Mounds stärker mikritisch, nach außen nimmt der Siltanteil zu. Bioturbation ist ebenfalls zu beobachten. Eine ausführliche Beschreibung der Auloporiden-Mounds ist in FLÜGEL & KRAINER (1992) enthalten.

4.1.3.4. Interpretation

Der Fund von Brachiopodenresten im Profil Rio Malinfier (C. VENTURINI, pers. Mitt.) weist darauf hin, daß zumindest in diesem Profil die Basisbreccie (Bombaso-Formation) unter marinen Ablagerungsverhältnissen entstanden ist, wobei der schlechte Rundungs- und Sortierungsgrad für relativ kurzen Transport spricht. Als Ablagerungsmechanismus sind matrixarme Debris flows anzunehmen.

Auffallend sind die starken Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der Bombaso-Formation. Während in den Profilen Cima Val di Puartis und Rio Malinfier die Bombaso-Formation jeweils nur wenige m mächtig ist, ist sie im oberen Rio Malinfier 70 m (VENTURINI, 1990a,d), am Ostabhang des Leitenkogels rund 50 m und am Tomritsch-Rücken rund 30 m mächtig.

Die mächtige Abfolge der Bombaso-Formation im oberen Rio Malinfier entspricht faziell der Abfolge am Ostabhang des Leitenkogels. Die Sedimente dieser Abfolge werden von VENTURINI (1990a,d) als alluviale Fächersedimente mit Übergang in Sedimente des Vorstrandbereiches (shoreface), also als Bildungen eines Fan-Deltas interpretiert.

Ähnlich läßt sich auch das Profil am Ostabhang des Leitenkogels deuten, wobei jedoch nicht geklärt werden konnte, ob die basalen Mudflows subaerisch oder bereits submarin entstanden sind. Der höhere Anteil der Bombaso-Formation mit den zwischengeschalteten fossilführenden Siltsteinen (Brachiopoden, Crinoidenstielglieder) weist auf marine Bildungsbedingungen. Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine in der darüberfolgenden basalen Meledis-Formation belegen ein flachmarines Environment (Vorstrandbereich).

Die geringmächtigen Basalbreccien der beiden Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier könnten ebenfalls submarine Debris flows eines Fan-Deltas darstellen.

Fossilreste in den Feinkonglomeraten und Sandstein der Bombaso-Formation unmittelbar über den Basalbreccien belegen marine Sedimentationsbedingungen. Die fossilführenden siltigen Tonschiefer der darüberfolgenden basalen Meledis-Formation weisen auf bereits relativ ruhige Sedimentationsbedingungen ohne Welleneinwirkung oder stärkere Strömung.

Die eingeschalteten, schlecht sortierten, ungeschichteten bis undeutlich geschichteten, selten gradierten Feinkonglomerate und Sandsteine sowie die stark bioturbate Siltsteine können als Turbidite interpretiert werden, abgelagert im distalen Bereich eines Fan-Deltas unterhalb der Wellenbasis. Stärker fossilführende Einschaltungen, vor allem jene mit umgelagerten Auloporenbruchstücken, sind eher als Tempestite anzusprechen. Einzelne Auloporen-Mounds wurden scheinbar durch Sturmereignisse wieder aufgearbeitet.

Die im oberen Profilabschnitt eingeschalteten Algenkalke und Auloporen-Mounds weisen auf Perioden fehlender bis nur sehr schwacher feinklastischer (tonig-siltiger) Einschüttung, sodaß der Ablagerungsraum durch kalkproduzierende Organismen (Algen, Auloporen) besiedelt werden konnte. Algen- und Auloporenwachstum wurde immer wieder von stärkerer feinklastischer Einschüttung in Verbindung mit stärkerer Wasserströmung unterbrochen. Der Ablagerungsraum lag unterhalb der Wellenbasis, jedoch noch im photischen Bereich (tieferer Schelfbereich). Und eine Aufarbeitung und Umlagerung solcher Auloporen-Mounds kann nur durch Sturmereignisse erklärt werden, sodaß die stark fossilführenden, auch Auloporen-Bruchstücke enthaltenden Einschaltungen entsprechend als Tempestite gedeutet werden können.

Das allmähliche Nachlassen der grobklastischen Einschüttung, die Zunahme des Fossilgehaltes in den beiden Profilen Cima Val di Puartis und Rio Malinfier von unten nach oben sowie das Auftreten von Algenkalken und Auloporen-Mounds kann auf einen relativen Meeresspiegelanstieg zurückgeführt werden. Auch das Wachstum der Auloporen-Mounds wurde vom Meeresspiegelstand kontrolliert, die Auloporen-Mounds markieren einen relativen Meeresspiegelhochstand („maximum flooding surface" während einer frühen Phase des „highstand system tracts") mit fehlender klastischer Einschüttung und ruhigen Strömungsbedingungen (siehe ausführliche Diskussion in FLÜGEL & KRAINER, 1992). Einen ähnlichen Trend zeigen auch die Bombaso und basale Meledis-Formation im Bereich des Tomritsch-Rückens (siehe auch KRAINER, 1990b).

4.2. Auernig-Gruppe

4.2.1. Meledis-Formation (Untere kalkarme Schichtgruppe)

Die basale Meledis-Formation wurde bereits im Zusammenhang mit der Bombaso-Formation dargestellt. Das am besten aufgeschlossene Profil durch die Meledis-Formation liegt im unteren Rio Cordin, unmittelbar nördlich der Casera Valbertad bassa (südlich der Kordinalm; siehe geol. Karten SCHÖNLAUB, 1987 und VENTURINI, 1990b). Die insgesamt rund 120 m mächtige Meledis-Formation ist im Rio Cordin mit rund 110 m aufgeschlossen, nicht aufgeschlossen ist jedoch der Übergang in die liegende Bombaso-Formation und in die hangende Pizzul-Formation. Im Rio Cordin wird die Meledis-Formation direkt von der Gröden-Formation überlagert, die jüngeren Sedimente der Auernig-Gruppe sowie die unterpermische Abfolge (Rattendorfer Schichtgruppe, Trogkofelkalk) ist während der intrapermischen bruchtektonischen Phase der Erosion zum Opfer gefallen.

4.2.1.1. Profil Rio Cordin

Das Profil im Rio Cordin (Abb. 20) läßt sich in zwei lithofaziell unterschiedliche Abschnitte gliedern:

Der untere Profilabschnitt besteht aus grauen bis grauschwarzen, oft bräunlich anwitternden, stellenweise fossilführenden (Brachiopoden, Crinoidenreste) und bioturbaten siltigen Tonschiefern bis Siltsteinen. Auf den Schichtflächen sind mitunter Lebensspuren (*Zoophycos* u.a.) zu beobachten, in den Sedimenten stekken bis zu gut 15 cm große, dichte, rostbraun verwitternde Konkretionen, die aus stark bioturbatem, dunkelgrauem mikritischem Siltit bestehen.

Eingeschaltet in diese feinkörnigen „Hintergrundsedimente" sind meist nur wenige cm, selten bis zu einige dm mächtige, höherenergetische grobkörnigere Bänke, bei denen folgende Typen auseinandergehalten werden können (siehe Abb. 20):

Bis zu rund 40 cm dicke Sandsteinbänke, teilweise gradiert und horizontalgeschichtet, selten mit Belastungsmarken an den Schichtunterseiten.

Siltstein- und siltige Feinsandsteinlagen aus eckigem Quarz und viel detritischen Glimmern, bis zu wenige dm mächtig, meist horizontalgeschichtet, selten mit Strömungsmarken und synsedimentären Deformationsstrukturen.

Charakteristisch sind die bis zu rund 10 cm dicken Fossilschuttlagen (Abb. 21). Diese bestehen aus einer siltigen Grundmasse, die unterschiedlich stark durchwühlt, ungeschichtet bis leicht flaserig geschichtet, teilweise mikritisch und häufig dunkelbraun gefärbt ist. Sie besteht im wesentlichen aus eckigen Quarzen mit Korngrößen bis zu 0,5 mm, detritischen Glimmern, kleinen Karbonatkomponenten, dunkel gefärbtem kalkigtonigem Material und diagenetisch gebildetem Pyrit.

Die Biogenführung ist unterschiedlich stark, teilweise schwimmen einzelne Biogenreste locker verstreut in der Grundmasse, teilweise sind die bis zu mehrere cm großen Biogenreste recht dicht gepackt.

Am häufigsten sind Schalenreste von Brachiopoden sowie Echinodermenreste (Taf. 4, Fig. 4). In einzelnen Lagen treten gehäuft Gastropodenschalen mit teilweise Geopetalgefügen auf, wobei das Schaleninnere teils mit siltiger Grundmasse, teils mit Sparit (Zement A + B) ausgefüllt ist (Taf. 4, Fig. 5). Andere Schüttungen sind reich an Fusulinidenbruchstücken (durch die Transporteinwirkung stark abradierte Fusulinengehäuse). Auch (?)Algensporen sind mitunter reichlich enthalten. Weitere Biogenreste sind Echinidenstacheln, Kleinforaminiferen (*Calcitornella, Tuberitina, Tetrataxis* u.a.), umkristallisierte Kalkalgen, Ostracoden, Bryozoen und fragliche Auloporenbruchstücke.

Selten finden sich auch dunkelbraune, siltitisch-mikritische, bioturbate Intraklaste (Taf. 4, Fig. 6).

Die Bioklaste sind häufig dunkelbraun pigmentiert (Taf. 4, Fig. 4), vereinzelt haftet an ihnen auch noch eine dunkle, siltitisch-mikritische Grundmasse an. Dies ist ein Hinweis, daß die Bioklaste durch Sturmereignisse aus einem Stillwasserbereich aufgearbeitet und eingeschwemmt wurden.

Eingeschaltet ist auch ein rund 1 m mächtiger, 5–20 cm gebankter, dolomitischer Kalkhorizont. Dieser setzt über schwarzen, siltigen Tonschiefern mit einem locker bis dicht gepackten Algensiltit ein. Die länglichen und eingeregelten Algenreste – ein Hinweis auf leichte Umlagerung – sind stark umkristallisiert und nicht mehr bestimmbar. Untergeordnet finden sich auch umkristallisierte Schalenreste, Echinodermenreste und selten Fusuliniden. Die Grundmasse ist siltitisch und dunkelbraun gefärbt.

Den Hauptanteil dieses Kalkhorizontes bilden stark umkristallisierte Biomikrite bis Biosiltite. An Biogenen sind nur einige größere, stark umkristallisierte Schalenbruchstücke, Algen- und Echinodermenreste erkennbar.

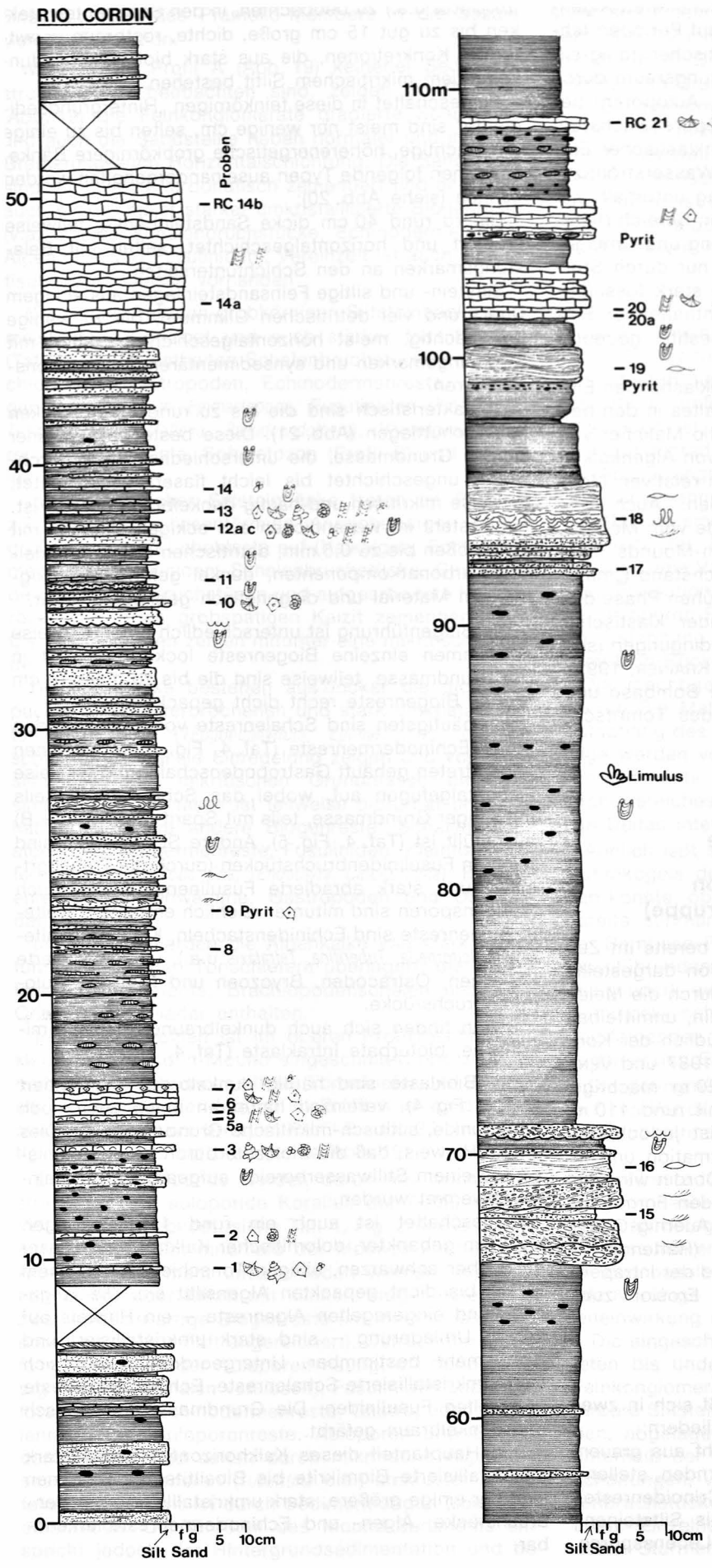


Abb. 20.
Profil durch die Meledis-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe) im Rio Cordin.
Die Lage des Profils ist aus Abb. 14 ersichtlich; Legende siehe Abb. 17.

Abb. 21.
Bis zu rund 10 cm dicke Fossilschuttlagen (Tempestite), eingeschaltet in dunkle Tonschiefer der Meledis-Formation im Rio Cordin.
Unterer Profilabschnitt, im Bereich der Probenpunkte RC 12 und 13 im Profil Abb. 20.

Den Abschluß dieses Kalkhorizontes bildet ein schlecht sortierter, teilweise dicht gepackter, leicht geschichteter Echinodermenwackestone-packstone mit einer dunklen, mikritisch-siltitischen Grundmasse. Neben den Echinodermenresten finden sich auch Schalenreste, völlig umkristallisierte Kalkalgen und selten Foraminiferen.

Mit rund 6 m mächtigen, 5 cm-gebankten, welligen, dunklen mikritischen Kalken (stark umkristallisierte biogenführende Mikrite) endet der untere Abschnitt. Die Kalke sind tektonisch leicht gestört und verfaltet. Diese Falten werden von MASSARI & VENTURINI (1990d) als Slump-Strukturen gedeutet.

Der obere Profilabschnitt besteht aus grünlichgrauen, bräunlichgrauen und schwarzgrauen Siltsteinen, die meist monoton, teilweise sehr glimmerreich und selten bioturbat sind. Vereinzelt finden sich Lebensspuren (u.a. gut erhaltene *Limulus*-Spuren bei Profilmeter 85, beschrieben von CONTI et al., 1990). Abschnittsweise sind bis 5 cm große, im obersten Profilabschnitt bis über 10 cm große Konkretionen enthalten. Den Abschluß des Profiles bilden mehrere m mächtige, schwarze Tonschiefer.

Eingeschaltet in diese siltigen Sedimente sind ein rund 5 m mächtiger Konglomerat-Sandsteinkomplex, zwei Sandsteinhorizonte und drei dünngebankte, dunkle Karbonathorizonte (im obersten Profilabschnitt; Abb. 20).

Auffallend ist das Fehlen der für den unteren Profilabschnitt so charakteristischen dünnen Silt-, Sandstein- und Fossilschuttlagen.

Der Konglomerat-Sandsteinkomplex besteht aus ungeschichteten und trogförmig schräggeschichteten, relativ dicht gepackten Quarzkonglomeraten mit gut gerundeten Geröllen von max. 3 cm Durchmesser (meist um 1 cm). Die 35 cm dicke Quarzkonglomeratlage am Top dieser Abfolge ist gradiert, zeigt an der Unterseite Belastungsmarken und geht lateral in Sandsteine über.

Eingeschaltet sind Sandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung, Hummocky-Schrägschichtung und undeutlich ausgebildeten Rippeln. Im oberen Teil ist auch eine rund 45 cm dicke Siltstein-Feinsandsteinlage mit Lebensspuren und ?Brachiopodenabdrücken eingeschaltet. Insgesamt zeigt dieser Konglomerat-Sandsteinkomplex eine fining-upward-Tendenz.

Der tiefere Sandsteinhorizont setzt mit dünnen, feingrobkörnigen Sandsteinbänken in Wechsellagerung mit dünnen Tonschiefern und Siltsteinen ein und geht nach oben in einen Komplex aus grobkörnigen, horizontal- und trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen, mittelkörnigen Sandsteinen mit synsedimentären Deformationsstrukturen und schließlich in feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung über.

Der höhere Sandsteinhorizont setzt ebenfalls mit geringmächtigen, horizontalgeschichteten Sandsteinen ein und geht in feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung über. Im obersten Teil sind die Sandsteine bioturbat.

Karbonathorizonte: Die beiden tieferen Karbonathorizonte sind dünn gebankt, bräunlich bis schwarz, stärker mergelig-tonig, teiweise geschichtet. Es handelt sich zum Teil um recht dicht gepackte Kalke aus eingeregelten, stark umkristallisierten Algenbruchstücken, untergeordnet sind auch Echinodermenreste, Kalkschwämme, ?Bryozoen und ?Algensporen enthalten. Die dunkelgraue bis schwarze Grundmasse ist mikritisch bis siltitisch.

Die oberste, rund 40 cm dicke karbonatische Lage besteht aus einem bioturbaten, dunkelbraunen, fossilführenden Kalksiltit, der einige größere, stark umkristallisierte Schalenreste und Echinodermenbruchstücke enthält. Die Siltsteine an der Basis dieser karbonatischen Lage führen reichlich Pyrit.

4.2.1.2. Interpretation

Unterer Profilabschnitt: Die Siltsteine stellen die „Hintergrundsedimentation" dar, während die zwischengeschalteten gröberen Bänke auf Sturmereignisse zurückgeführt werden. Die fossilreichen Einschaltungen mit dunkel pigmentierten Fossilresten und vereinzelt auch siltitisch-mikritischen Intraklasten wurden vermutlich während Sturmereignissen im Schelfbereich (zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis) aufgearbeitet und umgelagert, können somit als Tempestite interpretiert werden.

Die fast fossilfreien Silt- und Sandsteineinschaltungen wurden dagegen, vermutlich ebenfalls während stärkerer Stürme, aus flacheren, klastisch dominierten Schelfbereichen (v.a. Vorstrandbereich) in Form von Turbiditen geschüttet (entsprechend dem „Turbidit-

Hummocky-Modell" von WALKER et al., 1983, siehe Kapitel 4.2.3.1.2.). Die eingeschalteten Kalkabfolgen stellen dagegen Ablagerungen knapp unterhalb der Sturmwellenbasis dar und markieren Perioden erhöhten Meeresspiegelstandes.

Zusammenfassend können die Sedimente des unteren Profilabschnittes als Ablagerungen eines feinklastischen Schelfbereiches mit Ablagerungsbedingungen im Sturmwellenbereich betrachtet werden, wo während Sturmereignissen fossilreiche Tempestite und klastische Turbidite geschüttet wurden. Diese Sedimentationsprozesse wurden durch kurzfristige Perioden mit leicht erhöhtem Meeresspiegelstand unterbrochen, in denen jeweils Kalke abgelagert wurden.

MASSARI & VENTURINI (1990d) interpretieren diese Abfolge dagegen als Bildungen eines „slope environments", fassen die fossilführenden und klastischen Einschaltungen als Turbidite auf und interpretieren die tektonisch deformierte Kalkeinschaltung (bei Profilmeter 50 in Abb. 20) als synsedimentäre Rutschfalten („slump").

Oberer Profilabschnitt: Die monotonen Siltsteine stellen wiederum Ablagerungen des offenen Schelfes dar, wobei das Fehlen von dünnen Tempestit- und Turbiditeinschaltungen als Anzeichen für Wassertiefen knapp unterhalb der Sturmwellenbasis gewertet wird.

Der eingeschaltete Konglomerat-Sandsteinkomplex mit erosiver Untergrenze markiert ein markantes Ereignis in Zusammenhang mit einer plötzlichen Absenkung des Meeresspiegels bzw. tektonischen Hebung des Ablagerungsraumes. Die gut gerundeten und sortierten Konglomerate, hummocky-schräggeschichteten Sandsteine und Lebensspuren in der eingeschalteten dünnen Siltsteinlage sprechen für flachmarine Ablagerungsbedingungen, wobei die Konglomerate als Bildungen des oberen Vorstrandbereiches und die hummokky-schräggeschichteten Sandsteine als Ablagerungen des tieferen Vorstrandes betrachtet werden. MASSARI & VENTURINI (1990d) fassen dagegen den gesamten Konglomerat-Sandsteinkomplex als Bildungen eines proximalen, verzweigten Rinnensystems eines progradierenden alluvialen Fächers auf. Die Sedimentstrukturen sprechen allerdings ziemlich eindeutig gegen diese Deutung.

Auch die hummocky-schräggeschichteten Sandsteineinschaltungen im obersten Profilabschnitt stellen sturminduzierte Ablagerungen des tieferen Vorstrandes dar, abgelagert zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (bezüglich hummocky-schräggeschichteter Sandsteine siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.) und zeigen somit jeweils eine leichte Verflachung des Ablagerungsraumes an, während die Kalkeinschaltungen, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis, Perioden mit stark verminderter klastischer Einschaltung während relativer Meeresspiegelhochstände markieren.

4.1.2.3. Profil Rio Tratte

Eine etwas andere Entwicklung zeigt die Meledis-Formation im Rio Tratte östlich der Auernig-Alm (südlich des Garnitzenberges) in rund 1500 m Seehöhe (siehe geol. Karte, VENTURINI, 1990b). Gut aufgeschlossen ist vor allem der mittlere Teil der Meledis-Formation in Form einer rund 30–40 m mächtigen Abfolge von graubräunlichen Siltsteinen, häufig bioturbat und mit vielen Lebensspuren auf den Schichtflächen (*Zoophycos* u.a., Abb. 22). Stellenweise enthalten die Siltsteine auch reichlich Brachiopodenabdrücke sowie Crinoidenstielglieder, Bryozoen und Einzelkorallen.

Zwischengeschaltet sind dünne Lagen mit reichlich Algenresten („Algensiltite"), die nach oben teilweise in dicht gepackte Algenkalke und kleine, dm-große Algenmounds übergehen können.

Die Algensiltite und Algenkalke bestehen aus mäßig bis dicht gepackten, zerbrochenen, meist stärker umkristallisierten Algenthalli, die häufig schichtungsparallel eingeregelt sind. Selten sind die Algenstrukturen erhalten, es handelt sich um *Archaeolithophyllum missouriense*. Vereinzelt sitzen auf den Algenresten sessile Foraminiferen (*Tuberitina*) auf. Auch andere Kleinforaminiferen wie *Calcitornella* und *Tetrataxis* sind vereinzelt enthalten. Fusuliniden sind selten. Darüberhinaus enthalten die Algensiltite und Algenkalke auch Bryozoenreste, Schalenbruchstücke, Gastropoden, Echinodermenreste und Ostracoden.

Nicht selten sind kleine Zyklen entwickelt: über bioturbaten Siltsteinen folgen Algensiltite mit Einzelkorallen in Lebensstellung, diese gehen nach oben über in dicht gepackte Algenkalke, auf denen sich kleine Algenmounds aufbauen können. Über den Mounds folgen dann wieder dicht gepackte Algenkalke, Algensilti-

Abb. 22.
Zoophycos-Spreitenbauten in fossilführenden Siltsteinen der Meledis-Formation im Rio Tratte.

te und schließlich bioturbate Siltsteine. Diese Zyklen können als trans- und regressive Zyklen interpretiert werden, ausgelöst durch rasche, leichte Meeresspiegelschwankungen.

Nachdem Anzeichen für stärkere Strömung (Sandsteineinschaltungen, Tempestite etc.) fehlen, handelt es sich generell um Sedimente des offenen, tieferen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis („outer platform" nach VENTURINI et al., 1990). Erst am Top dieser Abfolge kommt es zu einer leichten Verflachung, angezeigt durch das Auftreten von Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung, die auf unteren Vorstrand (lower shoreface) hindeuten.

Während eines relativen Meeresspiegeltiefstandes konnte aufgrund der Anlieferung von feinklastischem Sediment (bioturbate Siltsteine) der Meeresboden von Algen nicht besiedelt werden. Durch einen leichten Meeresspiegelanstieg nimmt die Zufuhr feinklastischen Materials ab, Kalkalgen besiedeln den Ablagerungsraum, werden durch leichte Bodenströmungen zunächst noch verdriftet (schichtungsparallele Einregelung in den Algensiltiten und dicht gepackten Algenkalken), während des relativen Meeresspiegelhochstandes können sich dann lokal kleine Algenmounds bilden, deren Wachstum allerdings durch eine rasch folgende leichte Regression schnell wieder gestoppt wird.

4.2.2. Pizzul-Formation (Untere kalkreiche Schichtgruppe)

Die Pizzul-Formation, benannt nach der Typuslokalität Forca Pizzul (Typusprofil, siehe VENTURINI 1990a) wird bis zu rund 300 m mächtig. Einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der Pizzul-Formation bietet auch das im Rio Tratte, südlich des Garnitzenberges, oberhalb des Weges zwischen 1620 und 1800 m Seehöhe aufgeschlossene Profil mit einer Mächtigkeit von rund 160 m (Profil Abb. 23). Die oberste Pizzul-Formation (und die darüberfolgende Corona-Formation) ist weiter östlich in einem kleinen Bachlauf oberhalb des Fahrweges, rund 400 m westlich der Ofenalm/Casera-For, wo vom Fahrweg der Steig zur Kronalpe abzweigt, aufgeschlossen (Profil Abb. 26).

4.2.2.1. Lithofazies

Klastische Sedimente

Innerhalb der Pizzul-Formation treten bis zu mehrere m mächtige, häufig laminierte bzw. horizontalgeschichtete Siltsteine auf. Diese sind mitunter bioturbat, Lebensspuren sind selten, in einzelnen Horizonten sind bis zu 15 cm große Konkretionen enthalten. Selten sind dünne, massige, horizontalgeschichtete oder auch rippelgeschichtete Sandsteinbänke zwischengeschaltet.

Die basalen 13 m des untersuchten Profils im Rio Tratte (Abb. 23) zeigen eine enge Wechsellagerung von Siltsteinen mit verschiedenen Typen von Sandsteinen im cm- bis dm-Bereich. In die stellenweise bioturbaten Siltsteine sind folgende Sandsteintypen eingeschaltet: Massige, horizontalgeschichtete oder undeutlich flaserig geschichtete Sandsteinbänke, bis zu 35 cm dick, selten mit Belastungsmarken an der Bankunterseite; wenige cm dicke Sandsteinlagen, teilweise mit Kleinrippeln und eine erosiv eingeschnittene, 50 cm mächtige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteinbank mit bis zu 10 cm großen aufgearbeiteten siltigen Resedimentgeröllen.

Auch im Liegenden des obersten Kalkhorizontes der Pizzul-Formation ist eine enge Wechsellagerung von Silt- und Sandsteinen aufgeschlossen (Abb. 26). Die Siltsteine sind häufig bioturbat, zeigen mitunter Lebensspuren auf den Schichtflächen und enthalten bis zu mehrere cm große karbonatische Konkretionen. Eingeschaltet sind undeutlich horizontalgeschichtete, siltige, bioturbate Sandsteine, massige und horizontalgeschichtete Sandsteine, eine schräggeschichtete Sandsteinbank mit Belastungsmarken, 40 cm dick, sowie Sandsteinbänke mit Kleinrippeln (L = 7 cm) und größeren Rippeln (Rippelabstand L = 20 cm).

Selten sind synsedimentäre Deformationsstrukturen zu erkennen. Einzelne Sandsteinbänke erreichen Mächtigkeiten von wenigen cm bis etwa 40 cm, ebenso die zwischengeschalteten Siltsteine. Diese Wechselfolge wird vom obersten Kalkhorizont der Pizzul-Formation überlagert. Charakteristisch für die gesamte Pizzul-Formation sind die bis zu mehrere m mächtigen, fein- bis mittelkörnigen, meist sehr glimmerreichen Sandsteinfolgen mit ausgeprägter Hummocky-Schrägschichtung (Abb. 24). Teilweise handelt es sich um amalgamierte Hummockys, teilweise sind die einzelnen Hummockys durch dünne, manchmal bioturbate Siltsteine getrennt.

Vergesellschaftet mit den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen sind dünne, massige Sandsteinbänke, eingeschaltet in geringmächtige Siltsteine, dünne Sandsteinbänke mit Kleinrippeln und in einem Fall eine 70 cm mächtige, massige Sandsteinbank, erosiv in Siltsteine eingeschnitten und mit zu Belastungsmarken umgeprägten Strömungsmarken an der Bankunterseite.

Im basalen Teil der hummocky-schräggeschichteten Sandsteinabfolge im unteren Profilabschnitt (Profil Abb. 23) ist ein 110 cm mächtiger, erosiv eingeschnittener, rinnenförmiger, lateral rasch auskeilender, trogförmig schräggeschichteter, grobkörniger Sandsteinkörper mit cm-großen siltigen, parallel zu den Schrägschichtungsblättern eingeregelten Resedimentgeröllen eingeschaltet.

In den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen sind mitunter synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) zu beobachten.

Einen weiteren Lithofaziestyp stellen undeutlich horizontalgeschichtete, stellenweise bioturbate und Konkretionen enthaltende, sehr glimmerreiche Sandsteine dar, die mehrere m mächtig werden können und im obersten Profilabschnitt (Abb. 23) bis zu 10 cm dicke gradierte Sandsteinlagen enthalten.

Im mittleren Profilabschnitt ist eine grobklastische Fazies entwickelt, die aus den folgenden Lithofaziestypen aufgebaut ist:

- Ungeschichtete bis undeutlich schräggeschichtete Konglomerate, relativ dicht gepackt, teilweise gradiert, mit Korngrößen bis zu 4 cm. Die Konglomerate enthalten neben Quarz auffallend viele Lyditgerölle (bis zu rund 40 %).
- Eine bis zu 60 cm dicke, lateral rasch auskeilende Rinnenfüllung aus cm-großen Siltkomponenten und aufgearbeiteten Kohlestücken, die locker in einer sandigen Grundmasse eingestreut sind.
- Massige bis undeutlich schräggeschichtete Grobsandsteine, teilweise mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 2 cm Durchmesser.

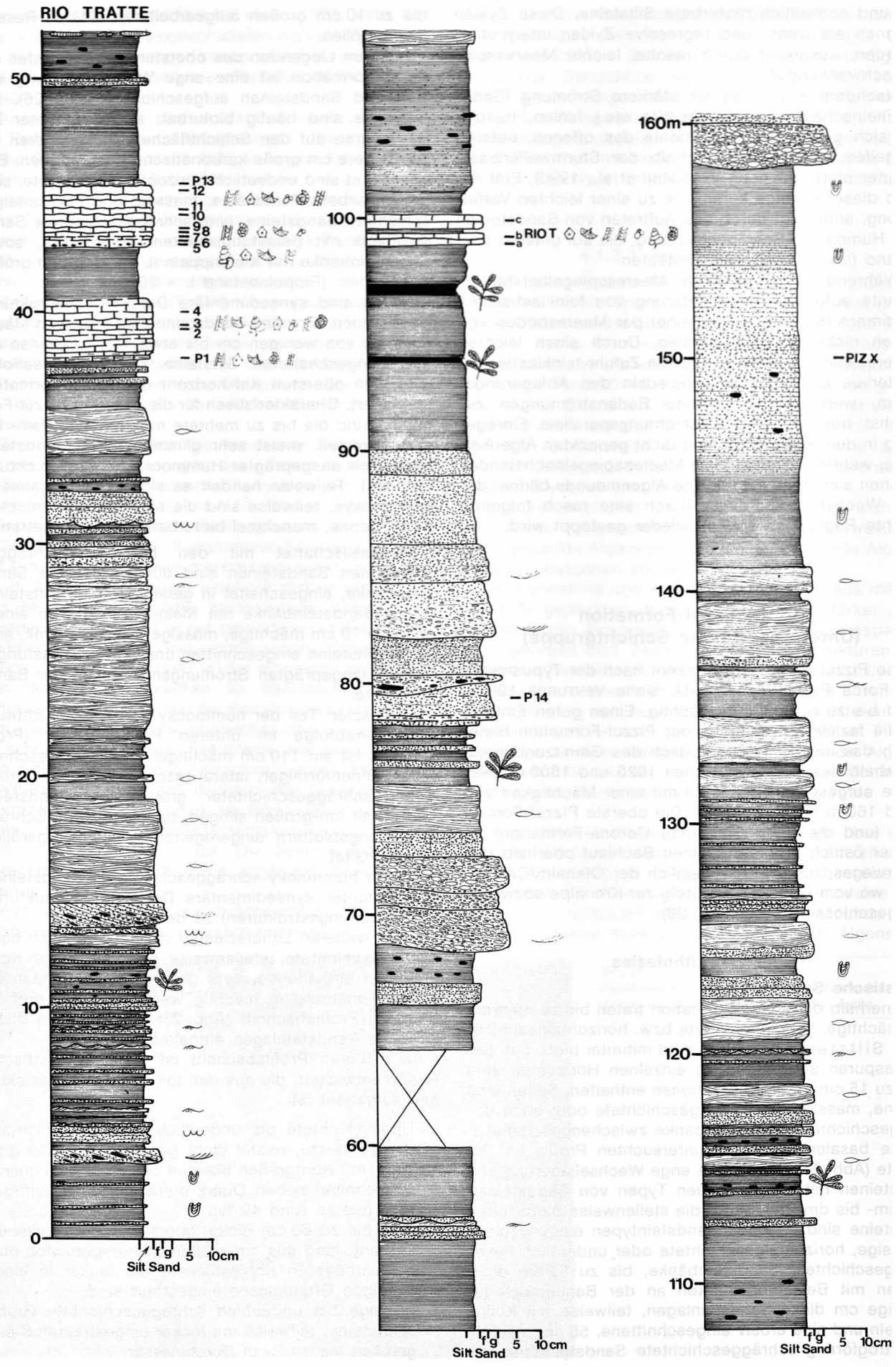

RIO TRATTE
50
40
30
20
10
0
P13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
P1
Silt Sand
f g 5 10cm
100
90
80
70
60
c
b RIO T
a
P 14
Silt Sand
f g 5 10cm
160m
150
140
130
120
110
PIZ X
Silt Sand
f g 5 10cm

Abb. 23.
Profil durch die Pizzul-Formation (untere kalkreiche Schichtgruppe) im Rio Tratte.
Zur Lage des Profils siehe Abb. 14; Legende in Abb. 17. ←

Abb. 24.
Fein- bis mittelkörnige Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches mit relativ großdimensionaler, amalgamierter Hummocky-Schrägschichtung.
Pizzul-Formation, Rio Tratte (bei Profilmeter 16–17 im Profil Abb. 23).

- ○ Horizontalgeschichtete Sandsteine.
- ○ Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung.
- ○ Siltsteine mit dünnen, mehr oder weniger massigen Sandsteinbänken zwischengeschaltet.

Diese Lithofaziestypen bilden mehrere, nicht sehr deutlich ausgeprägte FU-Sequenzen von bis zu rund 10 m Mächtigkeit (siehe Profil, Abb. 23).

Erwähnenswert sind auch 2 schwarze Tonschieferhorizonte mit gut erhaltenen fossilen Pflanzenresten im Profil zwischen 90 m und 100 m (Flora „Garnitzenberg-Südost α", siehe FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990). Eingeschwemmte, teilweise gut erhaltene und bestimmbare fossile Pflanzenreste finden sich auch in anderen Horizonten des Profiles (z.B. Flora „Garnitzenberg-Südost β" mit reichlich *Neuropteris ovata*).

Kalke der Pizzul-Formation

Die beiden Kalkhorizonte im unteren Teil des untersuchten Profils (Abb. 23) bestehen aus wellig gebankten, grauen Kalken. Die Bankmächtigkeit beträgt meist 5–20 cm, einzelne Kalkbänke sind bis zu 40 cm dick. An der Basis und am Top sind die Kalke stärker tonig-siltig und zwischen den einzelnen Kalkbänken treten oft dünne, tonig-siltige Zwischenlagen auf.

Folgende Mikrofaziestypen lassen sich auseinanderhalten:

Biogenführender Siltstein, ungeschichtet, aus siltiger Grundmasse bestehend aus eckigem Quarz und detritischen Glimmern, karbonatisch zementiert. An Bioklasten sind umkristallisierte Kalkalgen (?*Eugonophyllum, Epimastopora*), Echinodermenreste, diverse Schalenbruchstücke, meist von Brachiopoden stammend, Bryozoenreste und vereinzelt Fusuliniden enthalten. Längliche Bioklaste sind oft schichtungsparallel eingeregelt.

In einem anderen Typus besteht die Grundmasse aus detritischem Quarz, Glimmer und dunklem, tonigem Material sowie diagenetisch gebildetem Pyrit. Vereinzelt konnten auch siltige Resedimentklasten beobachtet werden. Den biogenen Anteil bilden cm-große Gastropodenschalen, häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet, sowie ebenfalls umkrustete, stark umkristallisierte Algenbruchstücke, Echinodermenreste, Brachiopodenschalen und Kleinforaminiferen.

Algen-Biomikrit (Wackestone/Bindstone) aus mikritischer, teils siltitischer Grundmasse mit oft massenhaft sessilen Kleinforaminiferen (v.a. *Calcitornella*, auch *Tuberitina* und *Eotuberitina*) und anderen kleinen Biogenresten (Ostracoden, Bryozoen, kleine Algen- und Echinodermenbruchstücke, Kleinforaminiferen wie z.B. *Bradyina, Eolasiodiscus, Polytaxis, Tetrataxis*, und selten Schwamm-Spiculae). An größeren Biogenen sind meist umkristallisierte Algenreste (überwiegend ?*Eugonophyllum*, auch *Anthracoporella, Archaeolithophyllum missouriense, Epimastopora* und ?*Cuneiphycus*) sehr häufig. Einzelne Algenthalli sind von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet. In einzelnen Bänken sind auch Fusuliniden enthalten.

Algen-Siltit (Wackestone, Taf. 5, Fig. 1) aus dunkelbrauner bis schwarzer, siltitisch-mikritischer Grundmasse mit mäßig dicht gepackten, eingeregelten Algenresten von *Archaeolithophyllum missouriense*, selten *Eugonophyllum, Epimastopora* und *Anthracoporella*. Die teilweise umkristallisierten Algenreste sind mitunter von mikritischen Algen, *Tubiphytes* und sessilen Foraminiferen (*Calcitornella, Tuberitina*) umwachsen (Taf. 5, Fig. 2). Untergeordnet finden sich andere Kleinforaminiferen, Bryozoenreste und Schalenbruchstücke.

Dieser Mikrofaziestyp kann in Algen-Fusuliniden-Siltite übergehen (Taf. 5, Fig. 3). Die Fusuliniden sind teilweise durch Transporteinwirkung stark abgenützt, manchmal zerbrochen.

Algen-Biosiltit (Wackestone) aus bräunlichgrauer, mikritisch-siltitischer Grundmasse mit zahlreichen kleinen und größeren Bioklasten, leicht geschichtet. Kleine Bioklaste liefern Schalen-, Algen-, Bryozoen- und Echinodermenreste sowie Kleinforaminiferen (v.a. *Eolasiodiscus, Tetrataxis, Tuberitina*).

An größeren Bioklasten sind Algenreste (*Archaeolithophyllum missouriense*, selten *Epimastopora, Anthracoporella*), größere Schalen- und Bryozoenreste, Echinodermenreste und vereinzelt Fusuliniden enthalten. Auch onko-

idartige Umkrustungen („Osagia"-Typ) von Algen kommen vor. Die Umkrustungen werden von ?*Archaeolithophyllum lamellosum*, mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen gebildet. Die Bioklaste, vor allem die Algen, sind oft stärker umkristallisiert.

Biomikrit (Wackestone/Bindstone), ungeschichtet, aus mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse mit ?Peloiden und zahlreichen kleinen Biogenresten, vor allem meist sessile Kleinforaminiferen (*Calcitornella, Tuberitina, Eolasiodiscus*) sowie kleine Schalenbruchstücke, Algen-, Echinodermen- und Bryozoenreste (siehe Taf. 5, Fig. 4). Größere Bioklaste von Algen (*Archaeolithophyllum missouriense*, teilweise von mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen umwachsen), Brachiopodenschalen und Gastropoden sind locker eingestreut. Fusuliniden sind selten.

*

Die zwei ungefähr bei 100 m im Profil (Abb. 23) eingeschalteten, 50 cm und 60 cm dicken Kalkbänke bestehen aus folgenden Mikrofaziestypen:

Biomikrit (Wackestone) aus bräunlicher, mikritischer Grundmasse, ungeschichtet, mit vielen Echinodermenresten. Auch Bryozoen, stark umkristallisierte Kalkalgen, Schalenbruchstücke von Gastropoden und Brachiopoden, Kleinforaminiferen (*Bradyina, Endothyra, Tuberitina* u.a.) und vereinzelt Fusuliniden sind enthalten.

Größere Bioklaste sind teilweise von mikritischen Algen, selten auch von sessilen Foraminiferen (*Tuberitina*) umkrustet.

Algensiltit, bräunliche siltige Grundmasse mit eingestreuten Quarzkörnern und mäßig dicht gepackten, schlecht sortierten, schichtungsparallel eingeregelten Biogenresten, hauptsächlich stark umkristallisierte Algen und teils recht große Echinodermenreste sowie Schalenreste, Bryozoen, Kleinforaminiferen (*Endothyra, Tetrataxis, Tuberitina* u.a.). Algenreste und auch andere Bioklaste werden häufig von *Tubiphytes* umkrustet. Einzelne größere Algenreste werden auch von ?tabulaten Korallen inkrustiert.

*

Die Kalke des obersten Karbonathorizontes der Pizzul-Formation (Abb. 26) setzen sich aus folgenden Mikrofaziestypen zusammen:

An der Basis setzt der Karbonathorizont mit rund 70 cm mächtigen, dunklen, 1–2 cm wellig gebankten, stark tonigen Algen-Biosiltiten ein. Diese sind ungeschichtet und besitzen eine bräunliche, siltitisch-mikritische Grundmasse mit vielen Kleinforaminiferen, wobei die sessilen Formen teils auf Sediment, teils auf Bioklasten aufwachsen. Auch kleine Schalen- und Algenbruchstücke sind enthalten. Die großen Bioklaste sind überwiegend stark umkristallisierte Algen (?*Eugonophyllum, Epimastopora*), selten von mikritischen Algen und *Tubiphytes* umwachsen, sowie einzelne Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Gastropoden und selten Fusuliniden.

Der Hauptanteil dieses Karbonathorizontes setzt sich aus Algen-Biomikriten (Wackestone/Bindstone) zusammen. Die Grundmasse besteht aus bräunlichgrauem Mikrit. Darin sind teilweise massenhaft sessile Kleinforaminiferen, teils auf Sediment, teils auf Bioklasten aufwachsend, enthalten (v.a. *Calcitornella*, auch *Tuberitina, Eotuberitina*). Auch andere Kleinforaminiferen kommen vor (*Bradyina, Eolasiodiscus, Polytaxis* u.a.). An größeren Bioklasten sind vor allem Kalkalgen zu nennen (*Eugonophyllum, Epimastopora, Anthracoporella*, selten *Archaeolithophyllum missouriense*), die meist stark umkristallisiert und nicht selten von mikritischen Algen, *Tubiphytes* und sessilen Foraminiferen inkrustiert sind. Größere Schalenreste von Brachiopoden und Gastropoden, Bryozoen und Fusuliniden kommen vereinzelt vor.

Dieser Mikrofaziestyp geht am Top über in Algensiltite (Wackestone), die den obersten Meter dieses Karbonathorizontes aufbauen. In einer siltitischen, teils mikritischen Grundmasse sind teils dicht gepackte, häufig eingeregelte Algenthalli von überwiegend *Archaeolithophyllum missouriense*, untergeordnet *Epimastopora*, selten *Anthracoporella* und ?*Cuneiphycus* enthalten. Die oft umkristallisierten Algen werden häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* inkrustiert. An Kleinforaminiferen finden sich u.a. *Bradyina, Calcitornella, Tetrataxis* und *Tuberitina*. Vereinzelt finden sich Schalen-, Bryozoen- und Echinodermenreste.

4.2.2.2. Interpretation

Die häufigen und teilweise mächtig entwickelten Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung lassen eindeutige Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen zu. Es handelt sich dabei um sturminduzierte Ablagerungen des tieferen Vorstrandes, entstanden zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.).

Während die Siltsteine als „Hintergrundsedimente" interpretiert werden, entstanden während „Schönwetterperioden" zwischen stärkeren Sturmereignissen, weisen die diversen eingeschalteten Sandsteinlagen auf höherenergetische Ereignisse, im wesentlichen ebenfalls auf Sturmereignisse, und sind teils als Tempestite (z.B. Sandsteinlagen mit Rippelschichtung), teils auch als Turbidite (undeutlich horizontalgeschichtete, gradierte, glimmerreiche Lagen) aufzufassen. Auch die erosiv eingeschnittenen, rinnenförmigen Sandsteinkörper weisen auf hochenergetische Prozesse (starke Meeresströmung, die vermutlich ebenfalls mit Sturmtätigkeit in Verbindung stand).

Die Konglomerate und Sandsteine im mittleren Profilabschnitt stellen dagegen eine grobklastische, flachmarine Schelfentwicklung dar, aufgebaut aus Sedimenten des Strandbereiches (Konglomerate) und Vorstrandbereiches (Sandsteine). Der dominierende Sedimentationsprozeß dieser Fazies dürften küstenparallele Strömungen gewesen sein (siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2).

Die Kalke der Pizzul-Formation unterscheiden sich kaum von den Kalken der darüberfolgenden Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation.

Auch der Aufbau und die Mikrofazies mächtigerer Kalkeinschaltungen mit dünngebankten, stärker tonigsiltigen Kalken an der Basis und am Top (biogenführende Siltsteine, Algensiltite und Algen-Biosiltite) sowie etwas dickbankigeren Kalken mit teilweise typischer Algenmound-Fazies (Algen-Biomikrite und Biomikrite mit oft massenhaft sessilen Kleinforaminiferen, mikritischen Algen und *Tubiphytes*) im mittleren Bereich ist sehr ähnlich (vgl. Kapitel 4.2.3.1.3 und 4.2.3.1.4.).

Generell zeigen die Kalke relativ ruhige, normalmarine Ablagerungsbedingungen unterhalb der Sturmwellenbasis bei stark herabgesetzter bis fehlender klastischer Einschüttung an, wobei es stellenweise zum Auf-

bau ganz flacher Algenmounds, ähnlich wie in der Auernig-Formation, gekommen ist. Die Kalke entstanden jeweils während Perioden relativer Meeresspiegelhochstände (siehe ausführliche Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.5.).

4.2.3. Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation (Mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe)

Diese drei Formationen werden gemeinsam behandelt, da sie aus den selben Lithofaziestypen aufgebaut sind und einen ausgeprägten zyklischen Aufbau zeigen. Der Unterschied besteht lediglich darin, daß die Auernig-Formation gegenüber der Corona- und Carnizza-Formation reich an Kalkeinschaltungen ist.

Die klassischen Aufschlüsse dieser Formationen liegen östlich des Naßfeldpasses (siehe Abb. 14), im Bereich des Auernig (Typusprofil der Auernig-Formation), Garnitzenberges (Typusprofil der Carnizza-Formation) und der Kronalpe (Typusprofil der Corona-Formation).

An diesen Aufschlüssen hat bereits STACHE (1874), basierend auf Fossilfunden (Fusuliniden, Productiden, fossile Pflanzenreste) das oberkarbone Alter dieser Serien erkannt. SCHELLWIEN (1892) und FRECH (1894) haben bereits recht detaillierte Profile durch die Auernigschichten des Auernig und der Kronalpe beschrieben. Die Bezeichnung der einzelnen Schichten des Auernig-Profiles (Schicht a-t) und der Kronalpe (Schicht 1–23) geht auf SCHELLWIEN (1892) zurück, der auch vollkommen richtig erkannt hat, daß der obere Teil des Profiles am Auernig die Fortsetzung des Krone-Profiles darstellt. Genaue Profilzeichnungen durch den Auernig und die Krone (= Kronalpe) mit den einzelnen Schichtbezeichnungen sowie Fossillisten sind in der Arbeit von GEYER (1896) enthalten. Die Brachiopoden dieser Profile hat erstmals SCHELLWIEN (1892), die Fusuliniden SCHELLWIEN (1898) bearbeitet.

Die Untergliederung des mächtigen Garnitzenprofiles in die einzelnen Schichtfolgen (Untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe) geht auf HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) zurück, eine Beschreibung dieses Profiles ist in KAHLER & PREY (1963) enthalten (siehe auch ARGYRIADIS, 1968; FENNINGER, 1971; FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972; Geologische Karten von KAHLER, HERITSCH & PREY, 1959; SELLI, 1963b; SCHÖNLAUB, 1987 und VENTURINI, 1990b).

Die Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) wird bis zu rund 300 m mächtig und ist fast ausschließlich klastisch entwickelt. Lediglich im obersten Profilabschnitt sind zwei jeweils mehrere dm mächtige Kalkbänke eingeschaltet. Das Typusprofil liegt im Bereich Ofenalm (Casera For) – Kronalpe (Monte Corona) (Abb. 26), gute Aufschlüsse finden sich auch im Garnitzenprofil nördlich des Garnitzenberges (siehe auch VENTURINI 1990a; MASSARI, VENTURINI & PESAVENTO, 1990).

Die Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) erreicht eine Mächtigkeit von rund 250 m und ist durch die Einschaltung von 10 mächtigeren Kalkhorizonten (Mächtigkeit zwischen 2 und 13 m) und mehreren dünnen Kalkeinschaltungen charakterisiert. Das Typusprofil liegt am Auernig, komplett aufgeschlossen ist die Auernig-Formation auch im Garnitzenprofil (Bereich Gugga – Garnitzenberg, Abb. 32,33), der tiefere Teil ist auch auf der Kronalpe aufgeschlossen (Abb. 27,28).

Die Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe), insgesamt rund 120 m mächtig und überwiegend klastisch ausgebildet, ist ebenfalls im Garnitzenprofil aufgeschlossen (Abb. 33), allerdings nicht vollständig (es fehlt der oberste Teil). Der oberste Teil mit den darüberliegenden Unteren Pseudoschwagerinenkalken ist dagegen weiter im Westen, auf der Westseite des Schulterkofels, vollständig aufgeschlossen (Abb. 34).

4.2.3.1. Fazielle Ausbildung

4.2.3.1.1. Klastische Fazies

Quarzkonglomeratfazies

Quarzkonglomeratabfolgen bilden im Gelände meist markante Steilstufen, sind daher meist sehr gut aufgeschlossen und erreichen in den untersuchten Profilen Mächtigkeiten von wenigen m bis zu rund 23 m.

Es sind fast durchwegs ziemlich reine Quarzkonglomerate mit nur vereinzelt Lyditgeröllen und metamorphen Geröllen (diverse Glimmerschiefer). Lediglich im

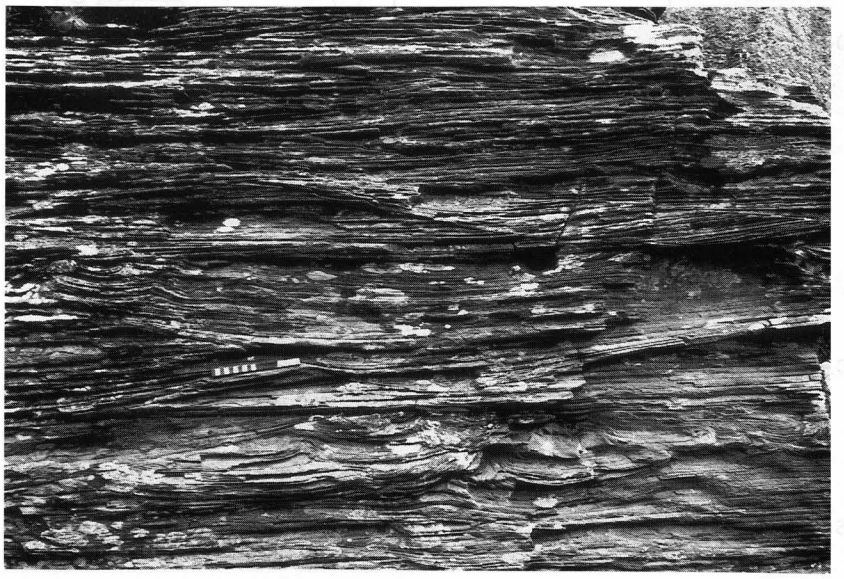


Abb. 25.
Feinsandstein des tieferen Vorstrandbereiches mit amalgamierter Hummocky-Schrägschichtung und synsedimentären Deformationsstrukturen (untere Bildhälfte).
Oberer Profilabschnitt der Corona-Formation, Krone-Westseite (bei Profilmeter 15–16 im Profil A, Abb. 27).

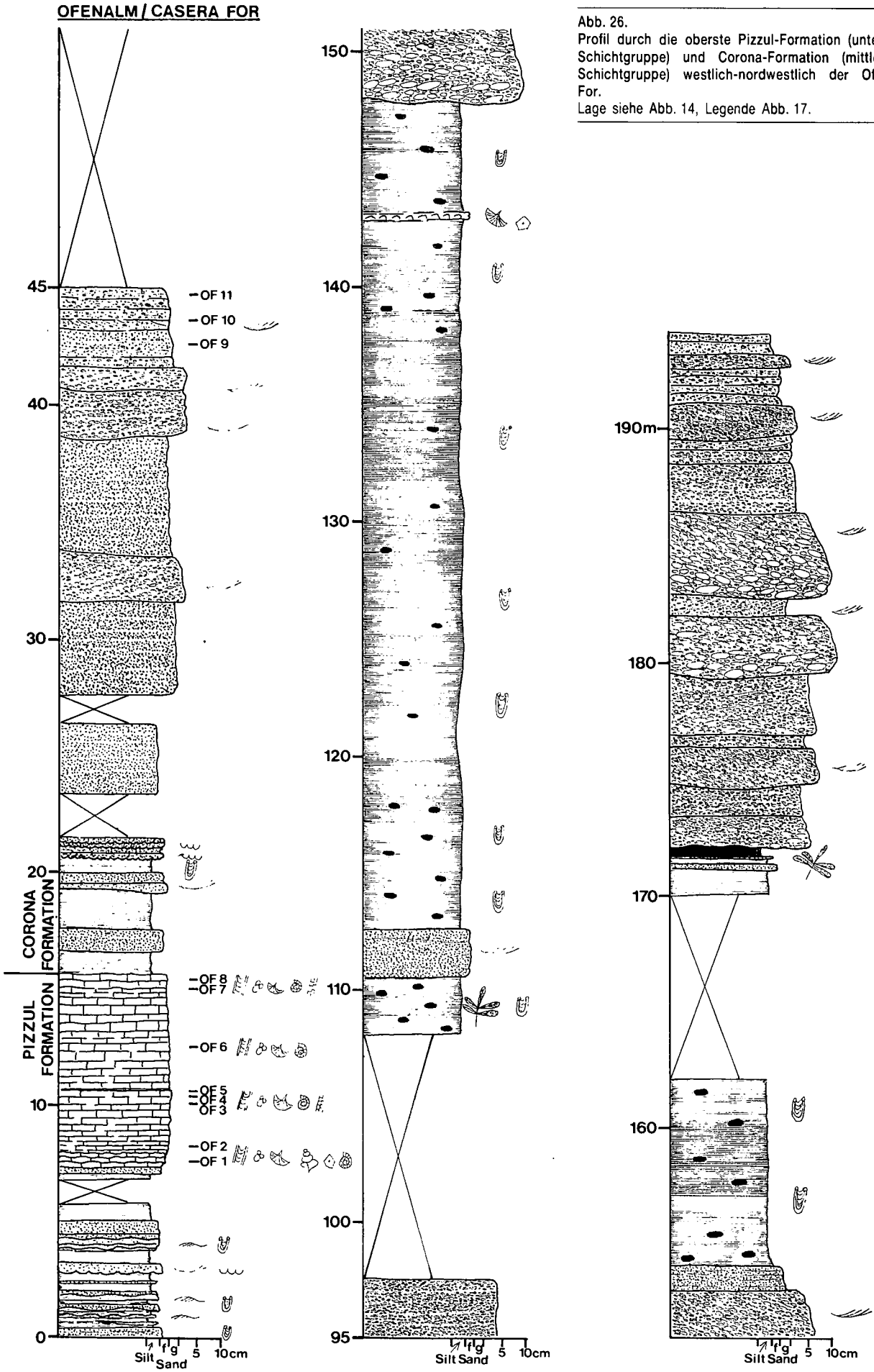


Abb. 26.
Profil durch die oberste Pizzul-Formation (untere kalkreiche Schichtgruppe) und Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) westlich-nordwestlich der Ofenalm/Casera For.
Lage siehe Abb. 14, Legende Abb. 17.

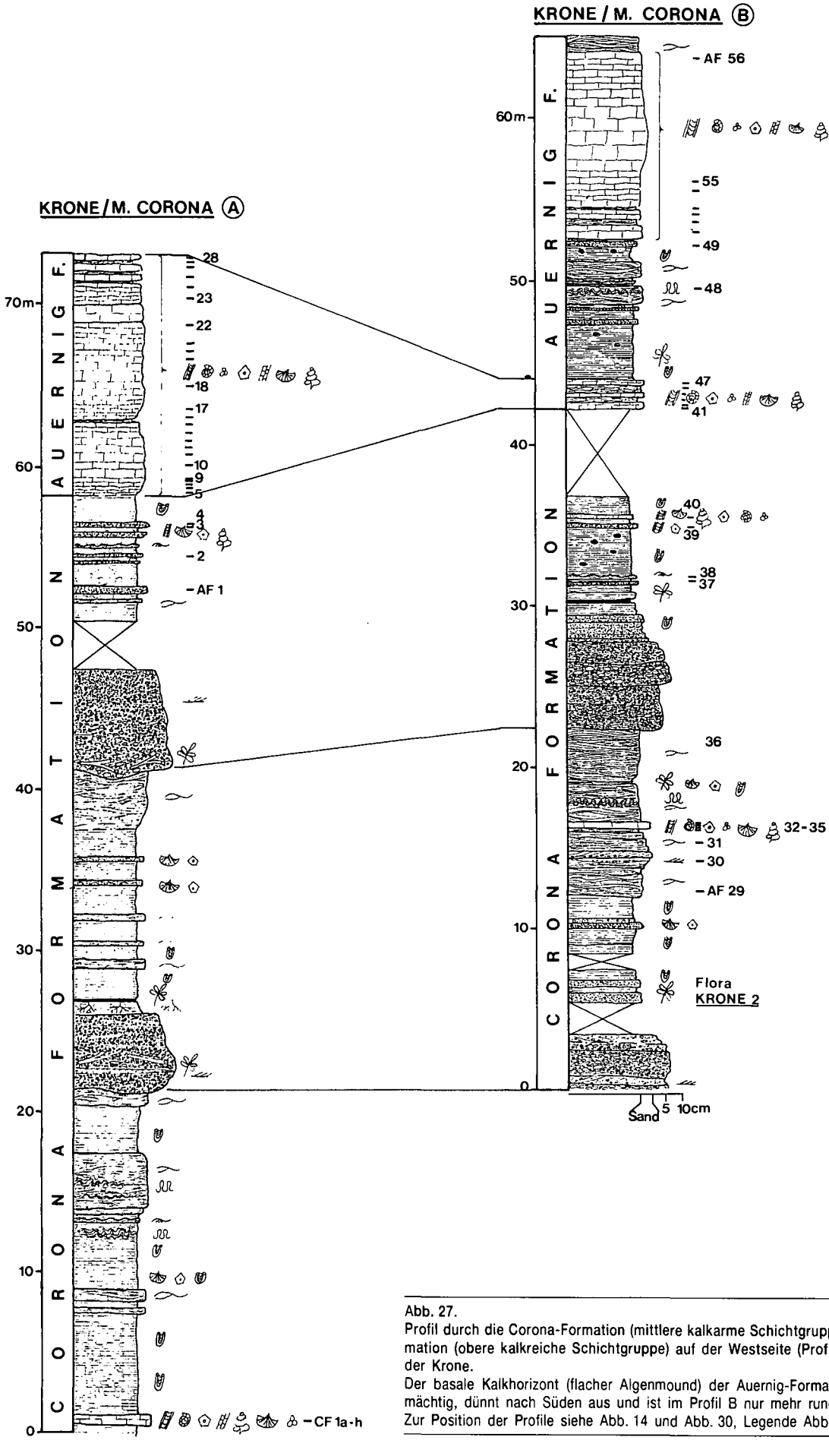


Abb. 27.
Profil durch die Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) und basale Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) auf der Westseite (Profil A) und Südseite (Profil B) der Krone.
Der basale Kalkhorizont (flacher Algenmound) der Auernig-Formation, im Profil A rund 13 m mächtig, dünnt nach Süden aus und ist im Profil B nur mehr rund 2 m mächtig.
Zur Position der Profile siehe Abb. 14 und Abb. 30, Legende Abb. 17.

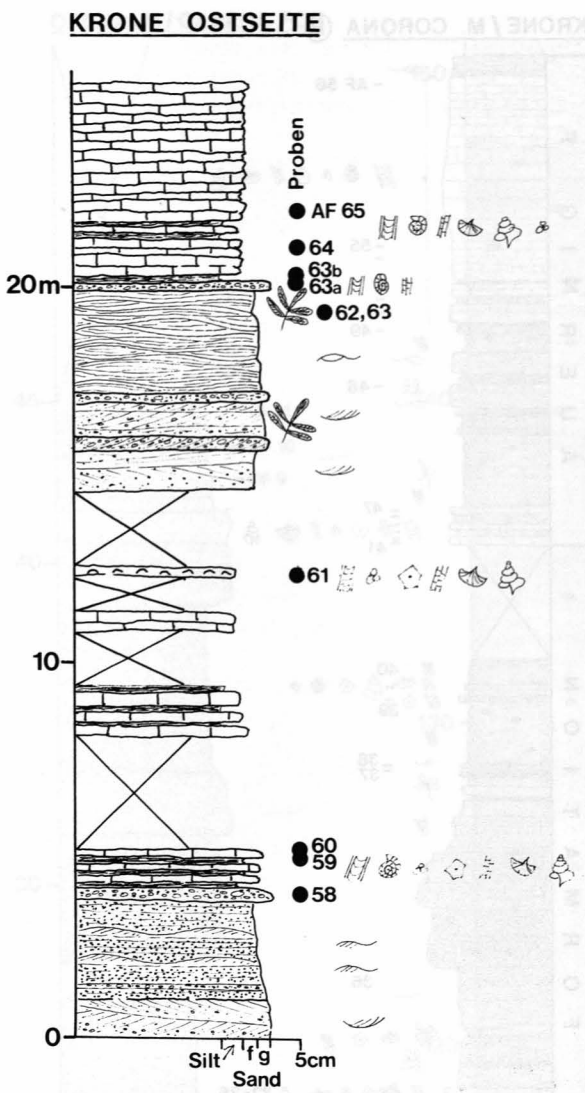


Abb. 28.
Profilausschnitt aus der Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) an der Ostseite der Krone.
Legende siehe Abb. 17.

tieferen Teil der Corona-Formation westlich der Ofenalm enthalten einzelne Konglomeratlagen auffallend viele Lyditgerölle. Die einzelnen Gerölle sind durchwegs gerundet, teilweise sogar gut gerundet. Die Sortierung der Konglomerate ist unterschiedlich, teilweise gut bis sehr gut. Die Konglomerate sind teils locker gepackt mit viel sandiger Grundmasse, teilweise auch dicht gepackt. Die Korngröße beträgt maximal rund 15 cm, meist jedoch weniger als 5 cm.

Die einzelnen Quarzkonglomeratabfolgen setzen immer mit einer scharfen, erosiven Basis ein, selten sind an der Basis auch cm-große, aus den unterlagernden feinkörnigen Sedimenten aufgearbeitete Siltsteinkomponenten enthalten. Bis über 1 m lange Drifthölzer sind in den Konglomeraten immer wieder anzutreffen.

Ein stärkeres erosives, rinnenförmiges Einschneiden der Konglomerate wurde nie beobachtet. Auffallend ist vielmehr, daß sich die einzelnen Quarzkonglomeratabfolgen lateral mit relativ konstanter Mächtigkeit oft über einige 100 m verfolgen lassen. Auch typisch rinnenförmige Konglomeratkörper, wie sie beispielsweise aus der oberkarbonen Stangnock-Formation bekannt sind (KRAINER, 1989b), fehlen.

Die Konglomeratabfolgen sind aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut:

- Massige, ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Konglomeratlagen, bis zu 2,2 m mächtig, mäßig bis schlecht sortiert. Teilweise ist leichte Imbrikation der Gerölle festzustellen, vereinzelt sind diese Lagen auch gradiert.
- Massige, dicht gepackte, gut gerundete und gut sortierte Feinkonglomerate, bis zu mehrere dm mächtig.
- Flach schräggeschichtete Konglomeratlagen, bis über 1 m mächtig, teilweise leicht gradiert, oft stärker sandig.
- Trogförmig schräggeschichtete Konglomeratlagen, bis zu rund 1 m mächtig, teilweise stärker sandig.
- Eingeschaltet sind immer wieder dünne, häufig schräggeschichtete, auch ungeschichtete bis horizontalgeschichtete, meist grobkörnige Sandsteinlagen.

Die einzelnen Konglomeratabfolgen bilden fast durchwegs FU-Sequenzen, werden nach oben zunehmend feinkörniger und gehen in eine Sandstein- und Siltsteinfazies über.

Abb. 29.
Trogförmig schräggeschichtete, mittel- bis grobkörnige Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches.
Auernig-Formation, Gipfelbereich der Krone.

Sandsteinfazies

- Grobkörnige, schräggeschichtete Sandsteine (Abb. 29):
  Über der Konglomeratfazies folgt häufig eine bis zu mehrere m mächtige Sandsteinfazies aus trogförmig, selten planar schräggeschichteten, grobkörnigen, teilweise feinkiesigen, bis zu mehrere dm mächtigen Sandsteinbänken. Untergeordnet treten in dieser Fazies auch horizontalgeschichtete oder ungeschichtete Sandsteine auf.
- Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung (Abb. 25):
  Fein- bis mittelkörnige, glimmerreiche Sandsteine zeigen fast durchwegs die für die Auernigschichten so charakteristische Hummocky-Schrägschichtung. Vereinzelt sind darin Kiesgerölle bis zu 3 cm und kleine Drifthölzer enthalten. Amalgamierte Hummocky-Schrägschichtungsabfolgen erreichen Mächtigkeiten bis zu rund 6 m. In solchen Abfolgen sind oft synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen, Abb. 25) und Spurenfossilien zu beobachten. Am Gipfel der Kronalpe sind mittelgrobkörnige Sandsteine mit sehr großdimensionaler Hummocky-Schrägschichtung aufgeschlossen.
  Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung folgen häufig über der grobkörnigen Sandsteinfazies und finden sich auch an der Basis von Konglomeratabfolgen.
- Ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete, teilweise stark bioturbate Sandsteine sind vor allem im oberen Teil der Carnizza-Formation (Schulterkofel-Profil, Abb. 34) recht häufig.
- Dünne, meist feinkörnige Sandsteinbänke, eingeschaltet in Siltsteinen. Diese Sandsteinbänke sind ungeschichtet, mitunter stark bioturbat, auch horizontalgeschichtet oder mit Hummocky-Schrägschichtung. Einzelne feinkörnige Sandsteinbänke sind auch fossilführend.

Siltstein-Tonschieferfazies

Abfolgen von Siltsteinen und Tonschiefern erreichen Mächtigkeiten von wenigen dm bis zu mehrere Zehnermeter (z.B. im mittleren Teil der Corona-Formation, Abb. 26). Siltsteine sind entweder horizontalgeschichtet oder durch intensive Bioturbation undeutlich geschichtet bis massig. Auf den Schichtflächen finden sich häufig Lebensspuren, vor allem *Zoophycos* ist weit verbreitet. Mitunter sind in den Siltsteinen bis zu 10 cm große, stark verwitterte, limonitische Konkretionen enthalten. Stellenweise sind die Siltsteine fossilführend, enthalten vor allem Abdrücke von Brachiopoden. Einzelne, dünne Fossillagen mit massenhaft Brachiopoden sowie Crinoidenstielgliedern, Fusuliniden, Gastropoden und Bryozoen sind eingeschaltet. Von den Biogenen sind meist nur die Abdrücke erhalten.

Tonschieferhorizonte, bräunlich oder dunkelgrau bis schwarz gefärbt, sind nur wenige cm bis maximal wenige dm mächtig und enthalten vielerorts vorzüglich erhaltene fossile Pflanzenreste. Eingeschaltet sind mitunter dünne Sandstein- bis grobkörnige Siltsteinlagen, bioturbat, laminiert, vereinzelt mit Kleinrippeln oder Hummocky-Schrägschichtung.

Selten sind auch dünne Anthrazitkohleflöze entwickelt. Ein rund 30 cm mächtiges, stark klastisch verunreinigtes Kohleflöz ist beispielsweise auf der SW–Seite der Kronalpe, an der Basis der mächtigen Quarzkonglomeratabfolge (Corona-Formation) bei einem ehemaligen Kohleschurf aufgeschlossen. NW der Ofenalm/Casera For, im Bereich des Grenzsteins p 107 der Staatsgrenze, wurde im letzten Jahrhundert Anthrazitkohle abgebaut. Auf der Halde des ehemaligen Bergbaues finden sich neben kleinen Kohlestücken vereinzelt auch Siltsteine und Tonschiefer mit Brachiopodenabdrücken.

Die Siltstein-Tonschieferfazies ist häufig am Top und an der Basis von feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung oder mächtigeren Kalken entwickelt.

4.2.3.1.2. Interpretation

MASSARI & VENTURINI (1990b) unterscheiden innerhalb der Konglomeratabfolgen folgende 3 Faziestypen:

a) Fluviatile bis deltaische Fazies („braided channels").
b) Gut sortierte „foreshore"-Ablagerungen
   und
c) „longshore"-Ablagerungen (Ablagerungen durch küstenparallelen Transport).

Gegen fluviatile Ablagerungen innerhalb der Konglomeratabfolgen sprechen

- Auffallend konstante Mächtigkeit der relativ geringmächtigen Konglomeratabfolgen über größere laterale Erstreckung (mindestens einige 100 m).
- Keine erosiv eingeschnittenen Rinnen in den unterlagernden feinkörnigen Sedimenten, wie sie beispielsweise in den oberkarbonen Zyklen der USA weit verbreitet sind (bis zu viele m tief eingeschnittene fluviatile Rinnen!).
- Keine typisch fluviatilen Rinnen innerhalb der Konglomeratabfolgen, wie sie vergleichsweise in der oberkarbonen Stangnock-Formation beispielhaft entwickelt sind (KRAINER, 1989b).
- Eine gegenüber den fluviatilen Konglomeraten der Stangnock-Formation merklich bessere Rundung der Quarzgerölle, auch die Sortierung ist teilweise deutlich besser.

Die Konglomeratfazies der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation ist sehr ähnlich dem tieferen Teil des von HART & PLINT (1989) beschriebenen, 14 m mächtigen Baytree-Members der oberkretazischen Cardium-Formation (Alberta), die ebenfalls aus massigen und schräggeschichteten Konglomeraten mit eingeschalteten, dünnen, lateral rasch auskeilenden, schräg- und horizontalgeschichteten Sandsteinen aufgebaut ist. Diese Konglomerate und Sandsteine werden als Ablagerungen des shoreface (Vorstrand) interpretiert, die im wesentlichen auf longshore-drift (küstenparallele Strömungen) zurückgeführt werden.

Die Hauptprozesse für die Entstehung konglomeratischer Küstensedimente sind hochenergetische Wellentätigkeit und starke küstenparallele Strömung, induziert durch starke Sturmaktivität. Im oberen Vorstrandbereich (upper shoreface) dominiert generell sturminduzierter longshore- und offshore- (küstenparalleler und ablandiger) Sedimenttransport, im unteren Vorstrandbereich dagegen onshore- (anlandiger) Sedimenttransport (BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984).

Der Strandbereich selbst wird vor allem durch brechende Wellen beeinflußt. Entsprechend sind die Konglomerate des Strandbereiches (beachface) am besten gerundet und sortiert, ein typisches Merkmal ist die dachziegelartige Lagerung (Imbrikation) der im Strandbereich angereicherten Gerölle (BLUCK, 1967; BOUR-

GEOIS & LEITHOLD, 1984). Voraussetzung für dachziegelartige Lagerung ist das Vorhandensein abgeplatteter Gerölle. Allerdings neigen Quarzgerölle eher zu sphärischen Kornformen, abgeplattete Quarzgerölle sind eher selten. Daher ist es auch verständlich, daß in den Quarzkonglomeraten der Auernig-Gruppe nur vereinzelt Imbrikation zu beobachten ist. In den fluviatilen Quarzkonglomeraten der Stangnock-Formation konnte überhaupt nie Dachziegellagerung der Gerölle festgestellt werden (KRAINER, 1989b). Strandkonglomerate sind in der Regel auch leicht seewärts geneigt (BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984).

Extrem gut gerundete und gut sortierte Konglomerate in Verbindung mit flach geneigter Schichtung, die als Strandkonglomerate interpretiert werden können, sind innerhalb der Konglomeratfazies hin und wieder entwickelt, zum Beispiel in der obersten Konglomeratlage der Carnizza-Formation im Schulterkofelprofil und in der mächtigen Konglomeratabfolge der Corona-Formation auf der SW–Seite der Kronalpe.

Der Hauptanteil der Konglomeratfazies, aufgebaut aus ungeschichteten und trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten mit dünnen Sandsteinzwischenlagen wird als Vorstrand-(shoreface-)Ablagerung interpretiert, entstanden im oberen Vorstrandbereich durch küstenparallelen Transport. Dabei werden die trogförmig schräggeschichteten Konglomerate als sturminduzierte, küstenparallel migrierende Megarippeln gedeutet, während die ungeschichteten Konglomerate als „lag pavements" („Rückstandspflaster") von Sturmwellen interpretiert werden (siehe auch BOURGEOIS & LEITHOLD (1984). Für eine genauere und eindeutige Interpretation fehlen gegenwärtig detaillierte granulometrische Untersuchungen, ebenso lassen sich aus den bisher nur in unzureichender Zahl vorliegenden Messungen der Schüttungsrichtungen keine Schlüsse ziehen. Auch über laterale Faziesänderungen innerhalb der Konglomeratabfolgen – es ist durchaus zu erwarten, daß die Strand- und Vorstrandfazies lateral stellenweise in Deltasedimente übergeht – ist bislang nichts bekannt.

Grobkörnige, teilweise feinkiesige, häufig schräggeschichtete Sandsteine (grobkörnige Sandsteinfazies), vereinzelt mit bimodaler Schrägschichtung (Auernig-Formation, am Auernig; MASSARI & VENTURINI, 1990c) überlagern häufig die Konglomeratfazies und werden ihrerseits von Hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen überlagert. Stellenweise ist auch eine Wechsellagerung trogförmig schräggeschichteter und hummokky-schräggeschichteter Sandsteine zu beobachten. Diese grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteine werden als Ablagerungen des oberen Vorstrandes (upper shoreface) interpretiert, entstanden durch sturminduzierten, küstenparallen Sedimenttransport. Diese Interpretation beruht vor allem auf der Vergesellschaftung der grobkörnigen Sandsteinfazies mit hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen.

Hummocky-Schrägschichtung ist die wichtigste Sedimentstruktur klastischer Schelfsedimente, da sie eindeutige Aussagen über ihre Entstehung zuläßt. Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung entstehen während starker Stürme unterhalb der normalen Wellenbasis im tieferen Vorstrandbereich, d.h. zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (HAMBLIN & WALKER, 1979; BOURGEOIS, 1980, DOTT & BOURGEOIS, 1982; DUKE, 1985; WALKER, 1984, 1985 u.a.). Eine ideale Hummocky-Sequenz, die analog dem Bouma-Turbidit-Modell einem Sturmereignis entspricht, besteht aus hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen an der Basis (Einheit H), überlagert von geringmächtigen horizontalgeschichteten Sandsteinen (Einheit F) und feinkörnigen Sandsteinen mit Rippeln und Rippelschrägschichtung (Einheit X). Den Abschluß bilden bioturbate, pelitische Sedimente (mudstones, Einheit M). Diese Abfolge ist auf das allmähliche Nachlassen des Sturmereignisses und der damit verbundenen Abnahme in der Intensität der Wellentätigkeit und Strömungsgeschwindigkeit am Meeresboden zurückzuführen (DOTT & BOURGEOIS, 1982). Ein solches Sturmereignis kann mehrere Tage oder Wochen dauern. Sedimentation erfolgt dabei einerseits durch Abregnen feinkörnigen Sediments aus der aufgewirbelten Suspension, andererseits durch lateralen Sedimenttransport („traction flow") infolge der intensiven, sturminduzierten Wellenbewegung am Meeresboden (DOTT & BOURGEOIS, 1982).

WALKER et al. (1983) haben aufgrund der Beobachtung, daß einige Hummocky-Sequenzen an der Basis eine geringmächtige massige, gradierte Lage (Einheit B) und darüber eine horizontalgeschichtete Lage (Einheit P) zeigen, das „Turbidit-Hummocky-Modell" aufgestellt und die Meinung vertreten, daß die Hummocky-Sequenzen turbiditischen Ursprungs sind, ausgelöst durch starke Stürme im Vorstrandbereich. WALKER et al. (1983) deuten die Einheiten B und P an der Basis als Ablagerungen, die durch gerichtete Strömung im oberen Fließregime („upper plane bed") entstanden sind, ähnlich wie die Einheiten A und B einer Turbiditsequenz. Allerdings sind solche Sequenzen eher selten (vgl. dazu auch Diskussion von DOTT & BOURGEOIS, 1983).

Häufig sind hummocky-schräggeschichtete Sandsteine amalgamiert (Abb. 24,25). Zur Amalgamation kommt es durch relativ häufige und vor allem intensive Sturmtätigkeit, sodaß alle während des vorhergehenden, abflauenden Sturmes und der darauffolgenden Schönwetterperioden abgelagerten Sedimente wieder aufgearbeitet werden (DOTT & BOURGEOIS, 1982). Amalgamierte hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen von oft mehreren m Mächtigkeit sind auch in den einzelnen-Formationen der Auernig-Gruppe recht häufig anzutreffen. In der Pizzul-Formation können einzelne hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen (H-H-H- oder H-F-Abfolgen, siehe BOURGEOIS, 1980, DOTT & BOURGEOIS, 1982) Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen. In solchen amalgamierten Abfolgen sind einzelne Sturmereignisse meist schwer voneinander abzutrennen.

Entwässerungsstrukturen (Abb. 25) und Bioturbation sind charakteristische Merkmale vieler hummocky-schräggeschichteter Sandsteine. Entwässerungsstrukturen weisen auf sehr schnelle Ablagerungsprozesse hin (HUNTER & CLIFTON, 1982), Bioturbation tritt vor allem im höheren Teil von hummocky-Sequenzen auf. Beide Merkmale sind auch in den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen der Auernig-Gruppe zu beobachten. Auch amalgamierte hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen weisen vereinzelt Bioturbation und Spurenfossilien auf, was darauf hinweist, daß zwischen den einzelnen Sturmereignissen längere Schönwetterperioden geherrscht haben. Den Organismen stand zwischen den einzelnen Sturmereignissen genügend Zeit zur Verfügung, den weichen Sedimentuntergrund abzuweiden und zu durchwühlen.

Zur Entstehung mächtigerer Sandsteinabfolgen mit Hummocky-Schrägschichtung muß im Vorstrandbereich viel feinkörniges, grobsiltig-feinsandiges Sediment bereitgestellt werden. Dies geschieht einerseits durch fluviatilen Eintrag, andererseits durch die Wellenerosion während Sturmereignissen.

Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine treten sowohl in transgressiven (z.B. BOURGEOIS, 1980) als auch in regressiven klastischen Schelfabfolgen auf (z.B. TILLMANN, 1985), dies gilt auch für die Auernig-Gruppe, besonders für die Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation. In den untersuchten Profilen sind hummocky-schräggeschichtete Sandsteine häufig vergesellschaftet mit grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen des oberen Vorstrandbereiches bzw. überlagern diese und werden ihrerseits von bioturbaten Siltsteinen mit dünnen, oft ebenfalls hummocky-schräggeschichteten Sandsteineinschaltungen überlagert (transgressive Abfolge). Ebenso gibt es den umgekehrten Fall, daß hummocky-schräggeschichtete Sandsteine bioturbate Siltsteine überlagern und ihrerseits von grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen überlagert werden (regressive Abfolge). Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine vermitteln demnach zwischen der grobkörnigen Sandsteinfazies des oberen Vorstrandbereiches und der siltigen Fazies des offenen Schelfes.

Die bioturbaten Siltsteine mit den eingeschalteten dünnen, hummocky-schräggeschichteten Sandsteinbänken werden generell als distalere (tiefere) Bildungen interpretiert, entstanden nahe der Sturmwellenbasis im Übergang zum offenen Schelf (offshore). Gradierte und horizontalgeschichtete Sandsteinbänke, eingeschaltet in bioturbate Siltsteine, können als Turbidite aufgefaßt werden, die, induziert durch Sturmereignisse, unterhalb der Sturmwellenbasis im offshore-Bereich entstehen (vgl. HAMBLIN et al., 1979; HAMBLIN & WALKER, 1979; WALKER, 1984; WRIGHT & WALKER, 1981; BRENCHLEY et al., 1986). Die häufig bioturbaten, oft mehrere m mächtigen Siltsteine sind ebenfalls als Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis (offener Schelf) zu betrachten, ebenso wie die in den Siltsteinen eingeschalteten Kalkhorizonte, die überhaupt Perioden fehlender klastischer Sedimentation anzeigen.

Siltig-tonige Sedimente, die vereinzelt Konglomerate überlagern oder an der Basis von Konglomeraten auftreten, häufig fossile Pflanzenreste, selten Wurzelhorizonte, in-situ Baumstämme (z.B. Kronalpe-Westseite, Profil Abb. 27) enthalten und z.T. mit dünnen Anthrazitkohleflözen vergesellschaftet sind, werden als Ablagerungen kleinräumiger Küstensümpfe gedeutet.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden: Die grobklastischen Sedimente der Auernig-Gruppe, vor allem der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation stellen Ablagerungen eines sturmbeeinflußten Schelfes dar. Konglomerate sind im flachsten Bereich (Strandbereich und oberer Vorstrandbereich) durch sturminduzierte Wellentätigkeit und küstenparallelen Sedimenttransport entstanden, die grobkörnige Sandsteinfazies ist ebenfalls dem oberen Vorstrandbereich zuzuordnen. Eindeutige Hinweise auf die intensive Sturmtätigkeit liefern die hummocky-schräggeschichteten Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches, die zu den bioturbaten Siltsteinen des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis, vermitteln.

4.2.3.1.3. Karbonatfazies

Makroskopisch lassen sich innerhalb der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation folgende Faziestypen auseinanderhalten (siehe Profile Abb. 26, 27, 28, 32, 33, 34):

- Geringmächtige Kalkhorizonte, einige cm bis einige dm dick, eingeschaltet in bioturbaten Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung.
- Wechsellagerung von dunkelgrauen, welligen, 5–15 cm dicken Kalkbänken und cm- bis wenige dm dicken, schwarzen, fossilführenden Tonschiefern, insgesamt bis zu mehrere m mächtig.
- Bis zu rund 13 m mächtige Kalkabfolgen, an der Basis über einer bis zu 35 cm dicken fossilführenden Silt- oder Sandsteinbank mit welligen, dunkelgrauen, dünnbankigen Kalkbänken mit tonigen Zwischenlagen einsetzend. Diese gehen nach oben in hellgraue, gröbergebankte oder undeutlich gebankte bis massige Kalke über. Diese Fazies wird dann nach oben wiederum von dunkelgrauen, dünnbankigen Kalken mit tonigen Zwischenlagen und schließlich von feinkörnigen Sedimenten der Siltstein-Tonschieferfazies abgelöst. Diese Entwicklung ist sehr schön im Basiskalk der Auernig-Formation im Garnitzenprofil („Gugga-Kalk") und auf der Kronalpe zu beobachten (siehe Profile Abb. 27, 32, Abb. 37).

Mikrofazies der Kalke

a) Corona-Formation

Am Aufbau der zwei dünnen Kalkeinschaltungen im oberen Profilabschnitt der Corona-Formation (Abb. 27) sind folgende Mikrofaziestypen beteiligt:

Der tiefere, 60 cm dicke Kalkhorizont, eingeschaltet in bioturbaten Siltsteinen, setzt an der Basis mit einer dünnen Lage eines bioklastischen Packstones ein. Dieser ist reich an Kalkalgen (*Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum, Eugonophyllum*), die häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminifern und *Tubiphytes* umkrustet sind. Weiters sind Fusuliniden, Echinodermenreste, Bryozoen und Schalenreste von Gastropoden und Brachiopoden enthalten.

Dieser Mikrofaziestyp geht nach oben stellenweise in eine typische Algenmound-Fazies in Form eines Algenmikrites (Algen-Wackestone/Bafflestone) bestehend aus *Anthracoporella spectabilis*-Kolonien in Lebensstellung über. Die Algen dienten als Sedimentfänger. Zwischen den Algenthalli befindet sich mikritische Grundmasse mit wenigen kleinen Biogenresten.

Lateral geht diese Algenmound-Fazies in Biomikrite (bioklastische Wackestones) über, die reich an teilweise inkrustierten Algenbruchstücken von *Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum* u.a. sind. Neben den Algen kommen auch Kleinforaminiferen, Fusuliniden, Bryozoen, Echinodermen, diverse Schalenreste und *Tubiphytes* vor.

Den Abschluß dieser Kalkeinschaltung bildet eine dünne Lage bioklastischer Wackestones mit reichlich Kalkalgen und Fusuliniden.

Die zweite Kalkbank ist 40 cm mächtig und besteht aus Algen-Fusulinen-Biomikriten (Wackestone) mit vereinzelt kleinen Quarzkörnern in der mikritischen Grundmasse und teilweise auch vielen Echinodermenbruchstücken.

b) Auernig- und Carnizza-Formation

In den Kalkhorizonten der Auernig- und Carnizza-Formation konnten folgende Mikrofaziestypen festgestellt werden:

○ MF-Typ A
Fossilführender Siltstein – Sandstein, vereinzelt mit kleinen Quarzgeröllen bis 2 cm Durchmesser locker eingestreut, ungeschichtet bis geschichtet, teilweise bioturbat, aus detritischen Quarzen, mitunter reichlich detritischen Glimmern und Karbonatzement zusammengesetzt. Selten sind kleine, siltige Resedimentgerölle enthalten. Der Anteil an Bioklasten ist unterschiedlich hoch (<1 % bis >20 %) und setzt sich aus Kalkalgen, Schalenresten, Echinodermenresten, Gastropoden, Fusuliniden, Bryozoen, Kleinforaminiferen und Ostracoden zusammen (Taf. 6, Fig. 1). Dieser Mikrofaziestyp tritt häufig in Form bis zu 35 cm mächtiger Bänke an der Basis vieler mächtigerer Kalkhorizonte auf.

○ MF-Typ B
Algen-Biomikrit (Wackestone/Packstone) mit bis zu rund 50 % Kalkalgen (v.a. *Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum* und *Eugonophyllum*), häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* inkrustiert. Die mäßig bis dicht gepackten Algenthalli sind häufig schichtungsparallel eingeregelt (Taf. 6, Fig. 3). An weiteren Biogenresten sind Schalenreste von Gastropoden und Brachiopoden, Echinodermen, Bryozoen, Kleinforaminiferen, Fusuliniden und Ostracoden zu erwähnen. Die mikritische Grundmasse enthält manchmal detritische Quarzkörner in Siltkorngröße.

○ MF-Typ C:
Algen-Fusuliniden-Packstone (Taf. 6, Fig. 5). Neben Kalkalgen (v.a. *Epimastopora*, teilweise inkrustiert) und Fusuliniden sind untergeordnet auch diverse Schalenreste, Echinodermen, Bryozoen, Kleinforaminiferen beteiligt.

○ MF-Typ D
Biomikrite (bioklastischer Wackestone/Bindstone) mit bis zu rund 40 % Bioklaste in einer mikritischen Grundmasse, teilweise mit vielen sessilen Kleinforaminiferen, die sowohl Sediment als auch größere Bioklaste (Algen) inkrustieren (Taf. 6, Fig. 2,6). Größere Bioklaste sind vor allem Kalkalgen (*Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum*), häufig inkrustiert. Neben den üblichen Biogenen sind unterschiedlich viele Fusuliniden sowie Spiculae von Kalkschwämmen enthalten.

○ MF-Typ E
Algen-Biomikrit (Algen-Wackestone/Baffiestone) aus großen, meist unzerbrochenen Kalkalgen (v.a. *Anthracoporella spectabilis*), teilweise in Lebensstellung (Abb. 31). In der mikritischen Grundmasse finden sich untergeordnet auch *Epimastopora* und *Archaeolithophyllum missouriense* sowie locker verstreut kleine Biogenreste (Echinodermen, Bryozoen, Fusuliniden, Kleinforaminiferen, Ostracoden und Spiculae von Kalkschwämmen).

○ MF-Typ F
Biosparit (bioklastischer Grainstone), bestehend aus vielen Echinodermenresten, häufig mit syntaxialen Anwachssäumen, sowie diversen Schalenbruchstücken, Bryozoen, Fusuliniden, Kleinforaminiferen und Bruchstücken von Kalkalgen. Die Bioklaste bilden ein sparitisch zementiertes, korngestütztes Gefüge.
Dieser Mikrofaziestyp ist sehr selten und konnte bisher nur in einem Kalkhorizont am Top der Auernig-Formation (Garnitzenprofil) festgestellt werden.

Zwischen den einzelnen Mikrofaziestypen bestehen oft fließende Übergänge.

4.2.3.1.4. Biogengehalt der Kalke

In den Kalken der Auernig-Gruppe sind praktisch alle wichtigen jungpaläozoischen Fossilgruppen vertreten.

Kalkalgen sind die weitaus häufigsten Biogenreste der Kalke (Abb. 31), insbesondere *Anthracoporella spectabilis* (Taf. 6, Fig. 4) und *Epimastopora* (Dasycladaceen), *Archaeolithophyllum missouriense* aus der Gruppe der ancestralen Corallinaceen (Taf. 6, Fig. 8) und *Eugonophyllum* aus der Gruppe der Codiaceen. Untergeordnet kommen auch *Girvanella, Vermiporella, Cuneiphycus* und andere Algen vor.

Große Algenbruchstücke sind häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen (*Calcitornella, Tuberitina*) und *Tubiphytes* inkrustiert. *Anthracoporella spectabilis* tritt teilweise in Lebensstellung auf (Algenmound-Fazies).

Häufig sind die Algenthalli leicht verdriftet, zerbrochen und schichtungsparallel eingeregelt. Der Erhaltungszustand ist unterschiedlich. Teilweise sind die Algen vorzüglich erhalten, teilweise stark umkristallisiert. Eine genaue Bearbeitung der Algenflora, wie sie beispielsweise für die Rattendorfer Gruppe und die Trogkofelkalke vorliegt (z.B. FLÜGEL, 1966; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1980), fehlt für die Kalke der Auernig-Gruppe.

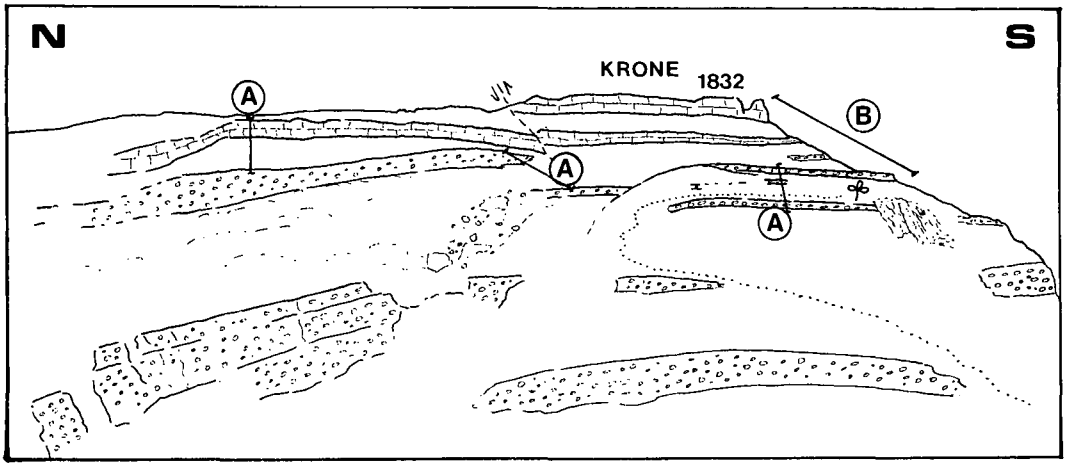


Abb. 30.
Geländeskizze der Krone-Westseite (nach einem Foto) mit Lage der Profile A und B in Abb. 27.
Das Ausdünnen des basalen Kalkhorizontes der Auernig-Formation nach S ist deutlich erkennbar.

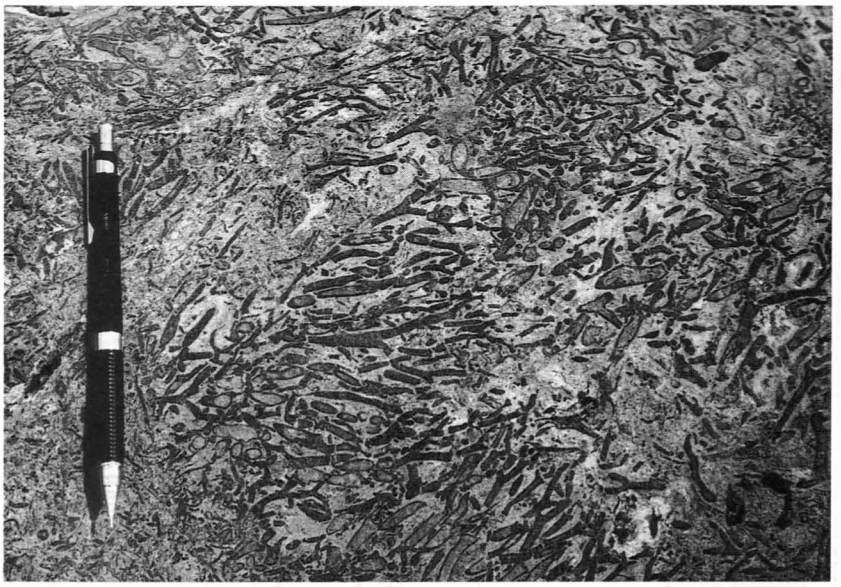


Abb. 31.
Algenkalk mit zahlreichen, bis zu über 5 cm großen Kalkalgen (*Anthracoporella*) aus der Auernig-Formation im Gipfelbereich der Krone.

Fusuliniden sind in den Kalken ebenfalls häufig und bilden die wichtigste biostratigraphische Fossilgruppe der Auernigschichten (Taf. 6, Fig. 5). Fusuliniden aus den Auernigschichten hat erstmals SCHELLWIEN (1898) beschrieben und dargestellt, die grundlegenden Arbeiten über die Fusuliniden und Fusulinidenstratigraphie der Auernig-Gruppe (Rattendorfer Gruppe und Trogkofelkalk) stammen von KAHLER (Zusammenfassung in KAHLER, 1983, 1985, 1989, sowie zahlreiche weitere Arbeiten).

Kleinforaminiferen sind vor allem in den MF-Typen D und E sehr häufig (tubusförmige, gekammerte, kalkige und agglutinierende Formen, teilweise sessil; Taf. 6, Fig. 2,7). U.a. sind folgende Gattungen vertreten: *Ammovertella, Bradyina, Endothyra, Eolasiodiscus, Calcitornella, Climacammina, Polytaxis, Tetrataxis, Textularia, Eotuberitina, Tuberitina*; siehe auch EBNER, 1989).

Sphinctozoa (Kalkschwämme) wurden von KÜGEL (1987) aus den Kalken der Pizzul-Formation (Untere kalkreiche Schichtgruppe) beschrieben, kommen vereinzelt aber auch in den Kalken der Auernig-Formation vor. Größere Exemplare konnten beispielsweise in einem Kalkblock (Fallstück) auf der Westseite des Auernig gefunden werden. Spiculae von Kalkschwämmen sind in der mikritischen Grundmasse der MF-Typen D und E immer wieder anzutreffen.

Korallen sind selten, in einem Kalkhorizont am Auernig (Auernig-Formation) konnten kleine Einzelkorallen gefunden werden.

Bryozoen treten in allen Mikrofaziestypen in Form kleiner Bruchstücke auf. Die Bryozoen der Schicht „s" des Auernig (Auernig-Formation), eines Kalkhorizontes mit verkieselten Biogenen, hat KODSI (1967b) bearbeitet.

Brachiopoden und Gastropoden sind im Dünnschliff in Form von Schalenbruchstücken in allen MF-Typen anzutreffen. Die von SCHELLWIEN (1892) und WINKLER PRINS (in FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972) bestimmten Brachiopoden stammen nur teilweise aus den Kalken, meist aus Siltsteinen.

Ostracoden sind in der mikritischen Grundmasse recht häufig zu finden. Aus Kalken der Schicht „s" des Auernig haben BECKER & FOHRER (1990) einige verkieselte, vorzüglich erhaltene Ostracoden beschrieben.

Echinodermenreste, vor allem Crinoidenbruchstücke, sind in allen MF-Typen zu finden, teilweise sehr häufig.

Das Mikroproblematikum *Tubiphytes obscurus* ist in den MF-Typen B, D und E recht häufig und inkrustiert vor allem größere Algenbruchstücke.

4.2.3.1.5. Interpretation

Generell sind die Kalke der Auernig-Gruppe (Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) aus ähnlichen Mikrofaziestypen aufgebaut wie viele Kalke der Schelf- und Schelfrandfazies des Oberkarbons und Unterperms im SW der USA.

MF-Typ A (fossilführender Silt/Sandstein) weist auf stärkere Wasserströmung hin, ebenso ist MF-Typ F (gut ausgewaschener bioklastischer Grainstone) unter stärkeren Strömungsbedingungen entstanden.

Die Kalkeinschaltungen der Auernig-Gruppe, die bis auf sehr wenige Ausnahmen (MF-Typ F) alle aus mikritischen Kalken bestehen (MF-Typen B,C,D und E), sind alle in relativ ruhigem Wasser gebildet worden, wobei die Biogene auf normalmarine Bedingungen hinweisen.

Während eingeregelte und zerbrochene Algenbruchstücke in den MF-Typen B und C auf leichte Verdriftung durch schwache Bodenströmungen hinweisen, sind die MF-Typen D und E, die eine typische Algenmound-Fazies darstellen, unter ruhigen Wasserbedingungen ohne nennenswerte Strömungen entstanden, was durch die bis zu rund 10 cm großen, noch in Lebensstellung verweilenden phylloiden Algen (*Anthracoporella spectabilis*) angezeigt wird.

Ähnliche Mikrofaziestypen haben u.a. TOOMEY & WINLAND (1973), WILSON (1975), TOOMEY (1983) und DAWSON & CAROZZI (1986) aus Kalken jungpaläozoischer zyklischer Sedimentabfolgen im SW der USA beschrieben, auch die in den Kalken der Auernig-Gruppe auftretende Algenmound-Fazies ist aus einigen der jungpaläozoischen Algenmounds der USA bekannt (z.B. HECKEL & COCKE, 1969; PETERSON & HITE, 1969; TOOMEY & WINLAND, 1973; HECKEL, 1974; WILSON, 1975; TOOMEY et al., 1977; CHOQUETTE, 1983; ROYLANCE, 1990).

Daß es sich bei den mächtigeren Kalken der Auernig-Gruppe teilweise um ganz flache Algenmounds handelt, zeigen die Aufschlüsse an der Westseite der

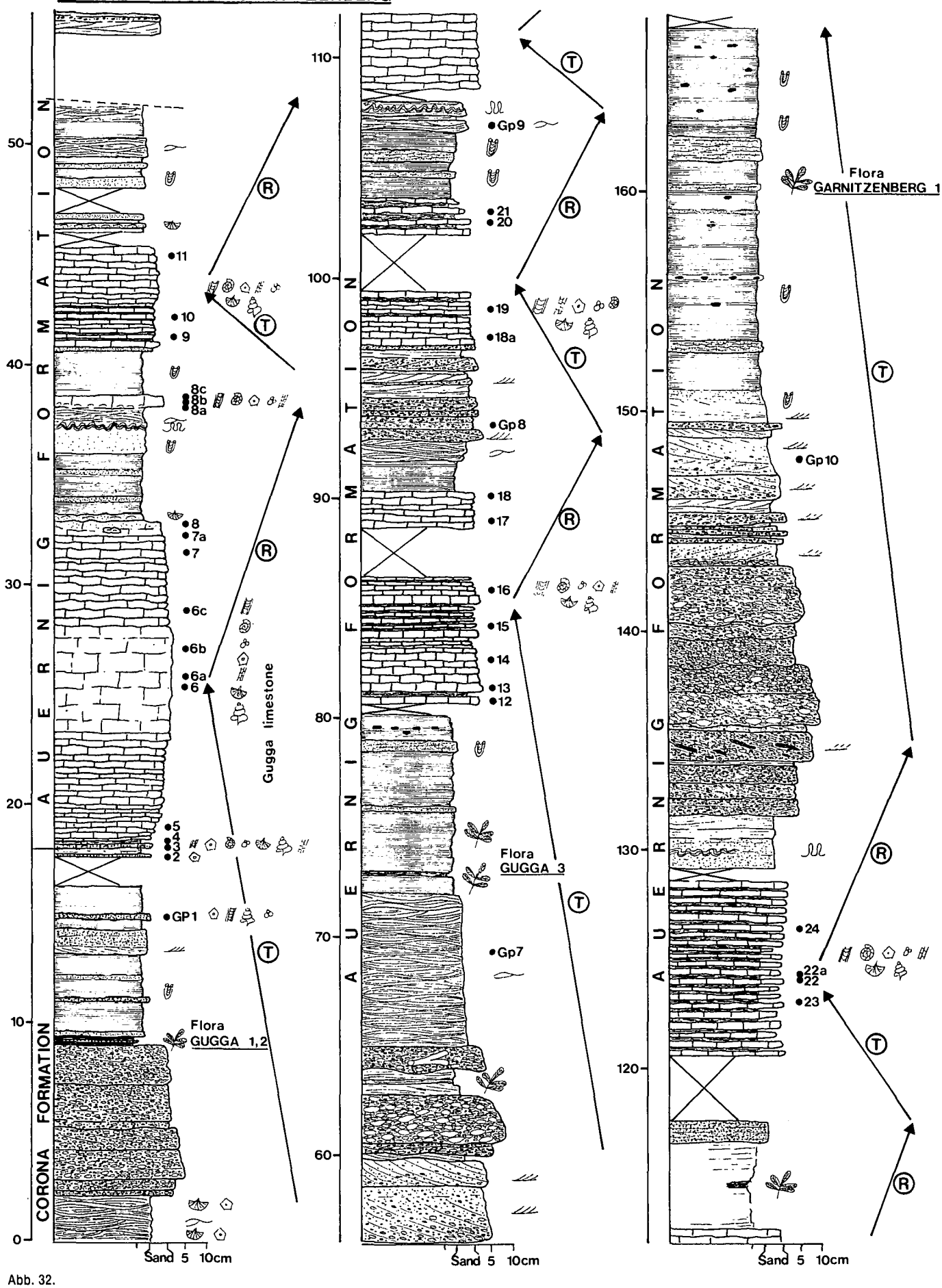


Abb. 32.
Profil durch die oberste Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe), Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) und Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe) im Bereich des Garnitzenberges/Monte Carnizza („Garnitzenprofil").
Pfeile markieren transgressive (T) und regressive (R) Abfolgen.
Zur Lage des Profils siehe Abb. 14, Legende Abb. 17 (nach KRAINER in VENTURINI, 1990c, Fig. 70–71).

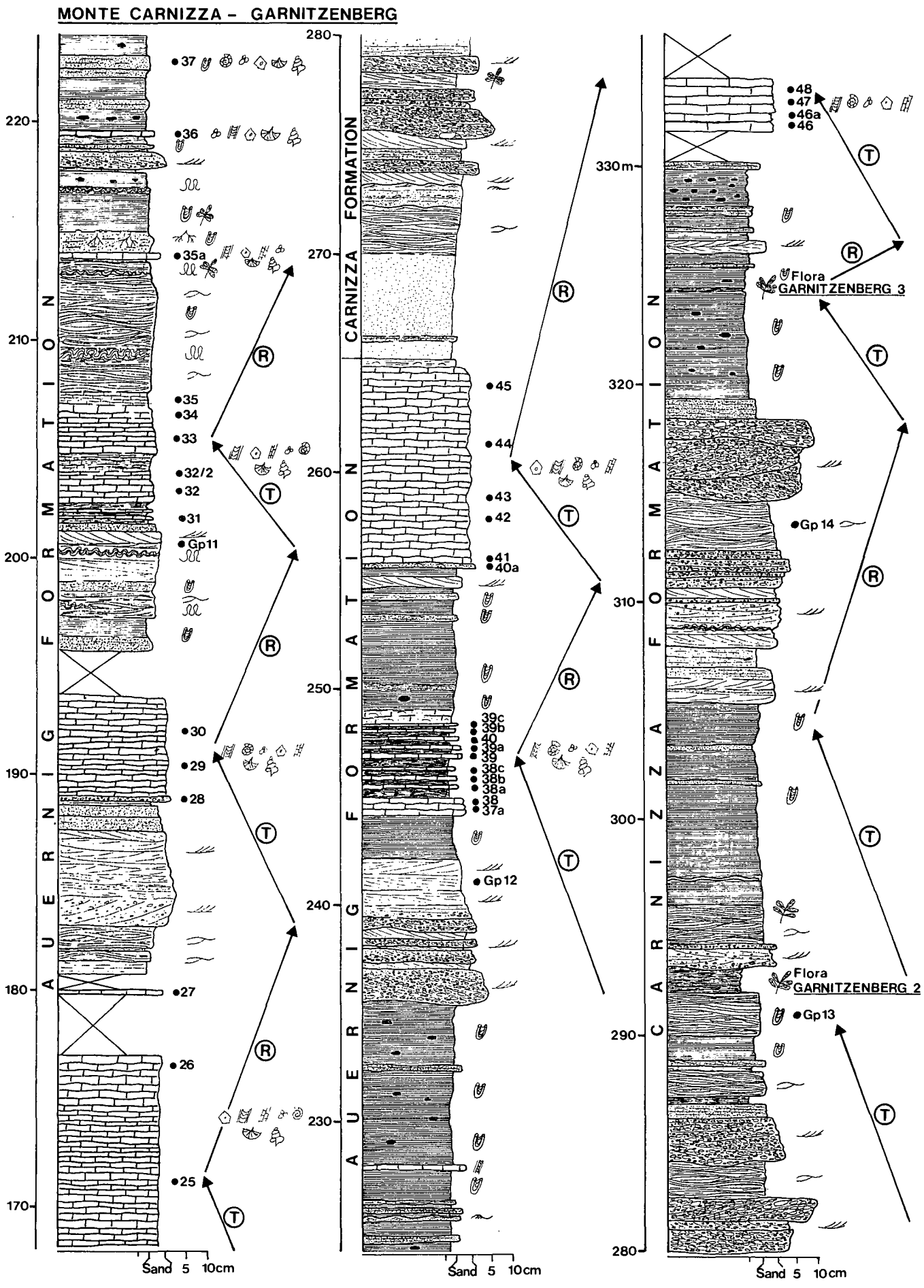


Abb. 33.
Profil durch die oberste Corona-Formation, Auernig-Formation und Carnizza-Formation im Bereich des Garnitzenberges/Monte Carnizza.
Fortsetzung von Abb. 32.

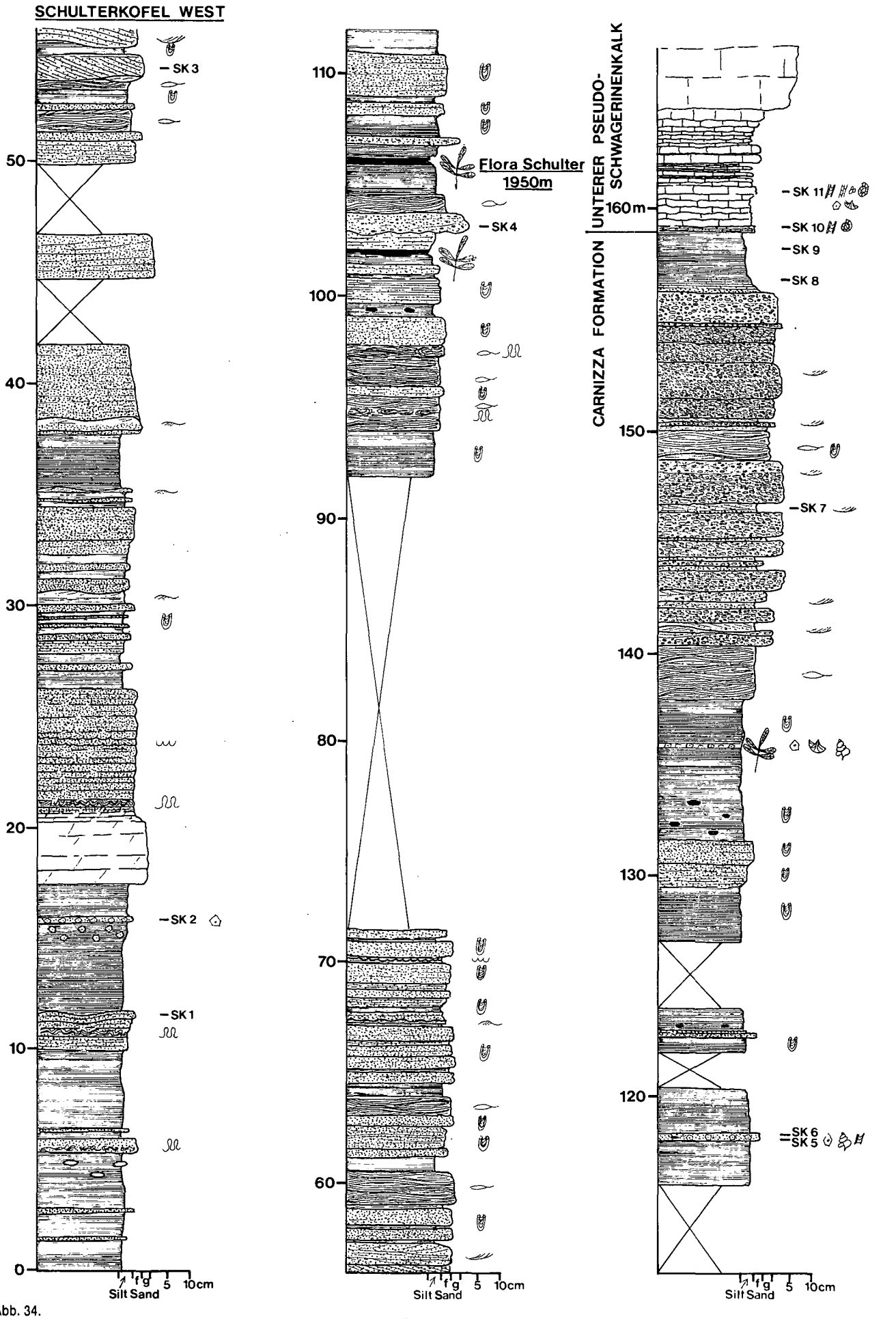


Abb. 34.
Profil durch die Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe) mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerinenkalk an der Westseite des Schulterkofels.
Zur Lage des Profils siehe Abb. 14, Legende Abb. 17.

Kronalpe. Während der Basiskalk der Auernig-Formation an der NW–Seite der Kronalpe rund 15 m mächtig ist und im mittleren Bereich eine massige Algenmound-Fazies aufweist, dünnt dieser Kalk nach S auf einer Erstreckung von rund 300 m auf eine Mächtigkeit von nur mehr rund 2 m aus, wobei die massige Algenmound-Fazies vollkommen auskeilt (siehe Profile Abb. 27 und Abb. 30). Die rund 2 m mächtigen, dünngebankten Kalke setzen sich aus Wackestones und Packstones zusammen (siehe auch KRAINER, 1990f,g).

Viele aus den USA beschriebene Algenmounds weisen eine ganz ähnliche Form auf. Es sind flache, biostromale Körper mit großer lateraler Erstreckung (oft über viele km), geringer Mächtigkeit von meist nur wenigen Zehnermetern (siehe CHOQUETTE, 1983) und sehr selten steileren Flanken bis max. etwa 30° (z.B. Yucca-Mound, TOOMEY et al., 1977).

Allerdings zeigen die häufig während einer regressiven Phase entstandenen jungpaläozoischen Algenmounds der USA einen anderen Aufbau als jene der Auernig-Gruppe. Die Algenmound-Fazies wird nämlich häufig von hochenergetischen Grainstones überlagert und viele Algenmounds wurden im Zuge der Regression überhaupt freigelegt (Emersionshorizonte), was zu entsprechender vadoser Diagenese und damit verbundener Entstehung sekundärer Porosität und Breccienbildung führte (WILSON, 1967; MAZULLO & CYS, 1979; HECKEL, 1983; ROYLANCE, 1990). WILSON (1975) hat daraus ein Algenmound-Modell abgeleitet: Die Algenmound-Entwicklung seztzt mit einem „basal bioclastic micrite pile" ein, darüber folgt die „algal plate micritic core facies" (=eigentliche Algenmound-Fazies), entstanden unterhalb der Wellenbasis in ruhigem Wasser. Durch das Hineinwachsen der Algenmounds in die aktive Wellenzone entsteht eine „crestal boundstone"-Fazies mit inkrustierenden Foraminiferen und *Tubiphytes*. Durch das wiederholte Hineinwachsen des Algenmounds in die aktive Wellenzone kommt es auch zur Aufarbeitung und Umlagerung von organischem Material vom Top des Mounds zu dessen Flanken, es entsteht eine „flanking bed facies". Viele Mounds werden schließlich von hochenergetischen Grainstones („capping bed of shoal grainstone") überlagert.

Algenmounds, die nach diesem Modell aufgebaut sind, hat BOECKELMANN (1985) aus der Pizzul-Formation westlich des Rudnig-Sattels beschrieben. Nach eigenen Untersuchungen zeigen jedoch die Algenmounds der Auernig-Gruppe einen vom Wilson-Modell abweichenden Aufbau.

Über einer „Bioakkumulationsphase" in Form dünngebankter, oft dichtgepackter Kalke mit eingeregelten Algenfragmenten (MF-Typ B,C) folgt die Algenmound-Fazies mit Algenmikriten (MF-Typ E, Algen z.T. in Lebensstellung, „Biokonstruktionsphase"), die häufig mit Biomikriten, die reich an sessilen Foraminiferen, *Tubiphytes* und mikritischen Blau-Grünalgen sind (Bindstone, MF-Typ D), wechsellagern. Scheinbar wurde das Mound-Wachstum immer wieder durch leichte Strömung gestört und unterbrochen. Beginnende Regression führte schließlich zur endgültigen Unterbrechung des Mound-Wachstums, leichte Strömung führt wieder zu einer Anhäufung von organischem Material, vor allem Algenbruchstücken, die teilweise von inkrustierenden Organismen stabilisiert werden, es entstehen wieder dünngebankte Kalke („Bioakkumulationsphase", MF-Typ B,C). Einsetzende Schüttung von feinklastischem Material verhindert schließlich jede weitere Kalkproduktion, die dünngebankten Kalke werden von Siltsteinen oder feinkörnigen Sandsteinen überlagert.

Bezüglich der die Mounds aufbauenden Algenflora bestehen auch gewisse Unterschiede. Codiaceen (*Ivanovia, Eugonophyllum*) scheinen neben *Archaeolithophyllum, Epimastopora, Anchicodium* und *Archaeolithoporella* am Aufbau der jungpaläozoischen Algenmounds im SW der USA eine besondere Rolle zu spielen (WEST, 1988; siehe auch HECKEL & COCKE, 1969; TOOMEY et al., 1977; WILSON, 1975; CHOQUETTE, 1983).

In den Auernigschichten dominieren dagegen *Anthracoporella spectabilis* (häufig in Lebensstellung), *Archaeolithophyllum missouriense* und *Epimastopora*.

Nach übereinstimmender Auffassung bilden sich die Algenmounds im flachen Schelf unterhalb der aktiven Wellenzone, d.h. unterhalb der Sturmwellenbasis, in gut durchlüftetem Wasser bei fehlender klastischer Einschüttung. Unter diesen Bedingungen wird der Untergrund von phylloiden Algen besiedelt (WRAY, 1964, 1968), wobei es häufig zu einem massenhaften Algenwachstum kommt (TOOMEY, 1976). Neben den genannten Faktoren scheint auch die Topographie des Meeresbodens eine Rolle zu spielen. HECKEL & COCKE (1969) vertreten die Auffassung, daß sich Algenmounds auf flachen Untiefen bildeten. SCHATZINGER (1983) berichtet aus West-Texas, daß sich phylloide Algenmounds z.T. in geschützten Bereichen hinter wellenresistenten Schwamm-Bryozoenmounds entwickelten.

Die Kalkhorizonte und darin entwickelten Algenmounds nehmen innerhalb der in der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation ausgeprägten Zyklen jeweils eine ganz bestimmte Position ein, sie sind immer eingeschaltet in feinklastischen Sedimenten des offenen Schelfes und markieren jeweilige Meeresspiegelhochstände. Eine gewisse Bedeutung kommt dabei den geringmächtigen fossilführenden Silt/Sandsteinbänken (MF-Typ A) an der Basis mächtigerer Kalkhorizonte zu (siehe Diskussion in Kap. 4.2.5.).

4.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine) der Auernig-Gruppe

Die Sandsteine der Auernig-Gruppe unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und texturellen Eigenschaften deutlich von den Sandsteinen der Bombaso-Formation, worauf schon hingewiesen wurde (siehe Tab. 5 und Abb. 35).

Die Sandsteine der Auernig-Gruppe sind besser gerundet und sortiert und durch einen hohen Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen metamorpher Herkunft charakterisiert (Tab. 5). Auch metamorphe Gesteinsbruchstücke, vor allem Quarz-Glimmer-Verwachsungen, sind recht häufig. Bis auf Kieselschiefer- und Lyditkomponenten, die in einigen Sandsteinen der Pizzul- und Corona-Formation teilweise in höheren Gehalten auftreten, fehlen sedimentäre Gesteinsbruchstücke fast vollkommen. Auch vulkanische Gesteinsbruchstükke, laut FONTANA & VENTURINI (1982) in geringen Prozentsätzen vorhanden, konnten in den untersuchten Proben nicht festgestellt werden. Die Gehalte an detritischen Feldspäten liegen durchwegs unter 5 %. Detritische Glimmer (v.a. Muskowit) sind besonders in feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung oft in beträchtlicher Menge (bis rund 18 %) ent-

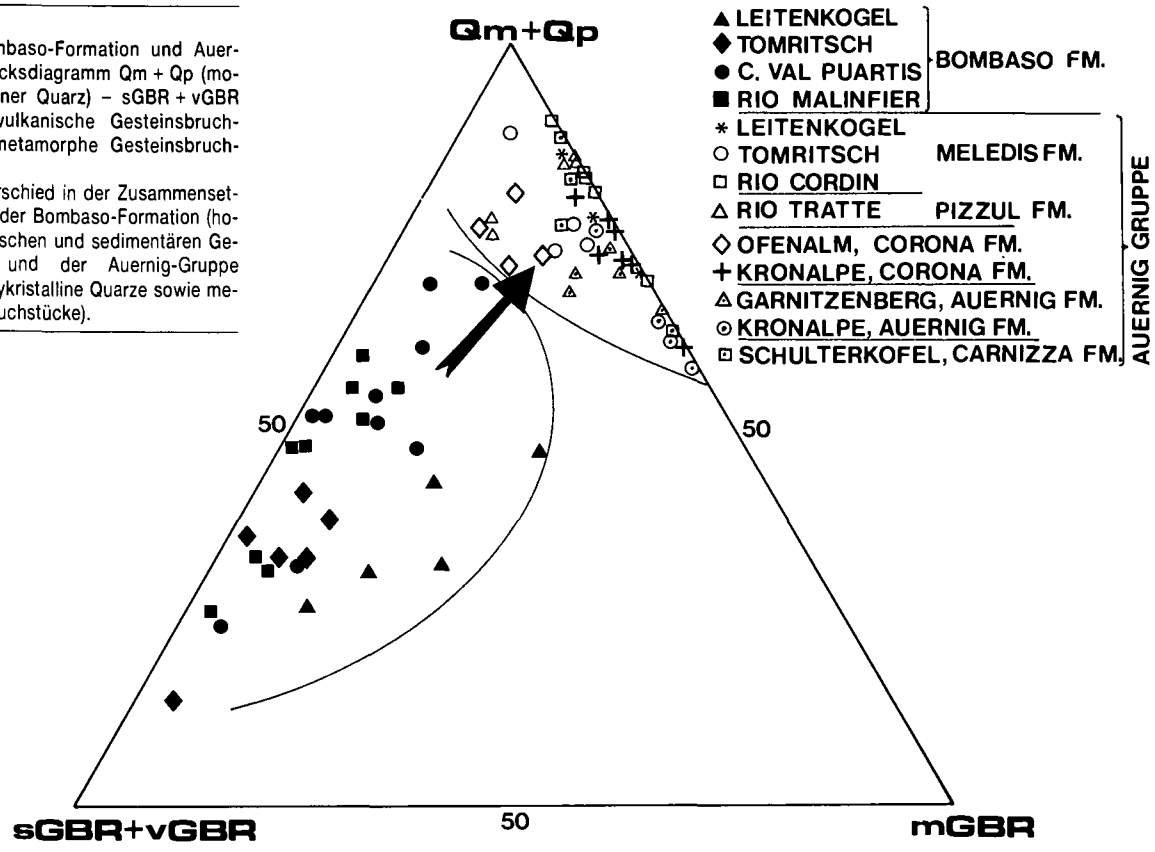


Abb. 35.
Sandsteine der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe im Dreiecksdiagramm Qm + Qp (mono- und polykristalliner Quarz) – sGBR + vGBR (sedimentäre und vulkanische Gesteinsbruchstücke) – mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke).
Deutlich ist der Unterschied in der Zusammensetzung der Sandsteine der Bombaso-Formation (hoher Gehalt an vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken) und der Auernig-Gruppe (hpts. mono- und polykristalline Quarze sowie metamorphe Gesteinsbruchstücke).

halten. Akzessorisch konnten Zirkon, Turmalin und Apatit festgestellt werden, auch diagenetisch gebildeter Pyrit und andere opake Mineralphasen sind vorhanden. Der Matrixgehalt ist sehr gering, durchwegs deutlich unter 5 % und teils diagenetischen Ursprungs (v.a. diagenetischer Abbau von detritischen Glimmern und Feldspäten). Die Sandsteine sind häufig karbonatisch zementiert, Karbonatzement ist meist grobspätig (poikilitisch) und verdrängt randlich Quarz. Auch authigene Quarzanwachssäume sind nicht selten. Grobkörnige Sandsteine sind mitunter nur durch Quarzanwachssäume zementiert. Allerdings sind die authigenen Quarzanwachssäume aufgrund des Fehlens schmutziger Tonsäume um die detritischen Quarzkörner meist nicht sichtbar. Dadurch und durch die Verdrängung von Quarz durch Karbonatzement ist in vielen Fällen der ursprüngliche Rundungsgrad der einzelnen Komponenten nicht mehr feststellbar.

Generell sind die Sandsteine der Auernig-Gruppe als mäßig bis gut sortierte lithische Arenite und Sublitharenite zu bezeichnen. Der Rundungsgrad bewegt sich, soweit feststellbar, zwischen subgerundet und gerundet, in feinkörnigen Sandsteinen sind die Komponenten meist schlechter gerundet.

Einzelne Lithofaziestypen lassen sich auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung auseinanderhalten (siehe Abb. 36 und Tab. 5).

Grobkörnige, schräggeschichtete oder horizontalgeschichtete Sandsteine sind in der Regel sehr quarzreich, enthalten weder detritische Glimmer, noch Matrix noch Karbonatzement und sind durch sekundäre Quarzanwachssäume zementiert (Sandsteintyp 1; Taf. 7, Fig. 3).

Dünne Sandsteinbänke, teilweise mit Hummocky-Schrägschichtung, eingeschaltet in Siltsteinen, sind meist stark karbonatisch zementiert, weisen einen mäßig hohen Anteil an detritischen Glimmern auf und sind fast matrixfrei (Sandsteintyp 2; Taf. 7, Fig. 4).

Schräggeschichtete Sandsteine (teilweise Hummocky-Schrägschichtung), mittel- bis grobkörnig, sind teilweise nicht karbonatisch zementiert, zeigen geringe Gehalte an feinkörniger Matrix und eine mäßige Glimmerführung (Sandsteintyp 3).

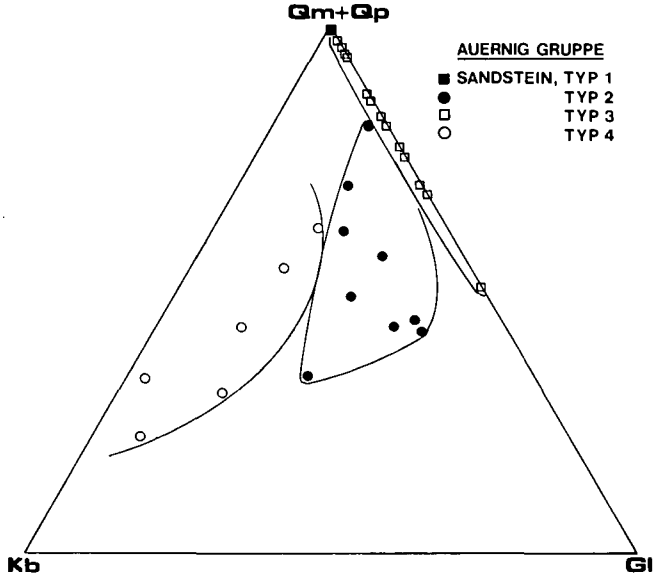


Abb. 36.
Sandsteine der Auernig-Gruppe im Dreiecksdiagramm Qm + Qp (mono- und polykristalliner Quarz) – Kb (Karbonatzement) – Gl (detritische Glimmer). Aufgrund des unterschiedlichen Gehaltes an Karbonatzement und detritischen Glimmern lassen sich innerhalb der Auernig-Gruppe 4 Sandsteintypen auseinanderhalten, die jeweils auf bestimmte Lithofaziestypen beschränkt sind (Erläuterungen im Text).

Tabelle 5.
Petrographische Zusammensetzung untersuchter Sandsteine der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe; vGBR = vulkanische gesteinsbruchstücke; sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer; Z = Zement1 M = Matrix. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	mGBR	vGBR	sGBR	Kieselsch.	Fsp	Gl	Z	M
Bombaso-Formation										
Leitenkogel (5)	13,3	15,3	17,4	1,3	21,0	12,5	2,4	2,0	—	14,6
Tomritsch (5)	8,2	16,6	4,6	3,2	15,0	31,2	1,2	—	—	20,0
Cima Val di Puartis (10)	19,6	13,8	5,3	—	6,1	22,0	1,3	0,1	31,6	0,2
Rio Malinfier (10)	18,7	13,1	3,6	—	19,1	16,5	0,6	0,2	28,1	—
Auernig-Gruppe										
Gesamt (38)	20,7	43,0	17,1	—	0,1	3,5	2,1	6,2	4,4	2,9
Sandstein, Typ 1	20,1	53,2	10,7	—	—	12,6	1,8	0,7	—	0,8
Sandstein, Typ 2	19,6	40,2	18,0	—	—	0,8	2,0	11,1	4,3	4,0
Sandstein, Typ 3	22,1	47,1	18,9	—	0,6	2,0	2,0	3,4	—	3,9
Sandstein, Typ 4	22,6	27,9	21,5	—	—	0,3	3,0	4,2	19,8	0,7

Charakteristisch ist die Zusammensetzung fein- bis mittelkörniger Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung. Diese sind fast durchwegs durch einen hohen Gehalt an detritischen Glimmern (bis zu rund 18 %) charakterisiert (Taf. 7, Fig. 5,6). Ein geringer Matrixanteil ist ebenfalls vorhanden, teilweise sind diese Sandsteine karbonatisch zementiert (Sandsteintyp 4).

Die Zusammensetzung der Sandsteine weist auf Aufarbeitung eines metamorphen Gesteinskomplexes hin (mono- und polykristalliner Quarz, metamorphe Gesteinsbruchstücke, detritische Feldspäte und vor allem die vielen detritischen Glimmer). Aufgearbeitete Kieselschiefer- und Lyditkomponenten weisen darüberhinaus auch auf teilweise Aufarbeitung und Umlagerung älterer Sedimente (Hochwipfel und Dimon-Formation), doch der oft recht hohe Anteil an detritischen Glimmern läßt überwiegend auf eine direkte Aufarbeitung eines metamorphen Gesteinskomplexes schließen.

Schwermineraluntersuchungen von FENNINGER & STATTEGGER (1977) an Proben des Auernig und des Garnitzenprofiles (hpts. aus der Auernig-Formation stammend) ergaben ein SM-Spektrum aus Turmalin, Zirkon, Brookit/Leukoxen und in feinkörnigen Sedimenten zusätzlich Chloritoid. Daraus haben die genannten Autoren ein plutonisches und niedrigmetamorphes Liefergebiet abgeleitet.

Abschließend sei noch festgehalten, daß die Sandsteine innerhalb der Auernig-Gruppe keine wesentlichen Unterschiede zeigen und daß die genannten Sandsteintypen in allen Formationen vertreten sind.

4.2.5. Aufbau und Ursachen der „Auernig-Zyklotheme"

Die beschriebenen Faziestypen bilden im oberen Teil der Corona-Formation sowie in der Auernig- und Carnizza-Formation ausgeprägte zyklische Abfolgen (siehe Abb. 32, 33) (KRAINER, 1991).

Ein Idealzyklus (Abb. 37, 38) setzt über einer Erosionsdiskordanz an der Basis mit der Konglomeratfazies (Strandbereich und oberer Vorstrandbereich, ?Delta) ein, geht nach oben über in eine grobkörnige, schräggeschichtete Sandsteinfazies (oberer Vorstrandbereich), in feinkörnige, hummocky-schräggeschichtete Sandsteine (unterer Vorstrandbereich), und schließlich in bioturbate Siltsteine und Karbonate des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis. Diese fining-upward-Abfolge entspricht einer transgressiven Sequenz, die auf einen relativen Meeresspiegelanstieg und einer damit verbundenen Verlagerung der Küste landeinwärts zurückzuführen ist.

Entwickelt sind auch coarsening-upward- oder regressive Zyklen, die eine umgekehrte Abfolge zeigen: über der Karbonat- und Siltsteinfazies folgt die hummocky-schräggeschichtete Sandsteinfazies, darüber die grobkörnige Sandsteinfazies und schließlich wieder die Konglomeratfazies. Diese regressive Abfolge ist auf eine relative Meeresspiegelabsenkung, verbunden mit einem Progradieren der grobkörnigen Küstenfazies zurückzuführen. Innerhalb der regressiven Sequenzen fehlt teilweise die grobkörnige Sandsteinfazies und die

Abb. 37.
Transgressive Abfolge eines „Auernig-Zyklothems", aufgeschlossen auf der Westseite der Krone.
Die Abfolge beginnt mit Konglomeraten an der Basis, die nach oben in feinkörnige Sandsteine und Siltsteine übergehen und von einem rund 13 m mächtigen fossilreichen Kalkkomplex überlagert werden (siehe Abb. 38, Erläuterungen im Text).

Konglomeratfazies folgt mit erosiver Grenze über hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen. Die grobkörnige Sandsteinfazies wurde vermutlich durch die starke Wellenerosion im Zuge der Regression erodiert.

Im Sinne der Sequenzstratigraphie (VAIL et al., 1977; VAN WAGONER et al., 1988; POSAMENTIER & VAIL, 1988; ALLEN & ALLEN, 1990) lassen sich die trans- und regressiven Zyklen in folgende Parasequenzen gliedern (siehe Abb. 38):

a) In einen „shelf margin system tract" an der Basis, durch die Konglomeratfazies repräsentiert, die mit einer Erosionsdiskordanz ältere, feinkörnigere Sedimente überlagert. Diese Erosionsdiskordanz („type 2 sequence boundary" sensu VAN WAGONER et al., 1988) markiert eine rasche Meeresspiegelabsenkung, gefolgt von einer progradierenden grobklastischen Sedimentation als Folge eines beginnenden Meeresspiegelanstieges. Die am Top der Konglomeratfazies mitunter entwickelten feinkörnigen Sedimente mit fossilen Pflanzenresten und dünnen Kohlelagen sind ein häufiges Merkmal für solche „shelf margin system tracts" (POSAMENTIER & VAIL, 1988).

b) Nachfolgender Anstieg des Meeresspiegels führt zum Aufbau eines „transgressive system tract" in Form der grobkörnigen Sandsteinfazies, der hummocky-schräggeschichteten Sandsteinfazies und der bioturbaten Siltsteinfazies. Die Grenze („transgressive surface") zwischen dem „shelf margin system tract" und dem „transgressive system tract" ist nicht scharf ausgebildet.
Die Grenze zum überlagernden „highstand system tract" , markiert durch das „surface of maximum flooding", bilden die häufig an der Basis von Kalkabfolgen entwickelten geringmächtigen, fossilführenden Silt/Sandsteinbänke. Möglicherweise steckt in diesen Lagen auch die „condensed section".

c) Der relative Meeresspiegelhochstand wird durch die Karbonatfazies, überlagernde Siltsteinfazies und hummocky-schräggeschichtete Sandsteinfazies, die bereits die beginnende Regression anzeigen, markiert („highstand system tract"). Die Karbonate gelangten vermutlich während der „Stillstandsphase" zur Ablagerung während des relativen Meeresspiegelhöchststandes und fehlender klastischer Sedimentation.
In Sequenzen, in denen keine Karbonathorizonte entwickelt sind, wird das „surface of maximum flooding" und die Stillstandsphase vermutlich durch Brachiopodenschillagen angezeigt.
Nachfolgende rasche Meeresspiegelabsenkung führt zu einer leichten Erosionsdiskordanz, und mit Konglomeraten des „shelf margin system tract" setzt das nächste Zyklothem ein.

Diese trans- und regressiven Zyklen innerhalb der Auernig-Gruppe hat KAHLER (1955) als „Auernig-Rhythmus" bezeichnet. Ähnliche zyklische Abfolgen sind aus dem Oberkarbon und Unterperm der nördlichen Hemisphäre weit verbreitet, vor allem im Jungpaläozoikum des amerikanischen Mittelwestens gut untersucht (z.B. WELLER, 1930; MOORE, 1936, 1964; BEERBOWER, 1961; CHRONIC, 1964; WILSON, 1967; DRIESE & DOTT, 1984; MACK & JAMES, 1986; ROSS & ROSS, 1988) und werden seit WANLESS & WELLER (1932) als „Zyklotheme" bezeichnet.

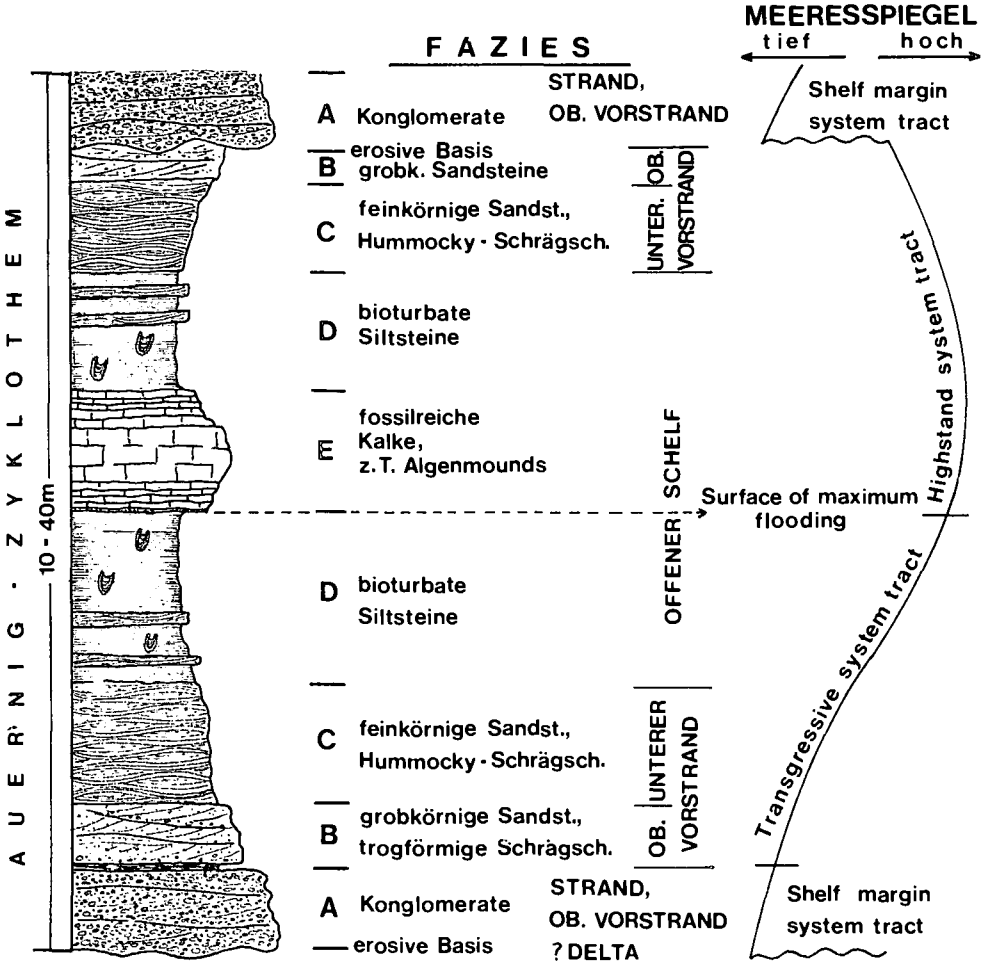


Abb. 38.
Idealprofil durch ein „Auernig-Zyklothem" mit Faziesinterpretation und hypothetischem Verlauf der Meeresspiegelkurve.
Erläuterungen im Text.

Die Entstehung solcher Zyklotheme aus dem Oberkarbon der USA haben bereits WANLESS & SHEPARD (1936) mit der Gondwana-Vereisung in Verbindung gebracht.

Tatsächlich treten ausgeprägte zyklische Sedimente auf der nördlichen Hemisphäre genau in jenem Zeitabschnitt auf, in dem die Südhalbkugel von einer ausgedehnten Vereisungsphase erfaßt wurde. Diese dauerte etwa vom Namur bis in das untere Mittelperm, also rund 80 Mill. Jahre und erreichte ihren Höhepunkt im Oberkarbon. Im Unterperm erfolgte ein rascher Rückgang der Vereisung (CROWELL, 1978).

Die Zyklendauer liegt im Oberkarbon der USA bei 40.000 bis 120.000 Jahren und 235.000 bis 400.000 Jahren, übergeordnete Zyklen liegen bei 1.2 bis 4 Mill. Jahren (ROSS & ROSS, 1985; HECKEL, 1986).

Diese im Jungpaläozoikum auf der nördlichen Hemisphäre weit verbreiteten Zyklen werden heute allgemein mit Meeresspiegelschwankungen, ausgelöst durch das Anwachsen und Abschmelzen größerer Eismassen als Folge von Klimaschwankungen während der Gondwana-Vereisung, erklärt (HECKEL, 1986; ROSS & ROSS, 1985, 1988; BUSCH & ROLLINS, 1984; MACK & JAMES, 1986; VEEVERS & POWELL, 1987).

Die Zyklendauer der „Auernig-Zyklotheme" kann nur grob geschätzt werden. Ausgehend von einer Zeitdauer des Gzhels (290–295 Mill. Jahre, HARLAND et al., 1990) von rund 5 Mill. Jahren (= oberer Teil der Pizzul-Formation, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) ergibt sich für die 15 Zyklotheme der Auernig- und tieferen Carnizza-Formation, die eine Zeitspanne von max. 1,5–2 Mill. Jahre repräsentieren, eine durchschnittliche Zyklendauer in der Größenordnung von rund 100.000 Jahren. Nach MASSARI & VENTURINI (1990a) liegt die durchschnittliche Zyklendauer der „Auernig-Zyklotheme" bei rund 40.000 Jahren.

Diese Daten fügen sich gut in die aus dem Oberkarbon der USA angegebenen Werte, die bei 40.000–120.000 Jahren und 235.000–400.000 Jahren liegen (HECKEL, 1986; ROSS & ROSS, 1985).

Zurückgeführt wird die Entstehung solcher Zyklen auf Klimaschwankungen, ausgelöst durch Variationen in den Erdumlaufparametern mit folgenden Perioden: 21.000 Jahre (Präzession des Äquinoktium), 41.000 Jahre (Neigung der Erdachse), 100.000 und 413.000 Jahre (Exzentrizität). Die Zusammenhänge zwischen diesen periodischen Variationen und den Klimaschwankungen innerhalb der letzten 1 Mil. Jahre hat erstmals MILANKOVITCH erkannt und aufgezeigt („Milankovitch-Zyklen").

Die Auernig-Zyklotheme sind mit ziemlicher Sicherheit auf glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen, ausgelöst durch Klimaschwankungen und einem damit verbundenen zyklischen Abschmelzen und Anwachsen der Gondwana-Eismassen auf der Südhalbkugel. Ob es sich dabei um echte „Milankovitch-Zyklen" handelt, ist allerdings kaum nachweisbar (vgl. ALGEO & WILKINSON, 1988).

Daß die einzelnen Auernig-Zyklotheme nicht immer vollständig und ideal ausgebildet sind, daher auch keine Markov-Ketten bilden (FLÜGEL, 1971), hängt mit lokalen, synsedimentären tektonischen Bewegungen zusammen, die zu einer Überprägung einzelner Zyklen geführt haben (siehe auch MASSARI & VENTURINI, 1990a). Schließlich sei noch festgehalten, daß sich in den Karnischen Alpen die zyklische Sedimentation im Unterperm (Rattendorfer Gruppe) fortsetzt.

4.2.6. Fossile Pflanzenreste und Makrofloren-Zonen der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe

Aus der Auernig-Gruppe hat erstmals HÖFER (1869) im Bereich Ofenalm/Kronalpe eine größere Kollektion fossiler Pflanzenreste aufgesammelt, aus der UNGER (1870) 19 Taxa bestimmen konnte. In der Zwischenzeit sind von mehr als 30 Lokalitäten innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe fossile Pflanzenreste bekannt (FRITZ & BOERSMA, seit 1980, siehe Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990), wobei FRITZ & BOERSMA (1990) bisher insgesamt 93 verschiedene Taxa (21 Equisetophyta, 11 Lycophyta, 53 Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla sowie 8 Cordaitospermae) bestimmt haben.

Diese reichhaltige Flora enthält auch eine Reihe von stratigraphisch wichtigen Charakter- und Leitarten: *Alethopteris bohemica, Aphlebia elongata, Asterotheca sternbergii, Callipteridium gigas, C. pteridium, Neuropteris cordata, N. scheuchzeri, Odontopteris alpina, O. brardii, O. cantabrica, O. minor, Pachytesta gigantea, Pecopteris arborescens, P. candolleana, P. feminaeformis, P. oreopteridia, P. schlotheimii, Poa-Cordaites linearis, Pseudomariopteris busquetii, Sigillaria brardii, Sphenophyllum alatifolium, Sp. angustifolium, Sp. longifolium, Sp. oblongifolium, Sp. thonii* var. *minor, Taeniopteris jejunata* und *T. multinervis*.

Einen wesentlichen Fortschritt brachten die seit einigen Jahren gemeinsam mit Prof. FRITZ (Klagenfurt) getätigten profilmäßigen Aufsammlungen fossiler Pflanzenreste. Diese Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt (siehe Abb. 39):

a) Fossile Pflanzenreste sind über die gesamte Abfolge der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe verteilt, finden sich in allen Formationen der Auernig-Gruppe.
b) Von fast allen pflanzenfossilführenden Lokalitäten ist die genaue stratigraphische Position innerhalb der Abfolge bekannt.
c) Die Flora ändert sich innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe.
d) Die einzelnen Makrofloren-Zonen können mit Hilfe der Fusulinenstratigraphie in die marine Standardgliederung eingebunden werden.

Innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe können sämtliche von WAGNER (1984) für das Stefan (Cantabrium, Barruelium, Stefan B und Stefan C) angeführten Makrofloren-Zonen nachgewiesen werden (siehe auch FRITZ, 1992; FRITZ & KRAINER, 1991):

○ ***Odontopteris cantabrica*-Zone** (Cantabrium), vor allem repräsentiert durch die Flora Tomritsch 1,2 aus der Bombaso-Formation des Tomritsch-Rückens. Die Flora enthält die für diese Zone wichtigen Taxa *Sphenophyllum oblongifolium, Callipteridium pteridium* und *Odontopteris brardii* sowie reichlich *Linopteris neuropteroides* und auch *Neuropteris scheuchzeri* (FRITZ & BOERSMA, 1986a; BERGER, 1960).

○ ***Lobatopteris lamuriana*-Zone** (Barruelium) mit den Floren Lanzensattel (Pso. Cason di Lanza) und Zollnersee 2,3 (Meledis-Formation), charakterisiert durch *Sphenophyllum oblongifolium, Alethopteris bohemica, Callipteridium pteridium* und *Odontopteris brardii*, so-

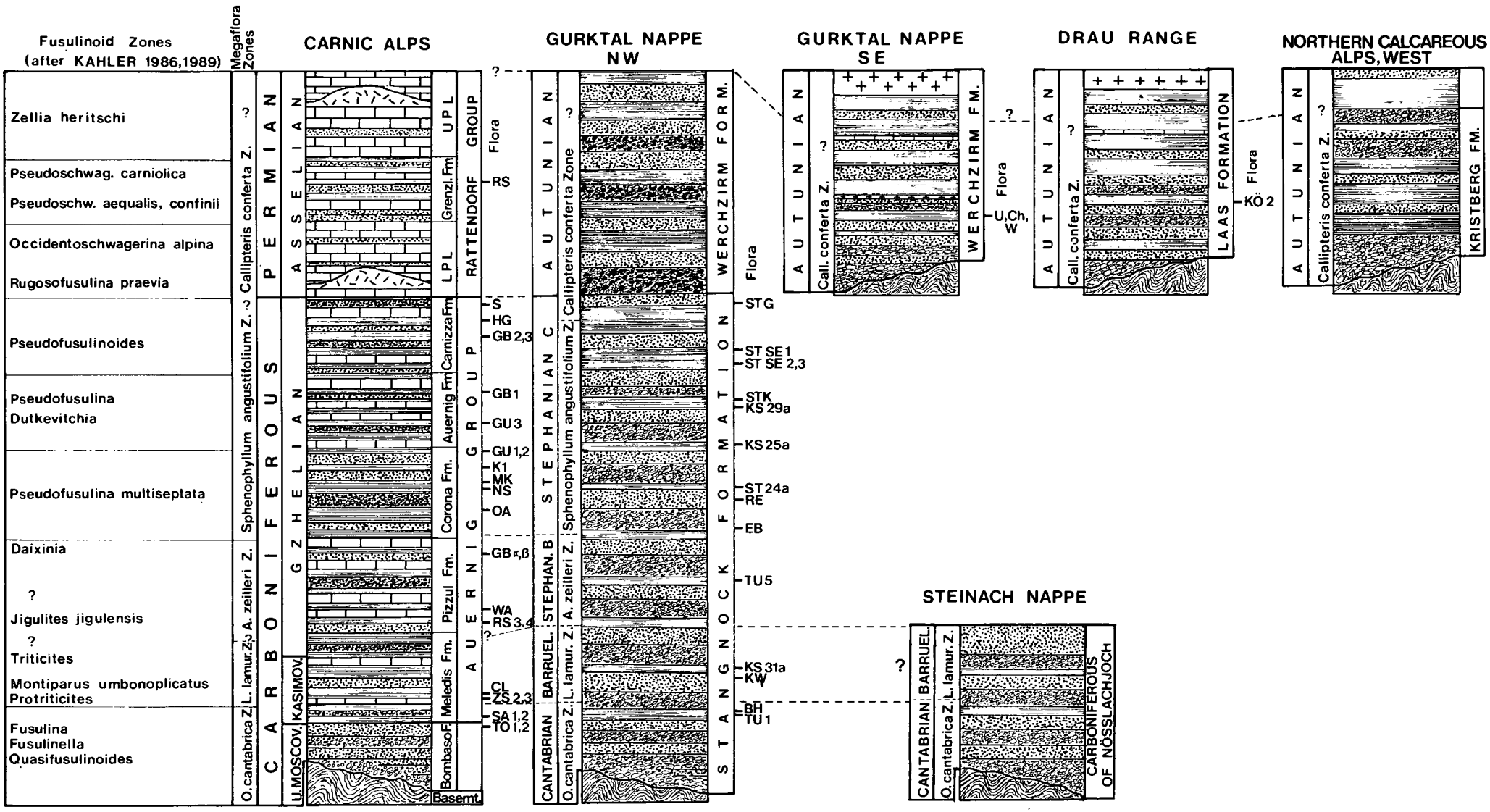


Abb. 39.
Korrelation des süd- und ostalpinen Oberkarbon/Unterperm (Stefan/Autun) mit Megafloren-Zonen.
Die Position der stratigraphisch wichtigen Florenhorizonte in den schematischen Profilen ist angegeben.
Karnische Alpen: Fundpunkt TO 1,2 = Tomritsch 1,2; SA 1,2 = Straniger Alm 1,2; ZS 2,3 = Zollnersee 2,3; CL = Passo Cason di Lanza/Lanzensattel; RS 3,4 = Rudnigsattel-Süd 3,4; WA = Watschiger Alm; GBα,β = Garnitzenberg-Südost α, β; OA = Ofenalm; NS = Naßfeldsattel; MK = Madritschenkopf; K 1 = Krone 1; GU 1,2 = Gugga 1,2; GU 3 = Gugga 3; GB 1 = Garnitzenberg 1; GB 2,3 = Garnitzenberg 2,3; HG = Hüttengraben; S = Schulter; RN = Rudnigsattel-Nord.
Gurktaler Decke NW: TU 1 = Turrach 1; BH = Brunnachhöhe; KW = Königstuhl-West; KS 31a = Königstuhl 31a; TU 5 = Turrach 5; EB = Königstuhl, Sammlung Ebermann; RE = Reißeck; ST 24a = Stangnock 24a; KS 25a = Königstuhl 25a; KS 29a = Königstuhl 29a; STK = Stangnock-Kohleschurf; ST SE 2,3 = Stangnock-Südost 2,3; ST SE 1 = Stangnock-Südost 1; STG = Stangnock-Gipfel.
Gurktaler Decke SE: W = Wunderstätten; U = Ulrichsberg; Ch = Christofberg.
Drauzug: KO 2 = Kötschach 2; die entsprechenden Florenlisten sind in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990 aufgelistet.

wie *Pecopteris feminaeformis*, die erst an der Grenze Cantabrium/Barruelium einsetzt.

- ○ ***Alethopteris zeilleri*-Zone** (Stefan B)
  mit den Floren Rudnigsattel-Süd 3 und Watschiger Alm (höchste Meledis und Pizzul-Formation) mit den charakteristischen Formen *Sphenophyllum thonii* var. *minor* und *Taeniopteris jejunata*.
- ○ ***Sphenophyllum angustifolium*-Zone** (Stefan C)
  mit folgenden wichtigen Floren: Gugga 3 (Auernig-Formation), Garnitzenberg 3, Schulter und Hüttengraben (Carnizza-Formation). Diese Floren enthalten die für diese Zone leitenden Formen *Sphenophyllum angustifolium* und *Pseudomariopteris busquetii*.

Florenelemente der *Callipteris conferta*-Zone (oberstes Stefan C/Autun) sind aus den Grenzlandbänken (Rattendorfer Gruppe) bekannt.

Nach WAGNER et al. (1977) und WAGNER & WINKLER PRINS (1985a,b) umfaßt die Stufe des Cantabrium nach der Fusulinenstratigraphie den höchsten Teil des Mjatchkovium (*Fusulina, Fusulinella*) und das tiefere Kasimovium (*Protriticites, Pseudotriticites*). Entsprechend sind in den Karnischen Alpen die Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation in das Cantabrium zu stellen, was auch durch die fossile Flora in dieser Abfolge bestätigt wird.

Das Barruelium entspricht ungefähr dem mittleren Kasimovium (WAGNER & WINKLER PRINS, 1985a,b), umfaßt also im wesentlichen die Meledis-Formation, eine genauere Abgrenzung ist nicht möglich. Das Stefan B beschränkt sich im wesentlichen auf die Pizzul-Formation, während das Stefan C Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation umfaßt.

Damit sind die für das Unterstefan eingeführten Stufen des Cantabrium und Barruelium (WAGNER et al., 1977, WAGNER & WINKLER PRINS, 1985a,b) durch die entsprechenden Makrofloren-Zonen auch in den Karnischen Alpen nachweisbar (Abb. 39).

Und da auch innerhalb der Stangnock-Formation und Werchzirm-Formation der Gurktaler Decke alle Megafloren-Zonen des Stefan/Autun nachweisbar sind, ist nun auch eine wesentlich genauere Korrelation der flachmarinen Abfolge der Karnischen Alpen mit der fluviatilen Abfolge der Gurktaler Decke möglich.

Demnach entspricht der tiefere Teil der Stangnock-Formation zeitlich der Bombaso- und Meledis-Formation (Oberes Moscovium–Kasimovium bzw. Cantabrium–Barruelium), der mittlere und höhere Teil der Pizzul-, Corona- und Auernig-Formation (Gzhelium bzw. Stephan B und C) und der oberste Teil der basalen Rattendorfer Gruppe (Grenzbereich Gzhelium/Asselium bzw. Stefan/Autun). Die Werchzirm-Formation ist entsprechend mit der Rattendorfer Gruppe (Asselium bzw. Autun) zu korrelieren (siehe Abb. 39), Grenzlandbänke und basale Werchzirmschichten zeigen eine sehr ähnliche Florenvergesellschaftung (*Callipteris conferta*-Zone). Allerdings ist die zeitliche Reichweite der Wechzirm-Formation nach oben mangels an Fossilien nicht bekannt.

5. Schlußdiskussion

Die variszische Orogenese in Europa ist auf die Kollision Gondwanas mit Laurussia zurückzuführen. Bezüglich der paläogeographischen und geotektonischen bzw. plattentektonischen Entwicklung der Varisziden Europas sind in den letzten Jahren eine Reihe von teilweise recht unterschiedlichen Modellen veröffentlicht worden, die die damit verbundene Komplexität klar zum Ausdruck bringen und zeigen, daß im Detail noch vieles ungelöst ist.

ZIEGLER (1982, 1984, 1986) erklärt die variszische Orogenese mit der Subduktion eines Ozeans (Proto-Tethys) und der stufenweisen Akkretion von Mikroplatten (von Gondwana wegdriftende „Terranes") an den Südrand von Laurussia. Eine Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Laurussia im Visé–Namur („Sudetische Phase") führte zur Entstehung eines Orogens vom „Himalaya-Typ" und einer A-Subduktion am Nordrand der Normannisch-Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

BEHR et al. (1984) sowie FRANKE & ENGEL (1988) (vgl. auch FRANKE, 1989; WEBER, 1984) deuten die Entstehung des Varisziden-Gürtels Europas als Folge von Subduktions-Kollisionsprozessen infolge Schließung eines rhenoherzynischen Ozeans im N, eines südlich anschließenden saxothuringischen Ozeans und eines mediterranen Beckens (= „Massiv Central Ocean" sensu MATTE, 1986) ganz im S im Zeitabschnitt Ober-Ordovizium–Karbon.

LORENZ & NICHOLLS (1984) diskutieren die Schließung eines variszischen Ozeans durch eine zweiseitige Subduktion im Oberkarbon.

Die genannten Modelle basieren alle auf der Existenz eines oder mehrerer, unterschiedlich breiter Ozeane, die durch die N-Drift Gondwanas vor allem im Zeitraum Oberdevon–Unterkarbon geschlossen werden, was die Auffaltung des variszischen Orogengürtels zur Folge hatte. Bei diesen Modellen wird Strike-Slip-Bewegungen während der variszischen Orogenese, wenn überhaupt, nur in untergeordnetem Maße Bedeutung zugemessen.

MATTE (1986) bringt die variszische Faltung ebenfalls mit der Schließung zweier ozeanischer Räume in Verbindung, allerdings soll es sich dabei nicht um große Ozeane gehandelt haben. Eine Subduktion einer Proto-Tethys vom Anden-Typus im Devon/Karbon im Sinne von ZIEGLER (1984) bzw. LORENZ & NICHOLLS (1984) wird von MATTE (1986) als unrealistisch betrachtet. Die variszische Deformation wird vielmehr als Folge der Kollision von kleinen Mikroplatten („Terranes") mit dazwischenliegenden schmalen ozeanischen Räumen erklärt, die von Gondwana stammen und mit Laurussia kollidierten.

Nach BADHAM (1982) spielen Strike-Slip-Faults bzw. Strike-Slip-Bewegungen während der variszischen Orogenese eine wesentliche Bedeutung. Er deutet die Varisziden als „Strike-Slip-Orogen", entstanden durch dextrale Bewegungen zwischen Europa (Laurussia) und Afrika (Gondwana) („Oblique Collision Model"). Transtensions- und Transpressionsbewegungen führten zur Bildung von „Mikroplatten" und kleinen ozeanischen Pull-Apart-Becken („Flysch-Becken"), die durch transpressive Bewegungen wieder geschlossen wurden.

NEUGEBAUER (1988, 1989) bringt die Entstehung des variszischen Orogengürtels mit der Schließung des außerhalb der Varisziden gelegenen Iapetus-Ozeans durch „Oblique-Subduktion" und Kollision im Zuge der kaledonischen Orogenese (Schließung des NE-Iapetus), Acadischen Orogenphase (Schließung des zentralen Iapetus), der benachbarten Randbecken (variszische Orogenese) und des SW-Iapetus (Alleghenische Orogenese) in Verbindung.

Nach diesem „Iapetus-Modell" werden die Varisziden als Teil Gondwanas aufgefaßt, der in Rücken und kleine ensialische ozeanische Becken gegliedert war. Nach der Schließung des nordöstlichen und zentralen Iapetus-Ozeans im Silur–Unterdevon führte die Norddrift Gondwanas zur Kollision mit Laurussia und der Schließung der kleinen ozeanischen Becken (Oberdevon–Unterkarbon) und somit zur variszischen Faltung. Durch eine Rotation und anschließende Westdrift Gondwanas wird etwa ab der Wende Westfal/Stefan die kompressive Tektonik durch Extension und Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Faltung in den Appalachen (Allegheny-Orogenese) abgelöst.

Durch die Rotation und Westdrift Gondwanas kommt es zur Ausbildung eines Megaschersystems, was zur Entstehung von Extensionsbecken (Pull-Apart-Becken) und damit verbundenem Vulkanismus in weiten Teilen Mitteleuropas führte (vgl. auch ARTHAUD & MATTE, 1977).

Bezüglich dieser kurz vorgestellten Modelle muß angemerkt werden, daß der alpine, insbesondere der ostalpine Raum und der südwestlich angrenzende Bereich in diese Modelle nicht oder nur randlich miteinbezogen wurde.

Die bisher über das variszische Geschehen des alpin-ostmediterranen Varisziden-Gürtels (Ostalpen – Karpaten – Balkan – Kaukasus) veröffentlichten Daten hat jüngst FLÜGEL (1990) zusammengefaßt (siehe auch EBNER, 1990) und mögliche Zusammenhänge und die damit verbundenen Probleme aufgezeigt.

Aufgrund der starken alpidischen Überprägung bereitet es nach wie vor große Schwierigkeiten, das Variszikum der Ostalpen und auch der Südalpen in ein Gesamtkonzept einzufügen.

Für den ostalpinen Raum haben zuletzt NEUBAUER (1988), FRISCH & NEUBAUER (1989) und FRISCH et al. (1990), gestützt auf einige wenige, schwer interpretierbare geochronologische und geochemische Daten (siehe Diskussion bei NEUGEBAUER, 1988; FLÜGEL, 1990), ein Modell zur variszischen Geodynamik vorgestellt. Darin wird, wohl in Anlehnung an Vorstellungen von ZIEGLER, die variszische Orogenese der Ostalpen durch stufenweise Akkumulation von „Terranes" durch „Oblique Compression" während des Devons und Karbons gedeutet. Nach diesem Modell wird im Devon/Karbon ein Ozean (Rheischer Ozean), repräsentiert u.a. durch das „Koriden- und Plankogel-Terrane", als Folge des nach Norden driftenden „Norischen Terranes", das sich von Afrika bzw. Gondwana löste, geschlossen. Das „Norische Terrane" kollidierte im Karbon mit der „Veitsch-Wechsel-Pannonischen stratigraphischen Einheit", die den Nordrand des Rheischen Ozeans bildete. Durch Extensionstektonik entstand gleichzeitig im Vorland der Kollisionszone, die durch die „Plankogel-Suturzone" markiert ist, ein ozeanisches Becken (Paläotethys), das mit Tiefsee- und Molassesedimenten aufgefüllt wird (= „Hochwipfel-Trog" der Karnischen Alpen und Karawanken).

Nach NEUBAUER (1988) können im Ost- und Südalpin folgende variszische Orogenzonen auseinandergehalten werden:

- Externzone (Paläozoikum der Karnischen Alpen, Karawanken, Norische Decke, Grazer Paläozoikum und Gurktaler Decke, im Oberkarbon deformiert).
- Internzone (Muriden, Koriden, Raabalpenkristallin, im Unterkarbon deformiert und metamorphosiert).
- Zone mit intradevonischer Metamorphose (Bundschuh, devonische Metamorphite der Veitscher-Zone, im Oberkarbon herausgehoben).

Die Position der intradevonisch überprägten Zone zwischen Intern- und Externzone wird durch eine großräumige Strike-Slip-Zone erklärt.

Nach NEUBAUER (1988) erfolgt im Unterkarbon eine Heraushebung des intradevonisch metamorph überprägten Komplexes und Ablagerung von Molasse-ähnlichen Sedimenten auf demselben (?) (erste Stufe der Konsolidierung). Gleichzeitig kommt es in der nördlich anschließenden Internzone (Muriden) zu Überschiebungen und in der südlichen Externzone zur „Flyschsedimentation". Die Externzone wird im Oberkarbon deformiert, gleichzeitig die Internzone herausgehoben. Letzteres soll durch Abkühlungsalter belegt sein.

Für den südalpinen Raum haben VAI (1979) und VAI & COCOZZA (1986) ein Modell zur variszischen geotektonischen Entwicklung vorgestellt.

Sie nehmen zwischen Laurussia und Gondwana einen breiten sialischen Krustenbereich an, der im Devon/Karbon durch eine Transform-Rifting Phase mit dextralen Strike-Slip-Bewegungen in Mikroplatten und schmale ozeanische Bereiche dazwischen zerlegt wurde. Eine richtige ozeanische Trennung und Bildung eines breiten Ozeans zwischen den beiden Kratonen Laurussia und Gondwana hat demnach nicht stattgefunden.

Dieses dextrale Mega-Transform-System wird mit der Schließung des Iapetus-Ozeans und anschließenden Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Schließung des Rheischen Ozeans in Verbindung gebracht (vgl. auch NEUGEBAUER, 1988, 1989). Die Strike-Slip-Bewegungen haben sowohl extensive als auch kompressive Tektonik zur Folge.

Die geotektonische variszische Entwicklung der Südalpen (Karnische Alpen) wird von CASTELLARIN & VAI (1989) in zwei Hauptphasen gegliedert:

- In eine Extensionsphase mit synsedimentärer Bruchtektonik ab der Wende Devon/Karbon bis in das Namur mit Herausbildung des „Hochwipfel-Troges". Der Extensionshöhepunkt im Namur war von Vulkanismus (Dimon-Formation) begleitet. ROSSI & VAI (1980) erklären die Änderung im Chemismus der Vulkanite der Dimon-Formation kalkalkalisch zu alkalisch mit der transtensiven Tektonik in Zusammenhang mit großräumigen Strike-Slip-Bewegungen.
- Die kompressive Phase (Orogenphase), beginnend im Westfal A/B, führt im höheren Westfal zu einer starken Krustenverkürzung, verbunden mit Faltung und südvergentem Schuppenbau („Karnische Phase" nach VAI, 1975).

Im folgenden Abschnitt soll nun der Frage nachgegangen werden, wieweit es möglich ist, die einzelnen tektonisch voneinander getrennten Karbonvorkommen (Karnische Alpen/Karawanken – Nötsch – Veitscher

Decke – Grazer Paläozoikum und Gurktaler Decke) in ein gemeinsames paläogeographisches und geotektonisches Schema zu bringen und ob sich die sedimentologischen Daten in die bisher veröffentlichten Modelle einfügen lassen. Auch die Abgrenzung der „synorogenen" von den „spät- bis postorogenen" Sedimenten soll kurz diskutiert werden.

Für die „synorogenen" Sedimente der Karnischen Alpen (Hochwipfel- und Dimon-Formation) können zunächst folgende Punkte festgehalten werden: Die Hochwipfel- und Dimon-Formation sind aus klastischen Tiefseesedimenten aufgebaut, die im wesentlichen aus verschiedenen Typen von Turbiditströmen (z.T. mit vollständigen Bouma-Sequenzen), submarinen Debris Flows und Mudflows hervorgegangen sind. Spurenfossilien der *Nereites*-Assoziation (v.a. in der Hochwipfel-Formation der Karawanken) belegen bathyale bis abyssale Ablagerungsbedingungen. Eine echte ozeanische Kruste ist nicht bekannt, die klastischen Tiefseesedimente liegen im wesentlichen auf devonisch-unterkarbonischen Karbonaten. Die Abfolge ist mit einer Mächtigkeit von rund 1.000 m (Karnische Alpen) im Vergleich zu vielen Flyschabfolgen relativ geringmächtig.

Aufgrund von Schüttungsrichtungen nimmt TESSENSOHN (1971) für den Tiefseetrog der Karawanken eine Breite von rund 15–20 km an, wobei er auch nachweisen konnte, daß von N vermehrt metamorphe Aufarbeitungsprodukte in diesen Tiefseetrog transportiert wurden. Über die Trogbreite für den Bereich der Karnischen Alpen gibt es bislang keine Hinweise.

Relativ geringe Mächtigkeit, fehlende ozeanische Kruste, vermutlich relativ geringe Trogbreite und der bimodale Chemismus der Vulkanite der Dimon-Formation (ROSSI & VAI, 1980) können als Hinweise auf einen relativ schmalen Tiefseetrog gewertet werden, der durch eine Extensionsphase („Transform-Rifting Phase" sensu VAI & COCOZZA, 1986) im Visé–Namur entstanden ist.

Nach wie vor schwierig zu beurteilen sind die paläogeographischen Beziehungen zwischen den Tiefseesedimenten der Karnischen Alpen/Karawanken und den unmittelbar nördlich der Periadriatischen Naht gelegenen Sedimenten des tektonisch isolierten Karbonvorkommens von Nötsch.

Bereits KODSI & FLÜGEL (1970) und TESSENSOHN (1972) äußern die Vermutung, daß die „Pölland Gruppe" (Erlachgraben-Formation in dieser Arbeit) als eine „randnahe Entwicklung" des Flyschtroges der Karnischen Alpen/Karawanken betrachtet werden kann.

Faziell lassen sich die Sedimente des Karbons von Nötsch, vom Verfasser als Ablagerungen eines Kontinentalabhanges interpretiert, zwanglos an die Tiefseesedimente (Hochwipfel und Dimon-Formation) der Karnischen Alpen und Karawanken angliedern. Demnach könnten die Sedimente des Karbons von Nötsch den nördlichen Kontinentalabhang des Tiefseetroges mit der Hochwipfel- und Dimon-Formation repräsentieren.

Hinweise für eine solche Deutung sind einerseits die Schüttung metamorphen Materials aus N in den Tiefseetrog, was für die Karawanken belegt ist (TESSENSOHN, 1971) und andererseits vor allem die jüngst sowohl in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation als auch in der Badstub-Formation (Karbon von Nötsch) festgestellten exotischen Kalkgerölle (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990). Diese Kalkgerölle sind mikrofaziell alle sehr ähnlich, zeigen aufgrund von Conodontenfunden Visé-Alter an und stammen von einem flachmarinen Karbonatschelf. FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1990) nehmen an, daß die exotischen Kalkgerölle von einer gemeinsamen Karbonatplattform im Norden (nördlich anschließend an das Karbon von Nötsch) stammen. Diese exotischen Karbonatgerölle sind somit ein starkes Argument dafür, daß die Sedimente des Karbons von Nötsch unmittelbar nördlich an die Hochwipfel-Formation anzuordnen sind und vermutlich den nördlichen Kontinentalabhang bildeten.

Bei diesen Überlegungen müssen natürlich auch die entlang der Periadriatischen Naht postvariszisch abgelaufenen Lateralbewegungen mitberücksichtigt werden, durch die das Karbon von Nötsch erst in seine heutige Position gelangt ist. Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Karbons von Nötsch dürfte weiter im Osten zu suchen sein.

In der Literatur wird immer wieder auf die engen Beziehungen zwischen dem Karbon von Nötsch und dem Veitscher Karbon hingewiesen (z.B. FLÜGEL, 1964; SCHÖNLAUB, 1979; RATSCHBACHER, 1984, 1987), vor allem die Fauna betreffend. Besonders die gleichaltrigen Trilobiten-Faunen von Nötsch und Veitsch zeigen enge Beziehungen, was auf einen ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhang schließen läßt (HAHN & HAHN, 1977). Während es sich beim Karbon von Nötsch um Ablagerungen eines Kontinentalabhanges handelt, stellt das Veitscher Karbon nach RATSCHBACHER (1984, 1987) eine Abfolge von flachmarinen, klastischen und karbonatischen Schelfsedimenten dar. Möglicherweise sind die Trilobiten-führenden Tonschiefer des Veitscher Karbons auch bereits einem etwas tieferen Ablagerungsbereich (Übergang Schelf – Kontinentalabhang) zuzuordnen.

Aus fazieller Sicht können die Schelfsedimente der Veitscher Decke unmittelbar nördlich an die Fazies des Karbons von Nötsch angeschlossen werden. Dieser Schelf mit den marinen Flachwasserkarbonaten (Triebenstein-Formation des Visé) wäre gleichzeitig auch ein mögliches Liefergebiet für die exotischen Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation und Badstub-Formation.

FLÜGEL (1990) faßt die Karbonvorkommen von Nötsch, der Veitscher Decke, die Stabadbattyan-Shale-Formation östlich des Balaton Sees und die Ochtina-Formation der Gemeriden als Ablagerungen eines marinen Vorlandtroges („Nötsch-Ochtina-Karbontrog") auf. Allerdings haben bereits KOZUR & MOSTLER (1976) darauf hingewiesen, daß das Karbon von Ochtina nicht mit dem Karbon der Veitscher Decke, sondern eher mit dem südalpinen Karbon vergleichbar ist und vor allem große Übereinstimmung mit dem Karbon der Dinariden in Westserbien zeigt. Bezüglich der möglichen Korrelation der ost- und südalpinen Karbonvorkommen mit dem Karbon in Ungarn und der Slowakei sei inmit dem südalpinen Karbon vergelichbar ist und vor allem große Übereinstimmung mit dem Karbon der Dinariden in Westserbien zeigt. Bezüglich der möglichen Korrelation der ost- und südalpinen Karbonvorkommen mit dem Karbon in Ungarn und der Slowakei sei in diesem Zusammenhang auch auf die kurze Darstellung von EBNER (1990) verwiesen. Eine Beurteilung der paläogeographischen Zusammenhänge ist allerdings mangels an detaillierten Untersuchungen der einzelnen Abfolgen nach modernen sedimentologischen Gesichtspunkten derzeit kaum möglich. Aus eben diesen Gründen ist auch eine

Einbindung der Karbonvorkommen des Grazer Paläozoikums („Folge der Dult") und der Stolzalpendecke problematisch. Während die Folge der Dult eine Flachwasserentwicklung darzustellen scheint und somit faziell am ehesten an das Karbon der Veitscher Decke anzubinden ist, zeigen die Karbonsedimente der Stolzalpendecke (Tonschiefer, Grauwacken, Lydite), zeitlich dem Tournai–(?)Namur zuzuordnen (NEUBAUER & HERZOG, 1985), starke fazielle Anklänge an das südalpine Karbon (Hochwipfel-Formation).

Zusammenfassend kann somit für den Zeitraum Visé–Westfal folgendes, sehr vereinfachtes, paläogeographisches bzw. geotektonisches Schema zur Diskussion gestellt werden:

Im Zuge einer Extensionsphase (Transform-Rifting Phase sensu VAI & COCOZZA, 1986), die etwa an der Wende Devon/Karbon einsetzt, wurde ein relativ schmaler, synorogener Tiefseetrog herausgebildet, der zunächst mit geringmächtigen, lückenhaften pelagischen Kalken, etwa ab dem cuIIβ/γ mit klastischen Sedimenten der Hochwipfel- und Dimon-Formation aufgefüllt wurde. Die Sedimente des Karbons von Nötsch bildeten den nördlichen, durch eine zeitweise tektonisch aktive Störungszone (Entstehung der an Amphibolitgeröllen reichen Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation) charakterisierten, Kontinentalabhang (KRAINER & MOGESSIE, 1991). An dieser Störungszone sind vermutlich auch Lateralbewegungen abgelaufen, möglicherweise handelt es sich bei dieser Störungszone um einen Vorläufer der Periadriatischen Naht. Die Karbonsedimente der Veitscher Decke und des Grazer Paläozoikums können als nördlich anschließende Schelfentwicklung aufgefaßt werden, von der möglicherweise die exotischen Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel- und Badstub-Formation stammen (siehe Abb. 40). Die sedimentologischen Daten lassen sich somit gut in die bisherigen Vorstellungen bezüglich der paläogeographischen Zusammenhänge zwischen Hochwipfelkarbon, Karbon von Nötsch und Karbon der Veitscher Decke einbinden, obwohl damit ein Beweis für die Richtigkeit dieser Vorstellungen nicht erbracht werden konnte.

Diese synorogenen Sedimente werden im Westfal von einer variszischen Faltungsphase („Karnische Phase" sensu VAI, 1975) erfaßt, die in den Karawanken und Karnischen Alpen zu einem intensiven Falten- und Schuppenbau, im Westabschnitt sogar zu einer leichten Metamorphose geführt hat.

Von dieser Faltungsphase wurden scheinbar die beckentiefsten Sedimente (Hochwipfel- und Dimon-Formation) am stärksten erfaßt, die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke zeigen dagegen, obwohl sie von dieser Faltungsphase ebenso erfaßt worden sein müssen, keine erkennbare variszische Deformation. Dieser Umstand war wohl auch ausschlaggebend dafür, daß die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke vielfach als Molassesedimente (z.B. SCHÖNLAUB, 1985) bzw. auch als „postbretonische Molasse" (EBNER, 1990) bezeichnet wurden.

Dabei ist allerdings nach wie vor ungeklärt, ob die tektonische Abscherung im Liegenden und Hangenden beider Karbonabfolgen eventuell schon im Zuge der variszischen Deformation erfolgte. Zwar zeigt nach RATSCHBACHER (1984, 1987) die Karbonabfolge der Veitscher Decke keine (sichtbaren) Diskordanzen und Schichtlücken, was jedoch paläontologisch keinesfalls abgesichert ist. So konnte beispielsweise das Namur bislang biostratigraphisch überhaupt nicht nachgewiesen werden.

Sollte diese oben skizzierte paläogeographische Vorstellung zutreffen, daß das Karbon der Veitscher Dekke, das Karbon von Nötsch und das Karbon der Südalpen (Hochwipfel- und Dimon-Formation) in ein und demselben synorogenen Becken entstanden sind, dann müssen konsequenterweise auch alle in diesem synorogenen Becken abgelagerten Sedimente mehr oder weniger stark von der Faltungsphase im Westfal erfaßt worden sein, auch wenn das heute, teilweise wohl auch bedingt durch die alpidische Überprägung, nicht mehr erkennbar ist.

Diese Faltungsphase, verbunden mit starker Einengung und Schließung des schmalen Tiefseetroges (Kompressive Phase) im höheren Westfal, wird vom Verfasser zur Abgrenzung der synorogenen Sedimente des Visé–Westfal von den spät- bis postorogenen Sedimenten des Stefans und Perms herangezogen.

Die Abgrenzung der „synorogenen" Sedimente, die von der variszischen Orogenese noch erfaßt und deformiert wurden, von den „spät- bis postorogenen" Sedimenten (Molassesedimente) bereitet in den Karnischen Alpen und Karawanken keine Probleme. Mit einer klassischen Winkeldiskordanz folgen über den synorogenen, variszisch stark deformierten Sedimenten der Hochwipfel- und Dimon-Formation, teilweise auch über älteren Sedimenten, die spät- bis postorogenen Molassesedimente der oberkarbonen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (sowie unterpermischen Rattendorfer Gruppe etc.). Diese Diskordanz ermöglicht eine klare Abgrenzung.

Eine solche Abgrenzung ist aufgrund der tektonischen Abscherung im Liegenden und Hangenden der Karbonabfolgen der Veitscher Decke und von Nötsch nicht möglich, obwohl möglicherweise eine Diskordanz, verbunden mit einer Schichtlücke im höheren Westfal, ursprünglich auch hier vorhanden war, jedoch heute aufgrund der tektonischen Amputation nicht nachgewiesen werden kann.

Will man die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke als „Molasse" bezeichnen (z.B. SCHÖNLAUB, 1985; EBNER, 1990), dann höchstens im Sinne von „Frühmolassen". Die eigentlichen Molassesedimente (Haupt- und Spätmolassen) setzen in den Süd- und Ostalpen erst nach der letzten variszischen Faltungsphase im höheren Westfal, etwa an der Grenze Westfal/Stefan ein, in vielen Fällen beginnt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation erst mit den Rotsedimenten im Unterperm (zur Definition des Begriffes „Molasse" siehe auch KRULL & PAECH, 1975; VAN HOUTEN, 1973).

*

Das Einsetzen der spät- bis postorogenen Molassesedimentation kann mit der Reorientierung des tektonischen Streßfeldes, ausgelöst durch die Rotation und beginnende Westdrift Gondwanas, erklärt werden (ARTHAUD & MATTE, 1977; NEUGEBAUER, 1988, 1989 u.a.).

Extensionstektonik, verbunden mit dextralen Transformbewegungen entlang von Megascherzonen, führte zur Bildung „intramontaner Molassebecken", die mit dem „Abtragungsschutt" der variszischen Gebirge aufgefüllt wurden. Gleichzeitig kam es zu weiträumigen Aufschmelzungsprozessen in der unteren Kruste, zum

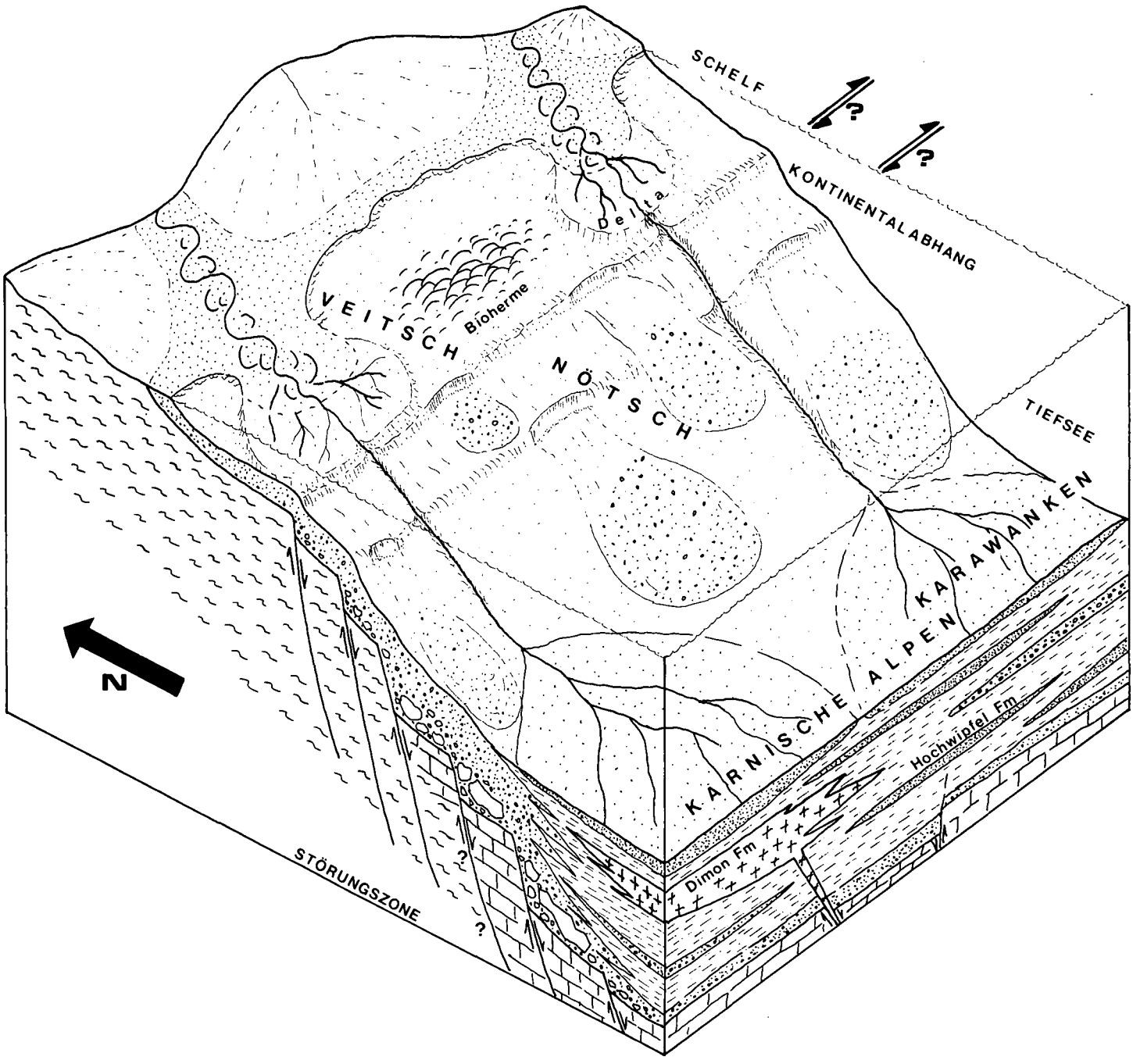


Abb. 40.
Schematisches Blockdiagramm mit Ablagerungsbereichen und hypothetischer Anordnung einzelner Karbonvorkommen (Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen und Karawanken, Karbon von Nötsch und Karbon der Veitscher Decke) für den Zeitabschnitt Visé-Namur-tieferes Westfal.
Erläuterungen im Text.

Aufstieg von Magmen an tiefreichenden Spaltensystemen und ausgedehnten Vulkanismus an der Erdoberfläche im Bereich dieser Molassebecken.

Während in den Ostalpen (oberostalpine Gurktaler Decke und Steinacher Decke) die spät- bis postvariszischen Molassesedimente des Stefans in kontinentaler Fazies vorliegen, sind die zeitgleichen Sedimente der Karnischen Alpen und Karawanken in einem flachen Schelfmeer abgelagert worden.

Schüttungsrichtungen in den Sedimenten der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke lassen den Schluß zu, daß diese Sedimente in einem ungefähr E–W-gerichteten Molassebecken entstanden sind (KRAINER, 1989a,b). Bei der überwiegend grobsandig bis konglomeratisch entwickelten Abfolge handelt es sich um Ablagerungen eines verzweigten und teilweise stärker mäandrierenden, nach Osten gerichteten Flußsystems. Die Abfolge ist aus fluviatilen Kleinzyklen (teilweise Point-Bar-Sequenzen) und vermutlich auf synsedimentäre Bruchtektonik zurückzuführende Megasequenzen aufgebaut.

Die Sedimente, durchwegs in Graufazies entwickelt, und die in feinkörnigen Lagen reichlich vorhandenen, gut erhaltenen fossilen Pflanzenreste, weisen auf Ablagerung unter humiden klimatischen Bedingungen. Der klimatische Umschwung von den grau- zu den rotgefärbten Sedimenten beziehungsweise vom humiden zum semiariden und in weiterer Folge ariden Klima er-

folgte ungefähr an der Karbon/Perm-Grenze, innerhalb der *Callipteris conferta*-Zone.

Die faziell sehr ähnlich entwickelten unterstefanischen Sedimente der Steinacher Decke sind möglicherweise im selben Becken abgelagert worden wie die Stangnock-Formation (KRAINER, 1990a).

Bedingt durch die vielen, für fluviatile Systeme typischen Schichtlücken und wohl auch geringere Subsidenzrate ist die kontinentale Abfolge der Stangnock-Formation (vermutlich nicht über 500 m mächtig) im Vergleich zur altersmäßigen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (über 1.000 m mächtig) deutlich geringmächtiger, wobei auch in der Auernig-Formation, besonders an der Basis der Konglomeratfazies zwischen den einzelnen Zyklothemen der Corona-, Auernig und Carnizza-Formation, ebenfalls kleinere Schichtlücken vorhanden sind.

Die flachmarinen, oberkarbonen Molassesedimente der Karnischen Alpen (Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe) sind in einem relativ schmalen, nach Osten offenen, WNW–ESE-streichenden Becken, von VENTURINI (1982) als Pramollo-(Naßfeld-)Becken bezeichnet, abgelagert worden. Die Mächtigkeit dieser Abfolge schwankt zwischen 120 m und max. rund 1.200 m. Die Sedimentation war begleitet von synsedimentärer Bruchtektonik, was zur Gliederung des Beckens und Heraushebung einzelner Schollen (Valbertad-Monte Cavallo/Roßkofel-Scholle) im Becken führte, die, bedingt durch Phasen der Erosion und/oder Nichtsedimentation, entsprechend geringe Sedimentmächtigkeiten aufweisen (VENTURINI, 1990a).

Auch die Subsidenzrate im Becken war unterschiedlich. Während die Meledis- und Pizzul-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von etwas mehr als 400 m den Zeitraum des Kasimoviums (dauerte von 303–295 Mill. Jahren, HARLAND et al., 1990) und untersten Teil des Gzheliums (295–290 Mill. Jahre) umfassen, also in einem Zeitraum von rund 9 Mil. Jahren entstanden sind, wurden Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation, insgesamt gut 700 m mächtig, innerhalb des Gzheliums, also in einem Zeitraum von maximal rund 4 Mill. Jahren abgelagert. Daraus ergibt sich für die Meledis- und Pizzul-Formation eine Sedimentationsrate von knapp 50 mm/1.000 Jahre und für die Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation von immerhin rund 175 mm/1.000 Jahre. Dabei konnte die Sedimentation mit der Subsidenz immer Schritt halten, es kam zu keiner Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Bei den Sedimenten der Auernig-Gruppe handelt es sich um Ablagerungen eines sturmbeeinflußten Schelfes, die Sedimentation wurde außerdem durch synsedimentäre Tektonik und innerhalb der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation in starkem Maße von glazioeustatischen Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang mit der Gondwana-Vereisung beeinflußt, was zur Entstehung der charakteristischen „Auernig-Zyklotheme" geführt hat.

Die hohe Übereinstimmung der Fusuliniden-Fauna der Auernig-Gruppe mit jener des Don-Gebietes in der UdSSR (KAHLER, 1984) weist auf eine offene Meeresverbindung des Pramollo-(Naßfeld-)Beckens nach Osten zur Paläotethys.

Stangnock-Becken und Pramollo-(Naßfeld-)Becken waren durch eine Schwelle unbekannter Breite getrennt. In beiden Becken zeigen die fossilen Pflanzenreste eine auffallend ähnliche Entwicklung, in beiden Abfolgen lassen sich alle Megaflorenzonen des Stefans (sensu WAGNER, 1984) nachweisen (*Odontopteris cantabrica*-Zone, *Lobatopteris lamuriana*-Zone, *Alethopteris zeilleri*-Zone, *Sphenophyllum angustifolium*-Zone und *Callipteris conferta*-Zone). Basierend auf den fossilen Pflanzenresten und den Megafloren-Zonen lassen sich die beiden faziell unterschiedlich (flachmarin und kontinental) entwickelten Abfolgen zeitlich gut korrelieren (Abb. 39). In beiden Becken setzt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation mit der *Odontopteris cantabrica*-Zone (Cantabrium), d.h. mit dem oberen Moscovium (Mjatchkovium) bzw. mit dem Stefan ein. In den Ostalpen setzt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation verbreitet allerdings erst mit unterpermischen Rotsedimenten der *Callipteris conferta*-Zone ein (z.B. KRAINER, 1987, 1989c,e; KRAINER & STINGL, 1986).

Dank

Für wertvolle Diskussionen und Denkanstöße danke ich sehr herzlich Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL (Erlangen), Prof. Dr. A. FRITZ (Klagenfurt), Prof. Dr. F. KAHLER (Klagenfurt), Prof. Dr. F. MASSARI (Padua), Prof. Dr. K. STATTEGGER (Kiel), Prof. Dr. C. VENTURINI (Bologna), meinen Kollegen am Institut, Doz. Dr. R. BRANDNER, Dr. D.A. DONOFRIO und Doz. Dr. W. RESCH und ganz besonders Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER.

Danken möchte ich auch Herrn Felix HELLER, der eine große Zahl von petrographischen Dünnschliffen und Karbonatdünnschliffen in ausgezeichneter Qualität angefertigt und damit eine wesentliche Grundlage für die sedimentologischen Untersuchungen geliefert hat.

Einen besonderen Dank möchte ich auch meiner lieben Frau aussprechen, die mich trotz vieler Entbehrungen in den letzten Jahren immer moralisch aufgemuntert und unterstützt hat, während unsere Kinder für die zwischendurch immer wieder notwendige Ablenkung gesorgt haben.

Tafel 1

Fig. 1: **Schlecht sortierter, grobkörniger, feldspatführender lithischer Arenit, Komponenten überwiegend subangular.**
Erlachgraben-Formation, Profil Erlachgraben, Probe ERL 10.
+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

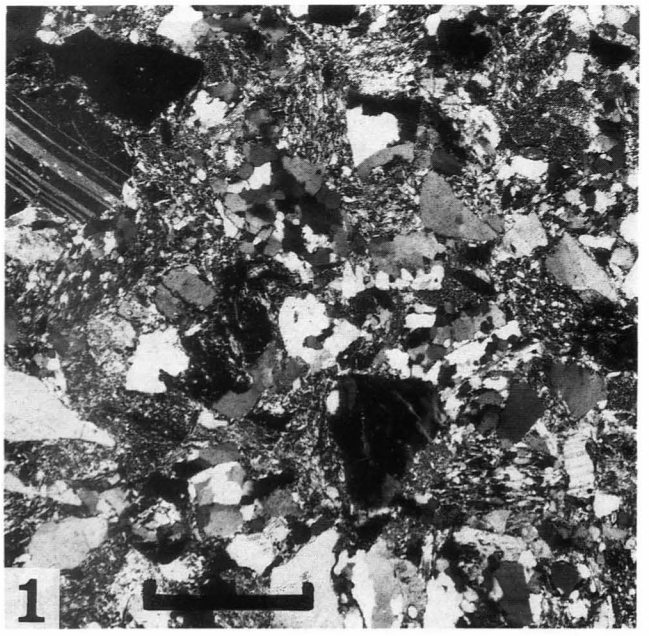
Fig. 2: Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.

Fig. 3: **Schlecht sortierter, grobkörniger, feldspatführender lithischer Arenit mit überwiegend subangularen Komponenten (F = Feldspat).**
Erlachgraben-Formation, Profil Pölland, Probe PÖ 15.
+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

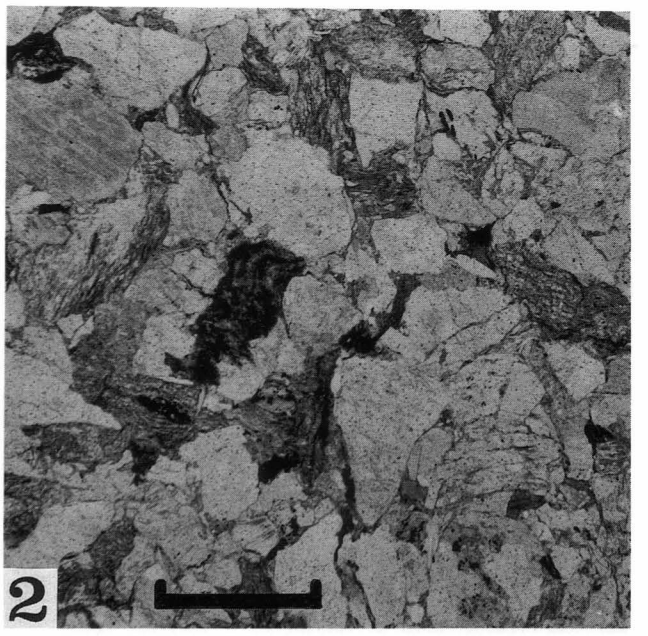
Fig. 4: Wie Fig. 3, jedoch // Nicols.

Fig. 5: **Feinkonglomeratischer Grobsandstein, sehr schlecht sortiert, mit angularen bis subangularen Komponenten.**
Hauptsächlich metamorphe Gesteinsbruchstücke, auch aufgearbeitete Granatglimmerschiefer (rechte untere Bildhälfte).
Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 21.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

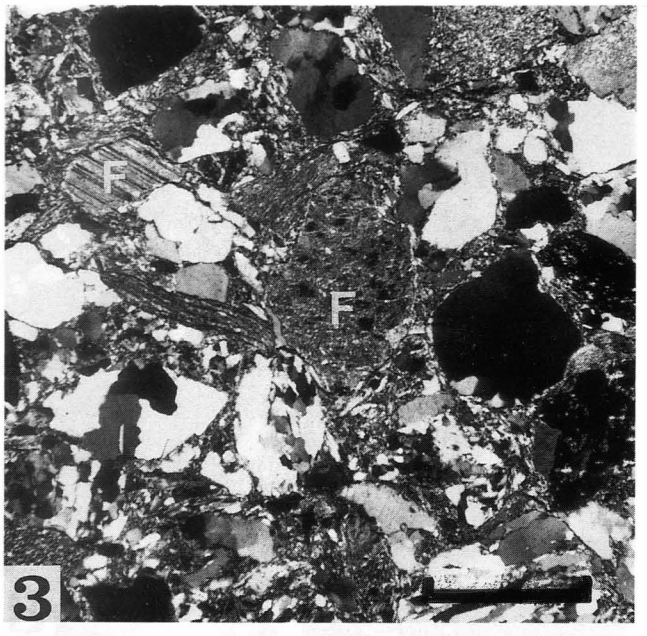
Fig. 6: **Grobkörniger, unreifer Sandstein (lithischer Arenit) mit häufig detritischem Granat (G) als akzessorische Komponente.**
Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 21.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.



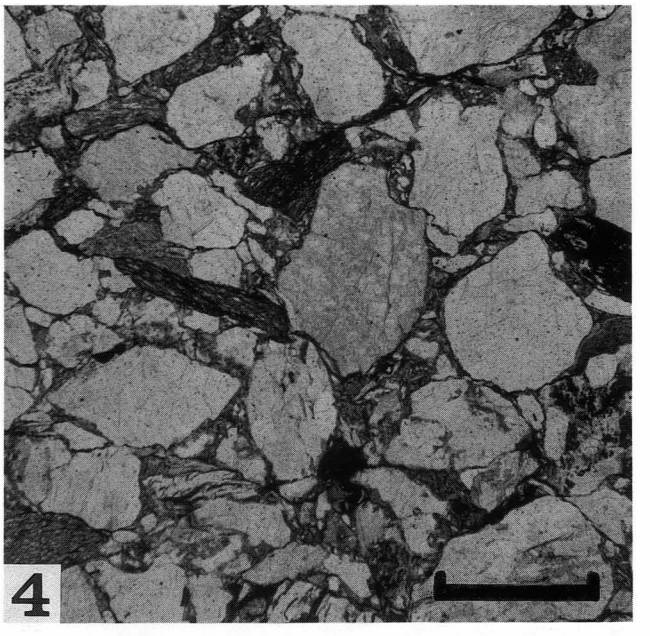
1



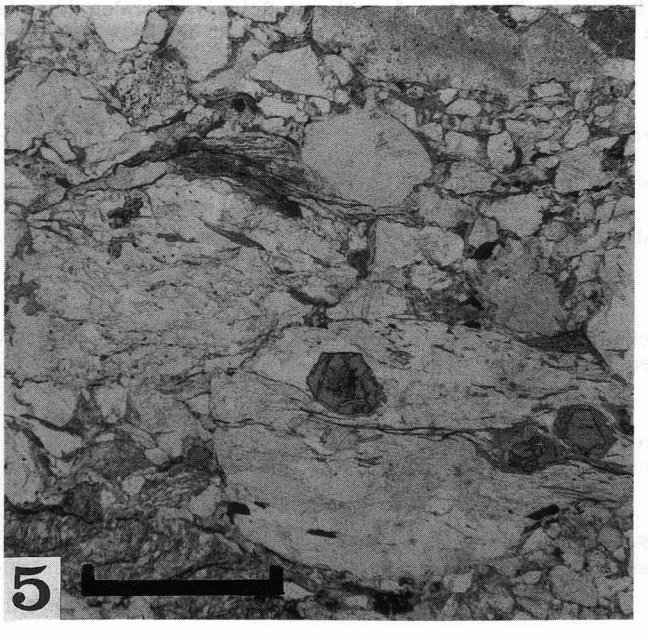
2



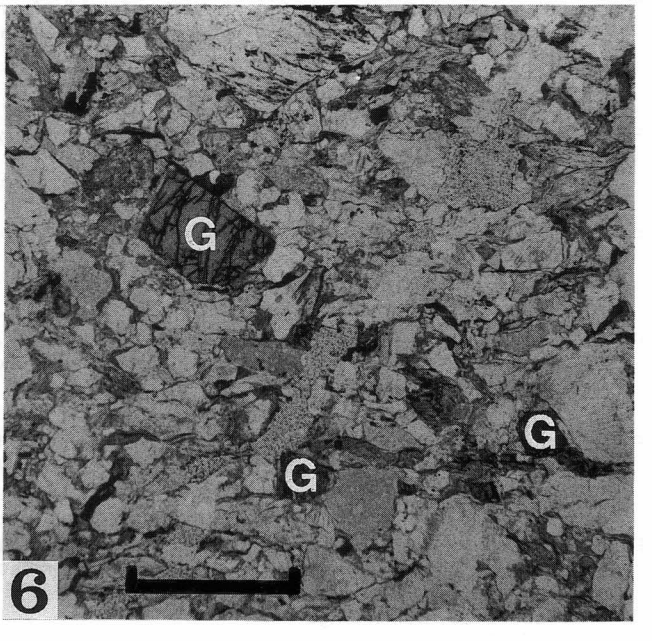
3



4



5



6

Tafel 2

Fig. 1: **Leicht geschichteter, mäßig sortierter feinkörniger Sandstein (lithischer Arenit) mit Schwermineralen (dunkle Komponenten) in einer Lage seifenartig angereichert (hauptsächlich Granat = G, sowie Apatit, Zirkon und Turmalin).**
Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 17.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

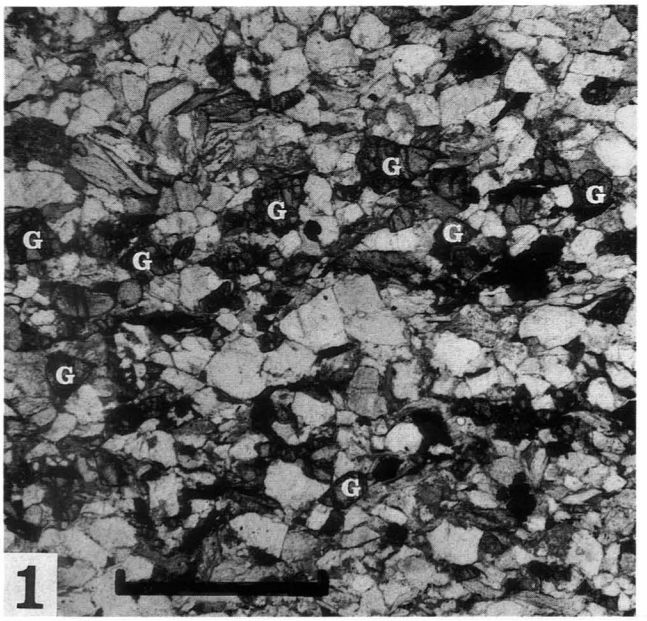
Fig. 2: **Schlecht sortierter, karbonatisch zementierter, biogenführender Sandstein mit diversen Schalenresten, Echinodermenbruchstücken, Foraminiferen u.a.**
Erlachgraben Formation, Straßenprofil Hermsberg, Probe HE 2a.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

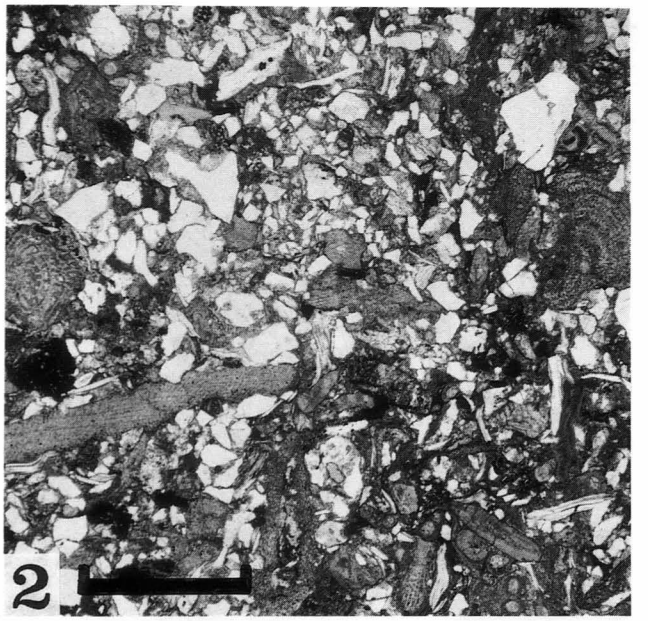
Fig. 3: **Biomikrit mit Echinodermenbruchstücken, Schalenresten, Bryozoen und Ostracodenschalen in einer bioturbaten, dunklen, mikritischen Grundmasse.**
Erlachgraben-Formation, Straßenprofil Hermsberg.
Balkenlänge 1 mm.

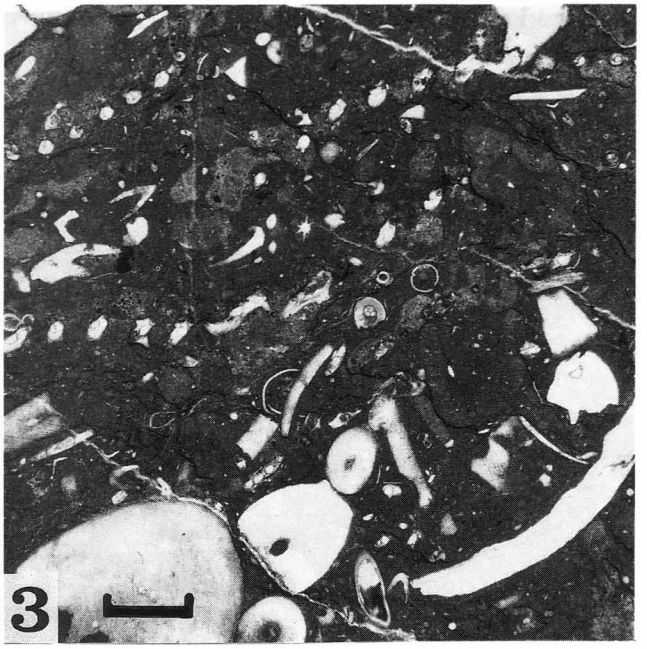
Fig. 4: **Ziemlich dicht gepackter Algenkalk. Rundliche Querschnitte von Algenbruchstücken (?Dasycladaceen), sowie Foraminiferen und diverse Schalenreste in einer dunklen, mikritischen Grundmasse.**
Erlachgraben-Formation, Straßenprofil Hermsberg.
Balkenlänge 1 mm.

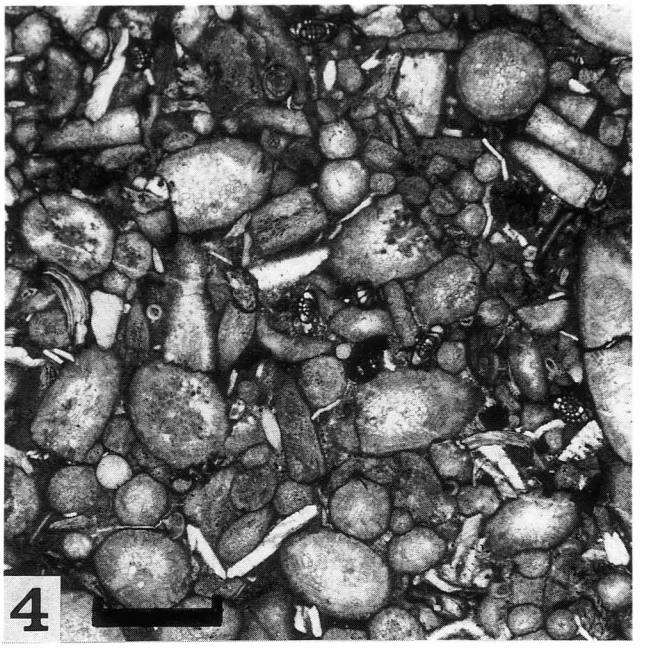
Fig. 5: **Schlecht sortiertes Feinkonglomerat mit korngestütztem Gefüge.**
Komponenten (überwiegend verschiedene Typen von Amphiboliten) sind teilweise gerundet.
Badstub-Formation, mittlerer Teil, Probe B 3.
// Nicols, Balkenlänge 2 mm.

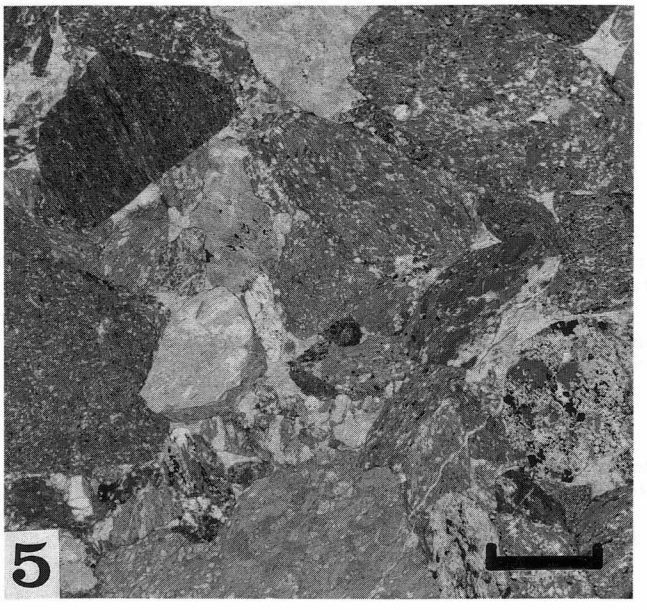
Fig. 6: **Brachiopodenschillage aus der hangenden Badstub-Formation, Profil NW Oberhöher.**
Zahlreiche Brachiopodenschalen und Brachiopodenstacheln sowie untergeordnet Foraminiferen (*Tetrataxis*) in einer mikritischen, dunklen Grundmasse.
Probe B 23, Balkenlänge 1 mm.

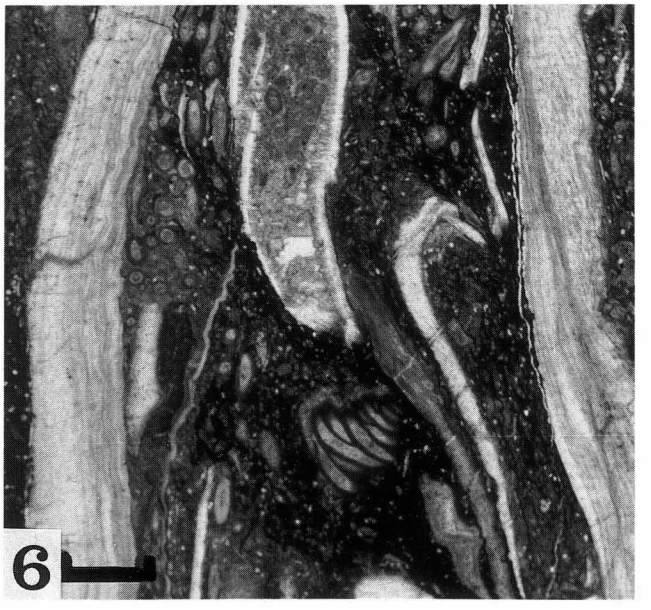

G
G
G
G
G
G
G
G
1


2


3


4


5


6

Tafel 3

Fig. 1: **Schlecht sortierter, grobkörniger Sandstein aus der Hochwipfel-Formation NW der Marinelli-Hütte (Pic Chiadin, Probe MH 11) mit Kieselschieferkomponenten (K) und Porphyrquarzen (P).**
+ Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.

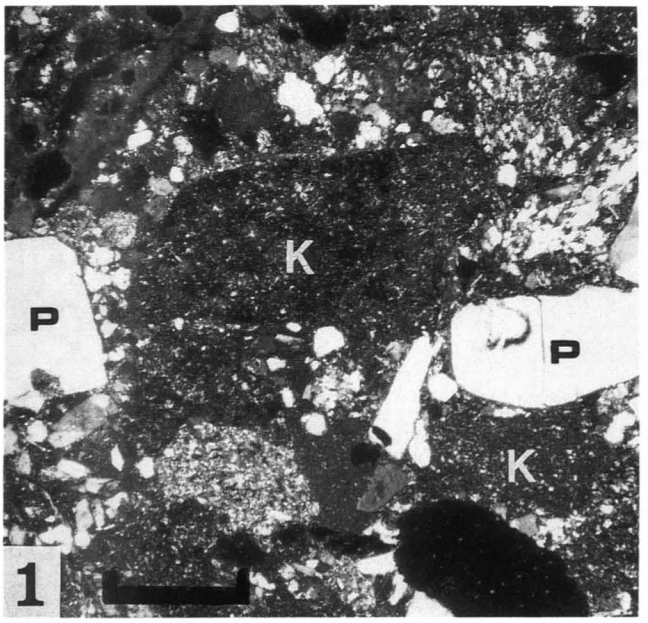
Fig. 2: **Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.**
In der Kieselschieferkomponente (K, Bildmitte) sind deutlich Radiolarienumrisse zu erkennen.

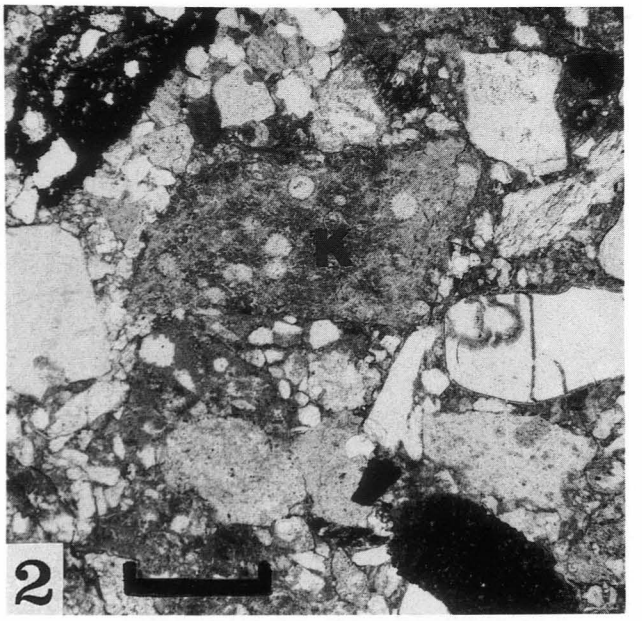
Fig. 3: **Matrixreicher, schlecht sortierter feinkörniger Sandstein reich an detritischen Feldspäten (lithische Wacke) aus der Hochwipfel-Formation unmittelbar südlich der Marinelli-Hütte.**
Probe MH 34, + Nicols, Balkenlänge 1 mm.

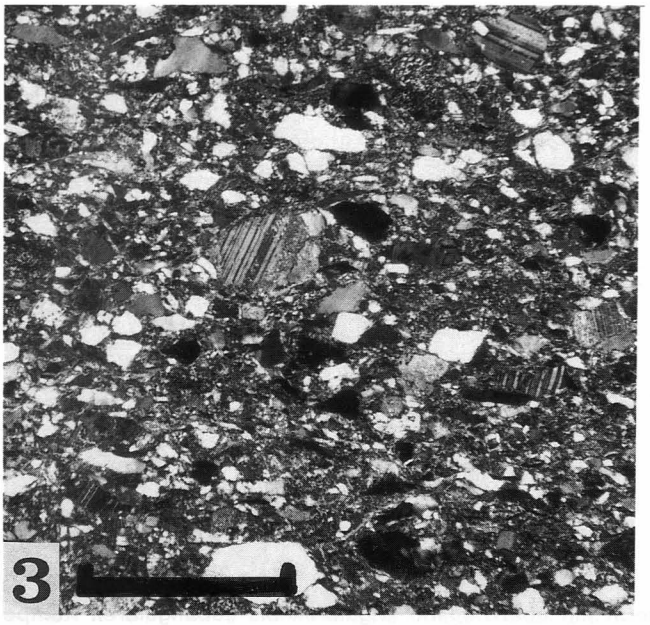
Fig. 4: **Schlecht sortiertes, sandiges Feinkonglomerat aus teilweise gut gerundeten Komponenten.**
Neben Kieselschiefergeröllen (K) und sedimentären Komponenten (S) sind auch stärker umkristallisierte vulkanische Komponenten (V) enthalten.
Hochwipfel-Formation, Döbernitzenbach.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

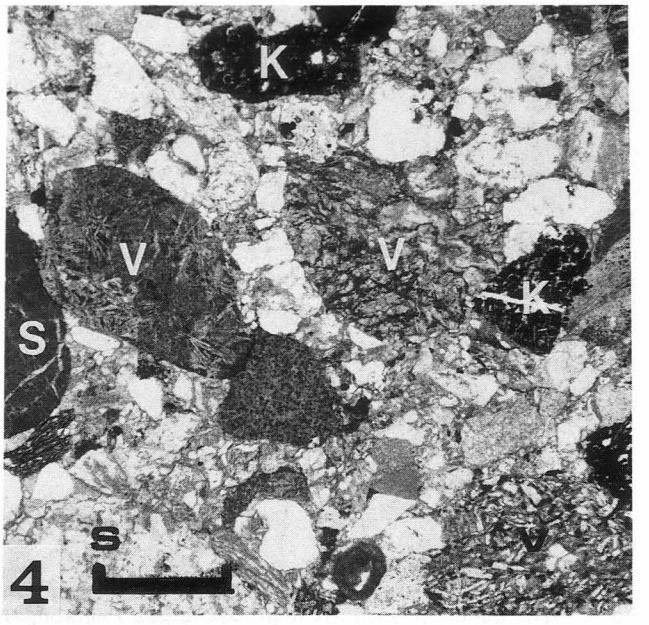
Fig. 5: **Grobkörniger, schlecht sortierter, matrixreicher Sandstein, Komponenten angular bis subangular, mit hohem Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen metamorphen Ursprungs und metamorphen Gesteinsbruchstücken sowie wenig Kieselschieferfragmenten.**
Hochwipfel-Formation, Smertnik-Bach (Trögern), Probe SM 2.
+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

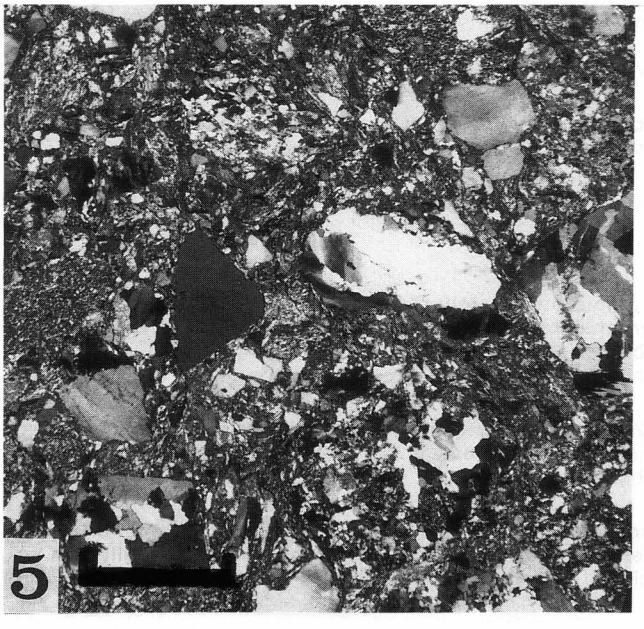
Fig. 6: Wie Fig. 5, jedoch // Nicols.

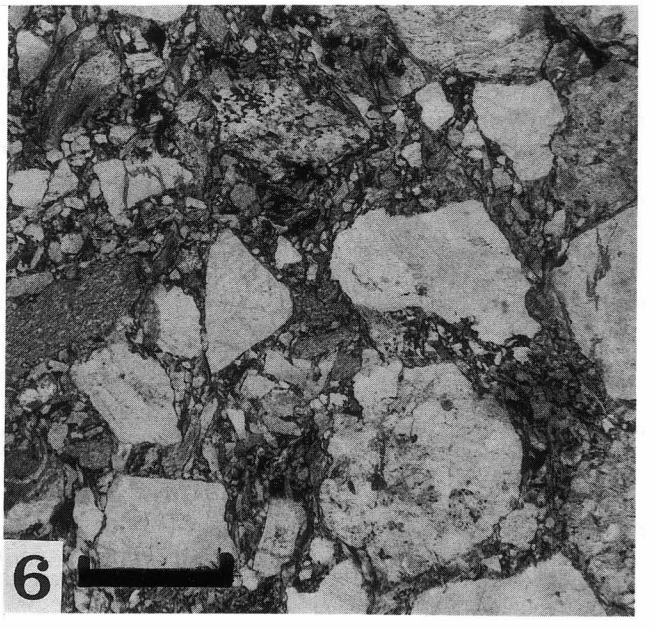

K
P
P
K
1


2


3


K
V
V
K
S
S
4


5


6

Tafel 4.

Fig. 1: **Sehr schlecht sortiertes, grobsandiges Feinkonglomerat mit überwiegend angularen bis subangularen Komponenten.**
Bei den Komponenten in Sandkorngröße dominieren mono- und polykristalline Quarze, größere Komponenten liegen meist als Kieselschiefer (K) vor.
Bombaso-Formation, Profil Cima Val di Puartis, Probe VP 1.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

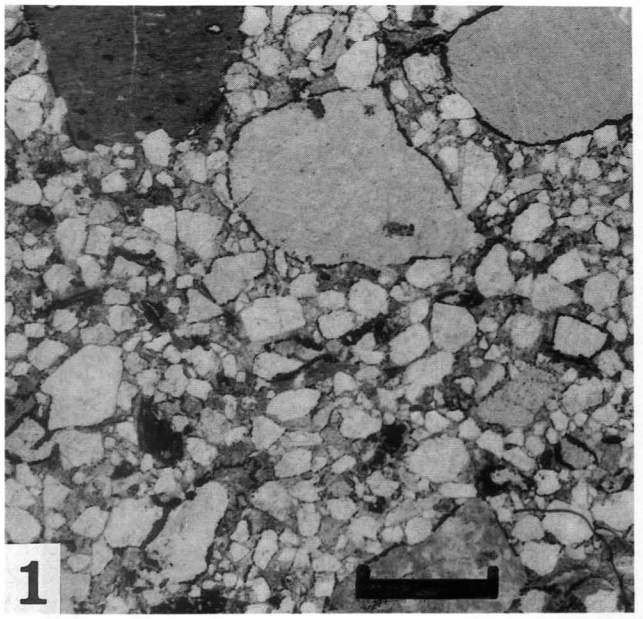
Fig. 2: **Auloporide Korallen aus dem Auloporen-Mound der basalen Meledis-Formation, Profil Cima Val di Puartis, mit hellgrauer mikritischer (autochthoner) und dunkelgrauer, siltitischer (eingeschwemmter) Grundmasse.**
Probe VP 13, Balkenlänge 2 mm.

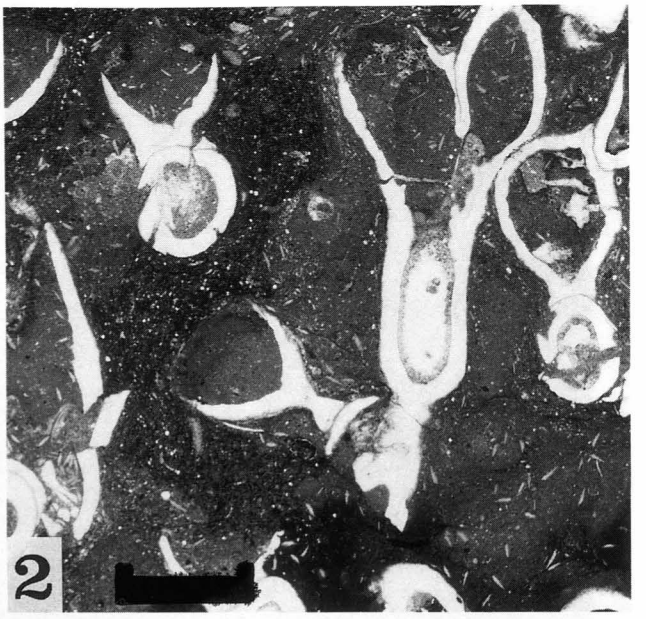
Fig. 3: **Stark biogenführender, leicht geschichteter, bioturbater Siltstein mit Fusuliniden, Echinodermen-, Schalen- und Algenbruchstücken.**
Basale Meledis-Formation, Profil Cima Val di Puartis.
Probe VP 10, Balkenlänge 2 mm.

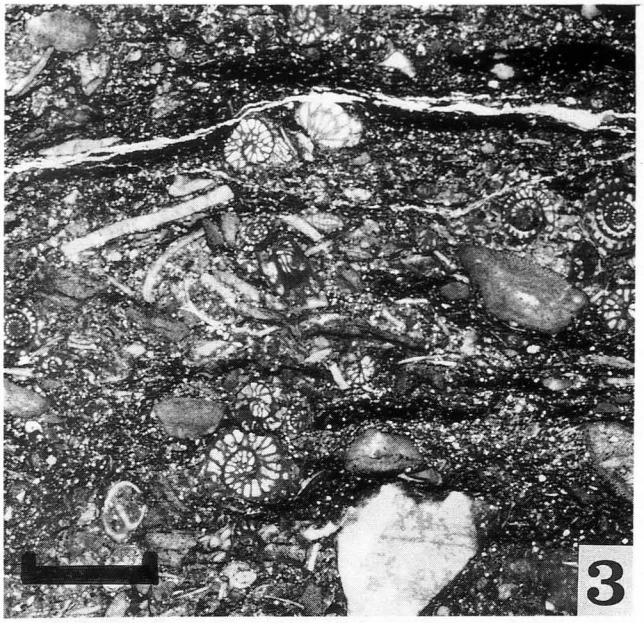
Fig. 4: **Biogenreicher, feinsandiger, leicht geschichteter und gradierter Siltstein (Tempestit) mit bis zu mehrere mm großen, dunkel pigmentierten Bioklasten (Echinodermenbruchstücke, stark beschädigte Fusulinen und Schalenreste), nach oben in feinkörnigen, geschichteten Siltstein übergehend.**
Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt).
Probe RC 12a. Balkenlänge 2 mm.

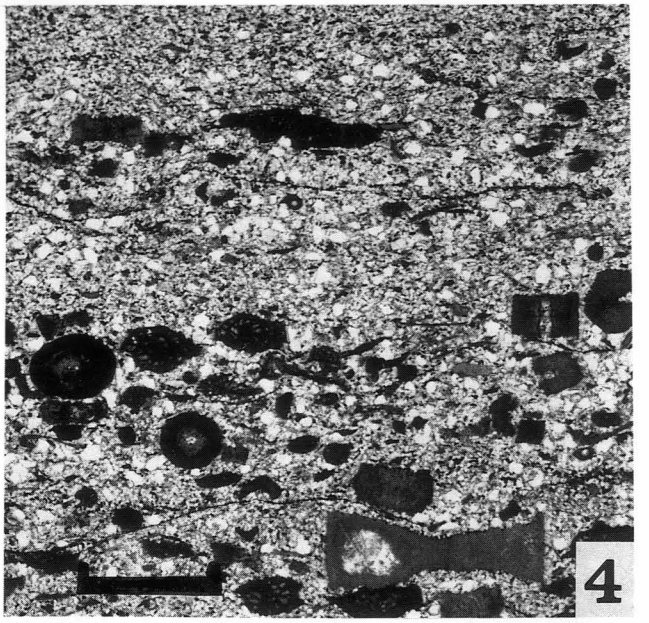
Fig. 5: **Fossilschuttlage (Tempestit) aus cm-großen Bioklasten (Gastropodengehäuse mit Geopetalgefüge, Schalenreste, Echinodermenbruchstücke, Algenfragmente) in einer siltigen Grundmasse aus kleinen Quarzen und Glimmern.**
Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt).
Probe RC 3. Balkenlänge 2 mm.

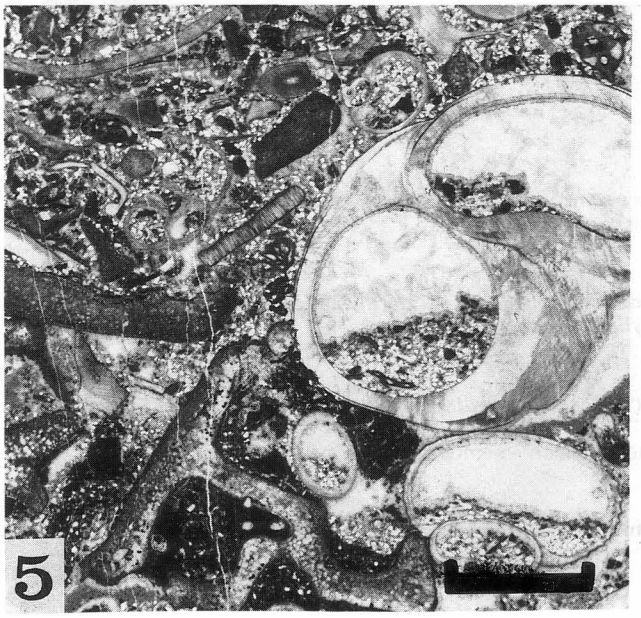
Fig. 6: **Resedimentierte, bis >1 cm große siltitisch-mikritische Intraklaste und einige Bioklaste (Echinodermenbruchstükke) in einer siltitischen, dunklen Grundmasse, darüber (obere Bildhälfte) feinkörniger, fossilfreier Siltstein.**
Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (Unterer Profilabschnitt).
Probe RC 2. Balkenlänge 2 mm.

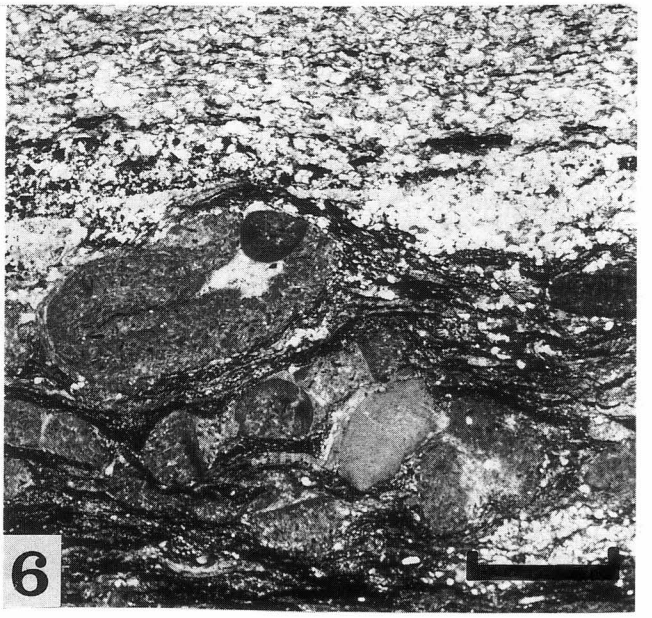

1


2


3


4


5


6

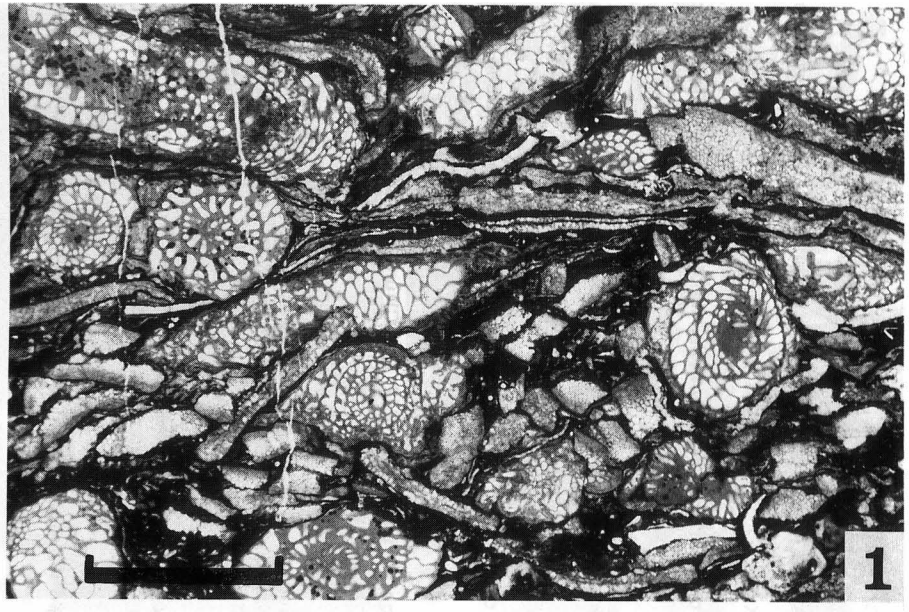
Tafel 5

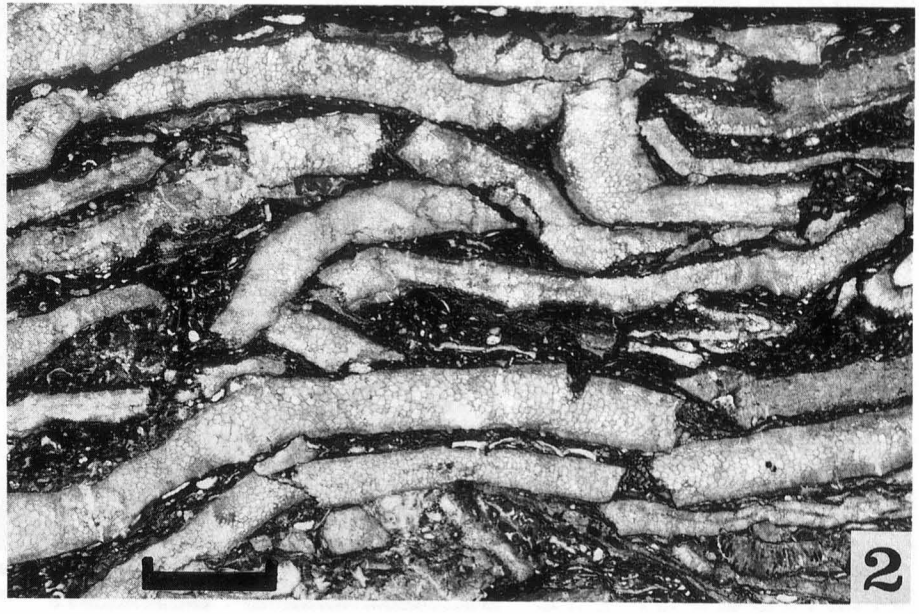
Fig. 1: **Mäßig dicht gepackter Algen-Fusuliniden-Siltit.**
Große Algenbruchstücke (hpts. *Archaeolithophyllum missouriense*) und z.T. beschädigte Fusuliniden, untergeordnet Schalen- und Echinodermenreste in einer dunklen, siltitisch-mikritischen Grundmasse.
Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 6.
Balkenlänge 2 mm.

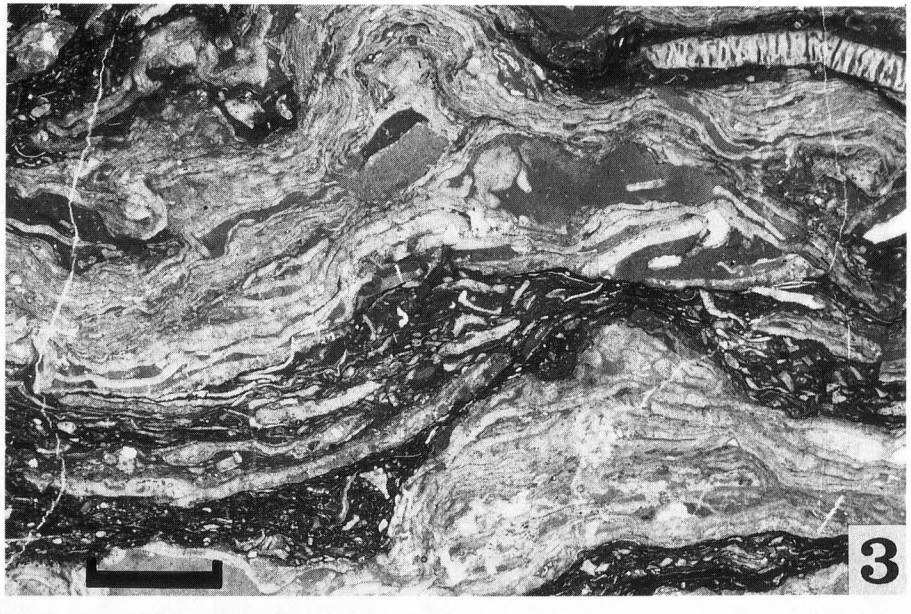
Fig. 2: **Leicht geschichteter Algensiltit. Mikritisch-siltitische, dunkle Grundmasse, darin fast ausschließlich bis zu mehrere cm große Bruchstücke der Kalkalge *Archaeolithophyllum missouriense*.**
Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 7.
Balkenlänge 2 mm.

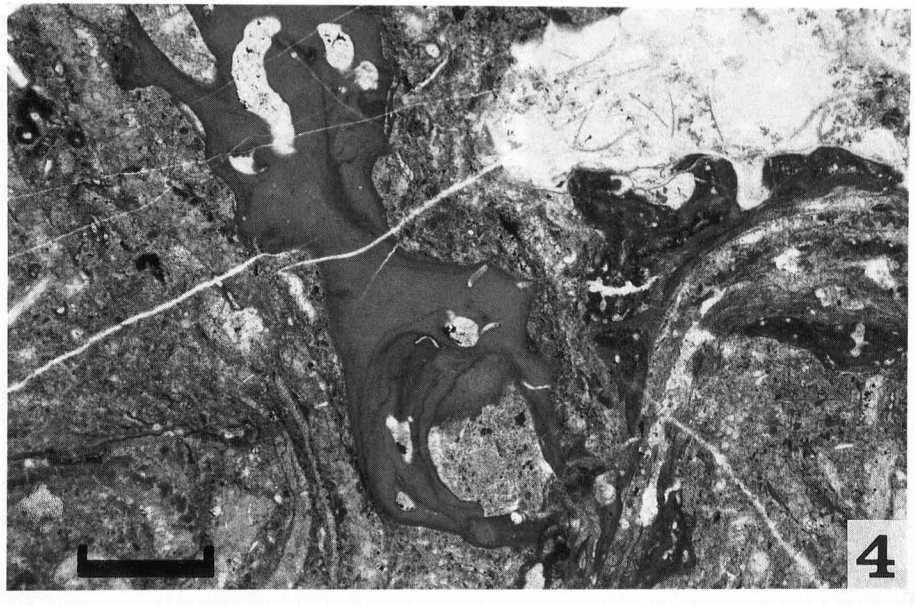
Fig. 3: **Algensiltit mit „Algenkrusten" aus mikritischen Algen (?*Archaeolithophyllum lamellosum*) und sessilen Foraminiferen, Bioklaste inkrustierend.**
Daneben viele Algenbruchstücke (*Epimastopora* u.a.) in einer dunklen, mikritisch-siltitischen Grundmasse.
Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 13.
Balkenlänge 2 mm.

Fig. 4: **Detailausschnitt aus einem Algensiltit mit *Tubiphytes*, inkrustierenden mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen (v.a. *Calcitornella*).**
Pizzul-Formation, Profil Ofenalm, Probe OF 8.
Balkenlänge 1 mm.


1


2


3


4

Tafel 6

Fig. 1: **Ungeschichteter, biogenführender Siltstein (MF-Typ A) mit locker eingestreuten Bioklasten (Echinodermenreste, Schalenbruchstücke, ?Auloporenbruchstück).**
Carnizza Formation, Profil Schulterkofel West, Probe SK 5.
Balkenlänge 2 mm.

Fig. 2: **Ungeschichteter Biomikrit mit vielen sessilen Kleinforaminiferen (*Calcitornella*, linke obere Bildhälfte, *Tuberitina* u.a.) und anderen Bioklasten (MF-Typ D).**
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 33.
Balkenlänge 0,5 mm.

Fig. 3: **Leicht geschichteter Algensiltit (MF-Typ B) mit schichtungsparallel eingeregelten, locker gepackten Algenbruchstücken (*Anthracoporella, Epimastopora*).**
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 39.
Balkenlänge 2 mm.

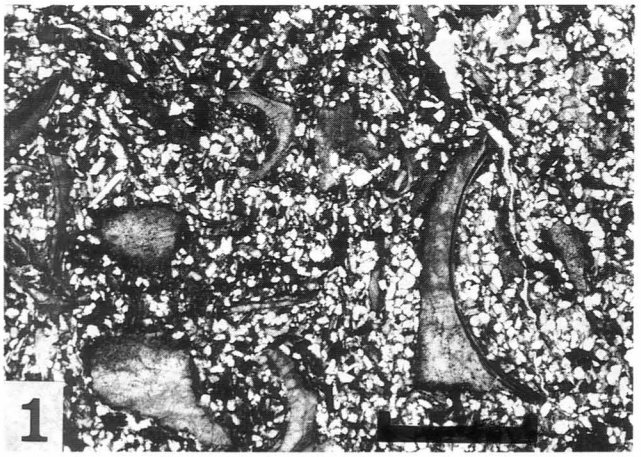
Fig. 4: **Schnitte durch die Kalkalge** *Anthracoporella spectabilis* **aus der Gruppe der Dasycladaceen, teilweise mit Geopetalgefügen (rechts unten).**
Auernig-Formation, Profil Krone Ost, Probe AF 61.
Balkenlänge 2 mm.

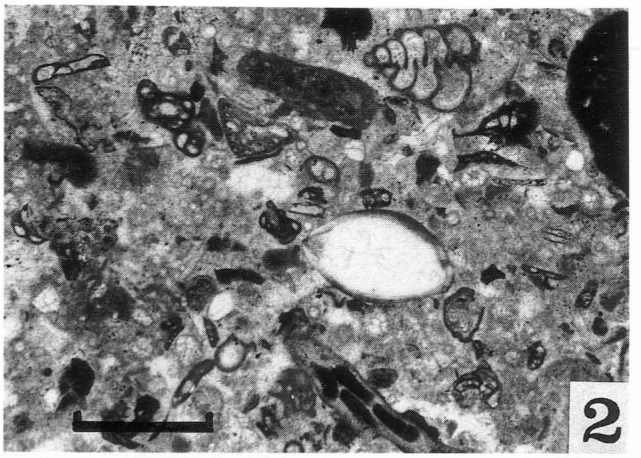
Fig. 5: **Algen-Fusuliniden-Packstone mit dunkler, leicht siltiger Grundmasse (MF-Typ C) und hauptsächlich Fusuliniden und Algenbruchstücken (v.a. *Epimastopora*).**
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 8.
Balkenlänge 1 mm.

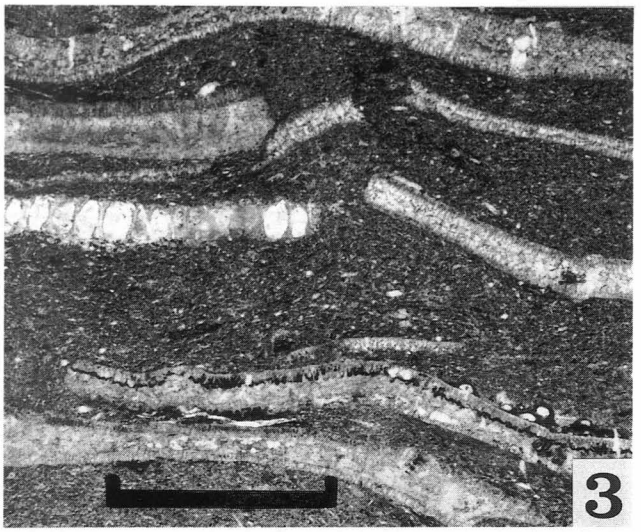
Fig. 6: **Algen-Foraminiferen-Biomikrit (MF-Typ D) mit teilweise sparitischer Grundmasse.**
An Biogenresten sind Algenbruchstücke (hpts. *Epimastopora*), Echinodermenbruchstücke, verschiedene Schalenreste, Fusuliniden und teilweise sessile Kleinforaminiferen enthalten.
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 9.
Balkenlänge 2 mm.

Fig. 7: **Sessile Kleinforaminifere *Tuberitina*, auf Mikrit aufwachsend (linke Bildhälfte).**
Detail aus einem Biomikrit – MF-Typ D – mit Kalkalgen, Fusuliniden und zahlreichen sessilen Kleinforaminiferen.
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 6a.
Balkenlänge 0,5 mm.

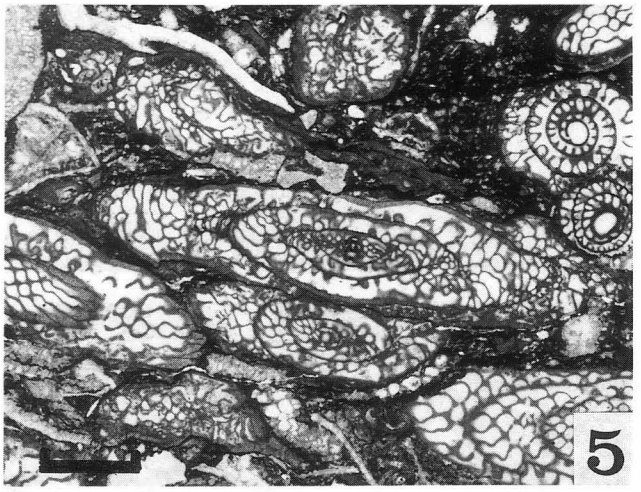
Fig. 8: **Kalkalge *Archaeolithophyllum missouriense* aus der Gruppe der ancestralen Corallinaceen, teilweise von mikritischen Algen umwachsen.**
Auernig-Formation, Profil Krone West, Probe AF 59.
Balkenlänge 1 mm.

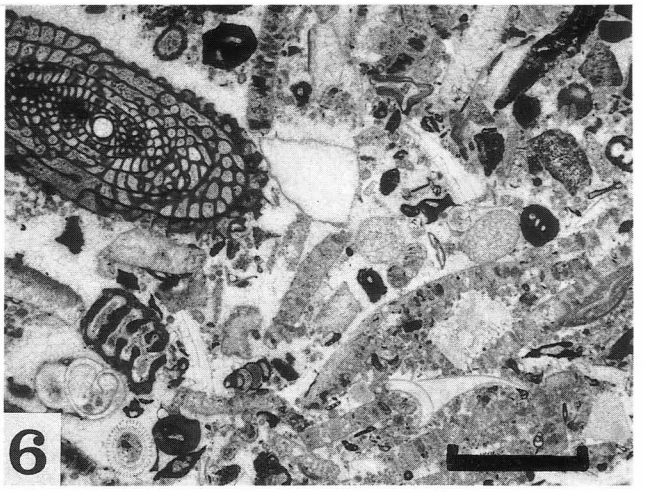

1

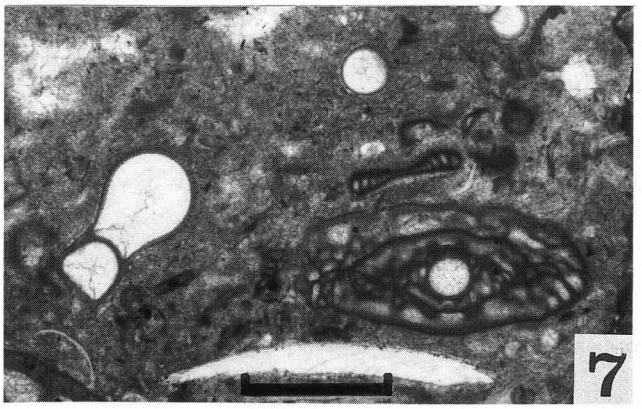

2

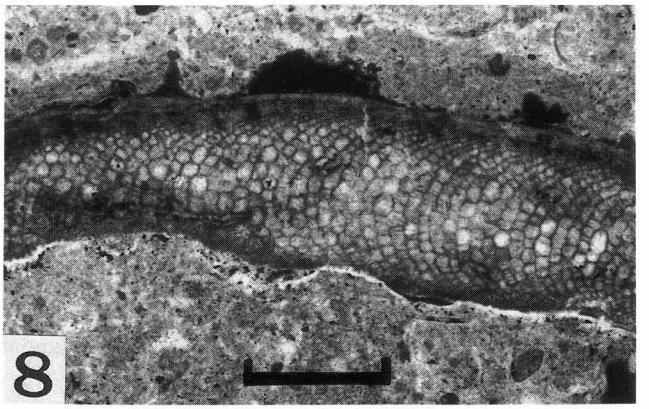

3

4


5


6


7


8

Tafel 7.

Fig. 1: **Schlecht sortierter, unreifer, grobkörniger Sandstein (lithischer Arenit), hauptsächlich aus mono- und polykristallinen Quarzen, sedimentären feinklastischen Gesteinsbruchstücken und Kieselschieferfragmenten zusammengesetzt.**
Komponenten überwiegend angular bis subangular.
Bombaso-Formation, Profil Leitenkogel, Probe LK 3.
+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

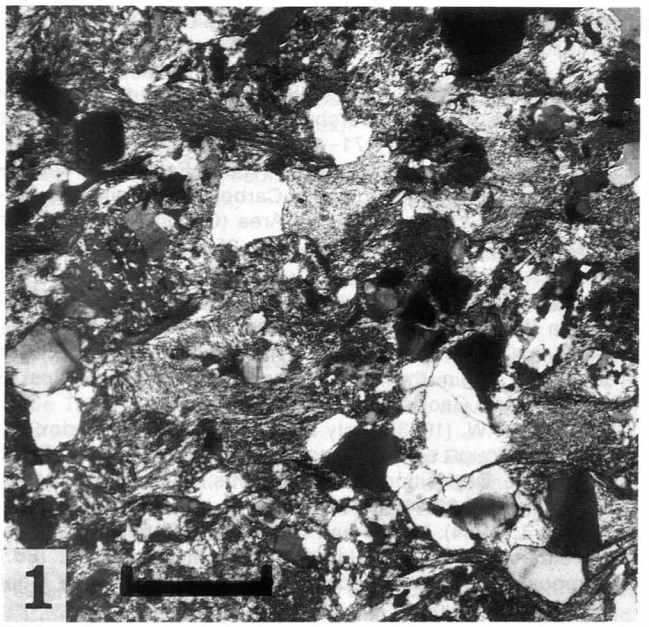
Fig. 2: **Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.**

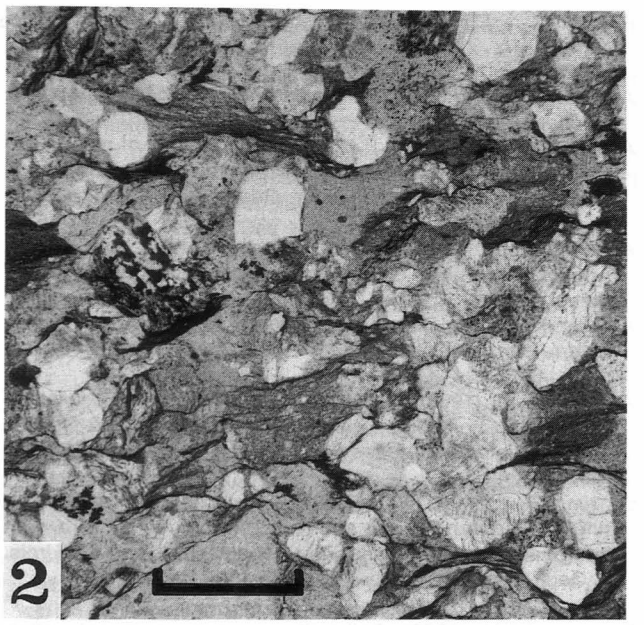
Fig. 3: **Grobkörniger, gut sortierter und gut gerundeter Quarzsandstein (Sandsteintyp 1) aus fast ausschließlich mono- und polykristallinen Quarzen sowie einigen Kieselschieferkomponenten zusammengesetzt und durch Quarzzement in Form von authigenen Anwachssäumen zementiert.**
Ursprüngliche Kornumrisse sind durch Limonitsäume gut erkenntlich.
Corona-Formation, Profil Ofenalm, Probe OF 10.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

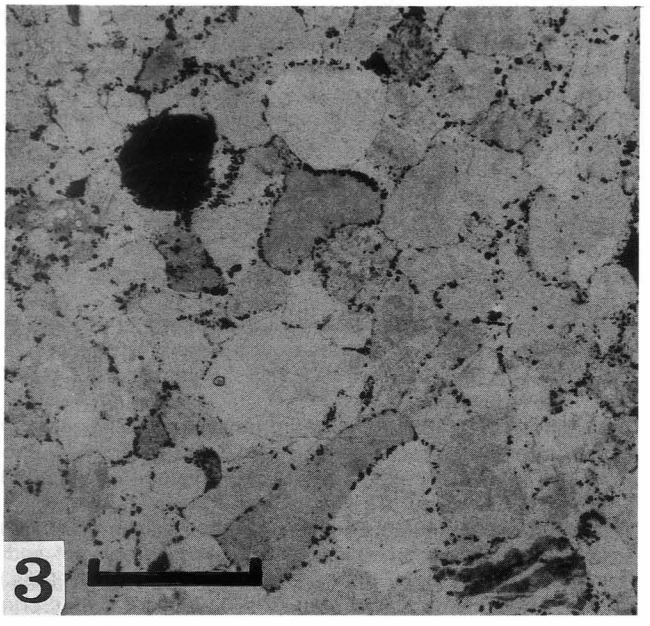
Fig. 4: **Mäßig sortierter, grobkörniger Sandstein, karbonatisch zementiert (Sandsteintyp 2).**
Auernig-Formation, Gipfelbereich der Krone (Profil Krone Ost), Probe AF 63.
+ Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.

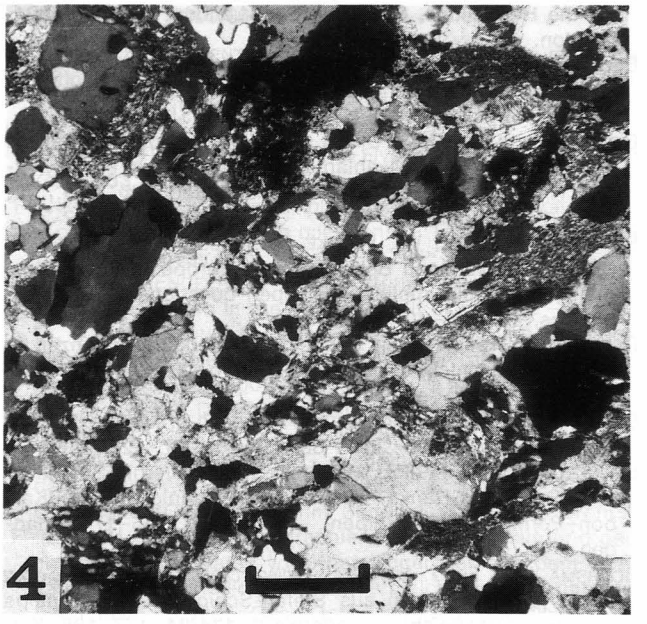
Fig. 5: **Mittelkörniger, mäßig bis gut sortierter Sandstein mit relativ viel detritischen Glimmern (Sandsteintyp 4).**
Corona-Formation, Profil Krone West, Probe AF 37.
// Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.

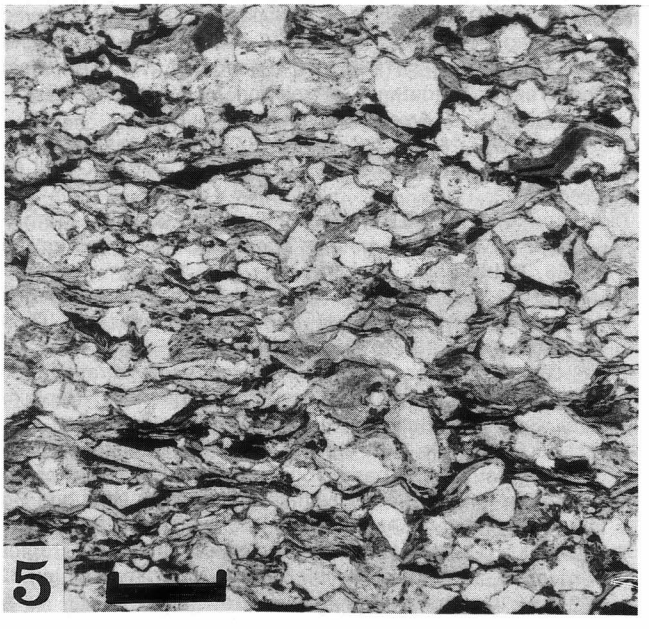
Fig. 6: **Feinkörniger, glimmerreicher Sandstein (Sandsteintyp 4) aus der Pizzul-Formation.**
Profil Rio Tratte (Probe Piz X).
// Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.

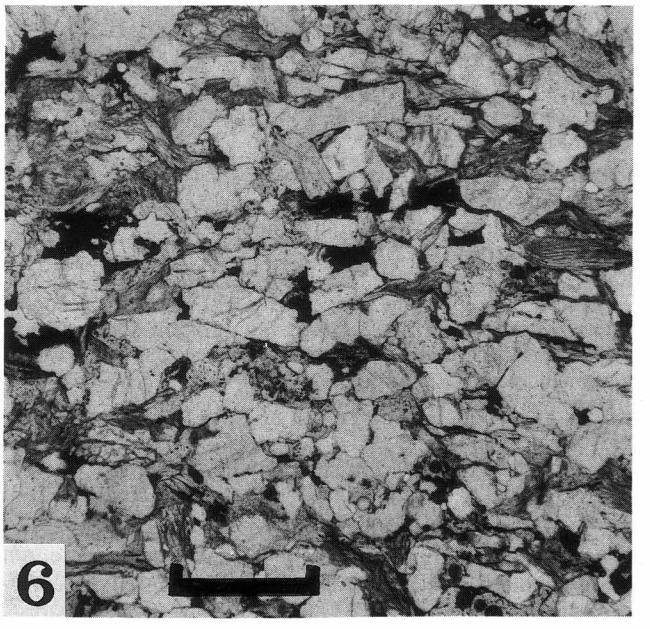

1


2


3


4


5


6

Literatur

ABEL, O. (1935): Vorzeitliche Lebensspuren. – 644 S., Jena (G. Fischer).

ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. – Jour. Geol., **96**, 313–322, Chicago.

ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin Analysis. Principles & Applications. – 451 S., Oxford (Blackwell Scientific Publications).

ANGEL, F. (1932): Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **69**, 5–24, Graz.

ARGYRIADIS, J. (1968): Le Permo-Carbonifere marin des Alpes Carniques, jalon allochtone entre Nord-alpin et Sud-alpin. – 156 S., Diplome d'études Sup. Sci., Univ. Paris Sci. Ossay, Paris.

ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1305–1320, Boulder.

BADHAM, J.P.N. (1982): Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. – J. geol. Soc. London, **139**, 493–504, London.

BECKER, G. & FOHRER, B. (1990): Schließmuskel-Feld eines kirkbyiden Ostracoden aus dem hohen Oberkarbon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990**, 329–335, Stuttgart.

BEERBOWER, J.R. (1961): Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian–Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio. – Geol. Soc. Am. Bull., **72**, 1029–1050, Boulder.

BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. – Tectonophysics, **109**, 15–40, Amsterdam.

BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1960**, 253–261, Wien.

BLUCK, B.J. (1967): Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. – Jour. Sed. Petrol., **37**, 128–156.

BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon–Perm; Karnische Alpen). – Facies, **13**, 155–174, Erlangen.

BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1984): *Kahleria carinthica* nov. gen., nov. spec. (Incertae sedis) aus Stefan-Schichten der Kronalpe (Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **174/94**, 177–188, Klagenfurt.

BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1990): Die Paläofloren Kärntens: Ober-Karbon/Unter-Perm. – In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, Sonderheft **49**, 133–172, Klagenfurt.

BOURGEOIS, J. (1980): A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. – Jour. Sed. Petrol., **50**, 681–702, Tulsa.

BOURGEOIS, J. & LEITHOLD, E. L. (1984): Wave-worked conglomerates – depositional processes and criteria for recognition. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. – Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **10**, 331–343, Calgary.

BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M., & GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1986): Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. – In: KNIGHT, R.J. & MCLEAN, J.R. (Eds.), Shelf Sands and Sandstones, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **11**, 241–255, Calgary.

BRIEGLEB, D. (1971): Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). – Berg u. Hüttenm. Mh., **116**, 359–375, Wien.

BUSCH, R.M. & ROLLINS, H.B. (1984): Correlation of Carboniferous strata using hierarchy of transgressive-regressive units. – Geology, **12**, 471–474, Boulder.

BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 349–358, Wien.

CANAVAL, R. (1910): Anthrazit in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **100**, 250–256, Klagenfurt.

CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. – Jour. Struct. Geol., **3**, 477–486, London.

CHOQUETTE, P.W. (1983): Platy algal reef mounds, Paradox Basin. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Eds.): Carbonate Depositional Environments. – Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir **33**, 454–462, Tulsa.

CHRONIC, J. (1964): Nature and variability in Pennsylvanian sedimentary cycles of Colorado. – In: MERRIAM, D.F. (Ed.): Symposium on cyclic sedimentation. – Bull. Kansas Geol. Survey , **169**, vol. 1, 63–68.

CONTI, M.A., LEONARDI, G., MANNI, R. & VENTURINI, C. (1990): Stop 3b – Rio Cordin; 1440 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), p. 149, September 2–8, 1990, Guidebook.

CROWELL, J.C. (1978): Gondwanan glaciation, cyclothemes, continental positioning, and climate change. – Am. J. Sci., **278**, 1345–1372, New Haven.

DAMUTH, J.E. & FLOOD, R.D. (1985): Amazon Fan, Atlantic Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 97–106, New York (Springer).

DAWSON, W.C. & CAROZZI, A.V. (1986): Anatomy of phylloid algal buildup, Raytown Limestone, Iola-Formation, Pennsylvanian, southeast Kansas, U.S.A. – Sediment. Geol., **47**, 221–261, Amsterdam.

DICKINSON W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of Arenites. – NATO ASI Series C, Vol. **148**, 333–361, Dordrecht (D. Reidel).

DICKINSON, W. R. (1988): Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. – In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, Ch. (Eds.): New Perspectives in Basin Analysis, 3–25, New York (Springer).

DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Bull. Geol. Soc. Am., **94**, 222–235, Boulder.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **63**, 2164–2182, Tulsa.

DICKINSON, W.R. & VALLONI, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – Geology, **8**, 82–86, Boulder.

DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 663–680, Boulder.

DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Reply. – Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1249–1251, Boulder.

DRIESE, S.G. & DOTT, R.H. (1984): Model for sandstone-carbonate "cyclothemes" based on Upper-Member of Morgan-Formation (Middle Pennsylvanian) of Northern Utah and Colorado. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **68**, 574–597, Tulsa.

DUKE, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. – Sedimentology, **32**, 167–194, Oxford.

EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/ Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 65–93, Wien.

EBNER, F. (1977): Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **107**, 35–53, Graz.

EBNER, F. (1978): Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – Komm. Österr. Akad. Wiss., **3**, 179–190, Wien.

EBNER, F. (1989): Die Kleinforaminiferen. – In: EBNER, F. & KAHLER, F. (Hrsg.): Catalogus Fossilium Austriae, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica, 7–85, Wien (Österr. Akad. Wiss.).

EBNER, F. (1990): Carboniferous Sediments in Austria, Hungary and Slovakia: Correlation, Paleogeography and Implications for Variscan Orogeny. – IGCP Project No. 276: Paleozoic in the Tethys, Meeting 1990, Sept. 21–30, Algeria, 10–13 (Abstract).

EMMEL, F.J. & CURRAY, J.R. (1985): Bengal Fan, Indian Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 107–112, New York (Springer).

FELSER, K.O. (1935): Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1935**, 203–204, Wien.

FELSER, K.O. (1936): Die Badstub-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont. B., **8**, 305–308, Stuttgart.

FELSER, K.O. (1938): Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). – Carinthia II, **128**, 54–61, Klagenfurt.

FELSER, K.O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Berg u. Hüttenmänn. Mh., **122**, 17–23, Wien.

FELSER, K.O. & SIEGL, W. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg u. Hüttenmänn. Mh., **118**, 251–256, Wien.

FENNINGER, A. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen der oberkarbonen Auernigschichten im Raume Naßfeld (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 633–636, Wien.

FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.-L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profils (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 637–642, Wien.

FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H. P. (1972): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges., 1972, 18–60, Graz.

FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H.P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A. , **1976**, 243–255, Wien.

FENNINGER, A. & K. STATTEGGER (1977): Schwermineraluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofils (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 367–374, Wien.

FERRARI, A. & VAI, G.B. (1966): Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al M. Zermula. – Giorn. Geol., **33** (1965), 389–416, Bologna.

FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **25**, 3–76, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **36**, 51–99, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. & KRAINER, K. (1992): Allogenic and autogenic controls of reef mound formation: Late Carboniferous auloporid coral buildups from the Carnic Alps, Italy. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (in Druck).

FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), Proceedings (pre-print), 15–19, Udine.

FLÜGEL, H.W. (1964): Das Paläozoikum in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **56** (1963), 401–443, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1965): Neue Beobachtungen im Unterkarbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1965**, 35–37, Wien.

FLÜGEL, H.W. (1971): Bemerkungen zum Auernig-Rhythmus (Karnische Alpen; Oberkarbon). – Carinthia II, Sonderheft **28** (Kahler Festschrift), 27–30, Klagenfurt.

FLÜGEL, H.W. (1972): Das Karbon von Nötsch. – In: FLÜGEL, H.W. (Hrsg.): Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges., 9–17, Graz.

FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 181–221, Wien.

FLÜGEL, H.W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1959**, 153–167, Stuttgart.

FLÜGEL, H.W. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **87**, 25–60, Graz.

FLÜGEL, H.W. & KODSI, G.M. (1968): Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1968**, 1–5, Wien.

FLÜGEL, H.W & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark, 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.

FONTANA, D. & C. VENTURINI (1982): Evoluzione delle mode detritiche nelle arenarie Permocarbonifere del bacino tardo-ercinico di Pramollo (Alpi Carniche). – Mem. Soc. Geol. It., **24**, 43–49, Roma.

FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol., **33**, 493–523, Bologna.

FRANKE, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. – Tectonophysics, **169**, 221–228, Amsterdam.

FRANKE, W. & ENGEL, W. (1988): Tectonic settings of synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. – In: BESLY, B.M. & KELLING, G. (Eds.): Sedimentation in a Synorogenic Basin Complex. The Upper Carboniferous of Northwest Europe, 8–17, Glasgow (Blackie).

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Max Niemeyer).

FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984): Trace fossil facies models. – In: WALKER, R.G. (Ed.): Facies Models (2nd Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, 189–207, Toronto.

FRIMMEL, H. (1986a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **32**, 39–65, Wien.

FRIMMEL, H. (1986b): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**, 193–208, Zürich.

FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – Geol. Soc. Am., Spec. Paper, **230**, 91–100, Boulder.

FRISCH, W., MENOT, R.-P., NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **70**, 265–285, Zürich.

FRITZ, A. (1980): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, **170/90**, 221–238, Klagenfurt.

FRITZ, A. (1991): Zur Altersfrage der jungpaläozoischen Megafloren im Süden Österreichs. – Carinthia II, **181/101**, 393–401, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1982a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1981, Beitrag 2: Pflanzengroßreste aus dem Stefan (Oberkarbon) der Schulter, Karnische Alpen. – Carinthia II, **171/91**, 387–414, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1982b): Revision pflanzlicher Großreste aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen: Sammlung HÖFER 1869. – Carinthia II, **172/92**, 109–152, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beiträge 3 und 4. – Carinthia II, **173/93**, 19–41, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1983, Beitrag 5. – Carinthia II, **173/93**, 315–337, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 6: Ofenalm (Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, **174/94**, 9–20, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 8: Grenzlandbänke (Rudnigsattel, Unterperm), Karnische Alpen. – Carinthia II, **174/94**, 59–69, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984c): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 9: Krone (Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, **174/94**, 145–175, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984d): Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. EBERMANN. – Carinthia II, **174/94**, 267–286, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 11: Tomritschrücken (Unter-Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 69–85, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 13: Zollnersee (Unterstefan) Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 147–165, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1988): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1988, Beitrag 17: Ulrichsberg (Unterperm), Kärnten. – Carinthia II, **178/98**, 437–446, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): Die steinkohlenzeitliche Pflanzenwelt Kärntens in ihrer fossilen Überlieferung. – In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, **180/100**, 15–108, Klagenfurt.

FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – 189 S., Carinthia II, Sonderheft **49**.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (1992): Correlation of Late Carboniferous to Early Permian shallow marine and continental sequences of the Southern and Eastern Alps based on Megafloral-Zones. – (in press).

FRITZ, A., SCHÖNLAUB, H.P. & BOERSMA, M. (1986): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 12: Eine Oberstefan-Flora aus den „Grenzlandbänken" der Treßdorfer Alm (Karnische Alpen, Naßfeld). – Carinthia II, **176/96**, 125–133, Klagenfurt.

GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **11**, 1–94, Wien.

GEYER, G. (1895): Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1895**, 60–90, Wien.

GEYER, G. (1896): Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – Jb. k.k. geol. R.-A., **46**, 126–233, Wien.

GEYER, G. (1897): Über neue Funde von Graptolithenschiefern in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen „Culm". – Verh. k. k. Geol. R.-A., Jg. **1897**, 237–252, Wien.

GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–43, Wien.

GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Geol. Ital., **25**, 257–276, Roma.

HAHN, G. & HAHN, R. (1977): Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1977**, 137–143, Stuttgart.

HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**/3+4, 567–619, Wien.

HAHN, G. HAHN, R. & SCHNEIDER, G. (1989): Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 645–664, Wien.

HAMBLIN, A.P., DUKE, W.L. & WALKER, R.G. (1979): Hummocky cross-stratification – indicator of storm-dominated shallow-marine environments. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **63**, 460–461, Tulsa.

HAMBLIN, A.P. & WALKER, R.G. (1979): Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. – Can. Jour. Earth Sci., **16**, 1673–1690.

HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A Geologic Time Scale 1989. – 263 p., Cambridge (Cambridge University Press).

HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – 161 p., Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course 2, Tulsa.

HART, B.S. & PLINT, A.G. (1989): Gravelly shoreface deposits: a comparison of modern and ancient facies sequences. – Sedimentology, **36**, 551–557, Oxford.

HECKEL, P.H. (1974): Carbonate buildups in the geologic record: a review. – In: LAPORTE (Ed.): Reefs in Time and Space, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. **18**, 90–154, Tulsa.

HECKEL, P.H. (1983): Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothemes. – Jour. Sed. Petrol., **53**, 733–759, Tulsa.

HECKEL, P.H. (1986): Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America. – Geology **14**, 330–334, Boulder.

HECKEL, P.H. & COCKE, J.M. (1969): Phylloid algal mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of midcontinent. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **53**, 1058–1074, Tulsa.

HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **137**, 303–338, Wien.

HERITSCH, F. (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **138**, 413–423, Wien.

HERITSCH, H. (1930): Über ein Konglomerat aus dem Carbon der Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Cbl. f. Min., Geol. u. Paläont., Jg. **1930**, Abt. B, 386–391, Stuttgart.

HERITSCH, F. (1933): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – In: HERITSCH, F. (1933): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**, 162–189, Wien.

HERITSCH, F. (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geol. Rdsch., **30**, 529–587, Stuttgart.

HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**, 162–189, Wien.

HERZOG, U. (1988): Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Oisternig in den Östlichen Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **47**, 1–121, Klagenfurt.

HEY, M. H. (1954): A new review of chlorites. – Min. Magazine, **30**, 277–292, London.

HSU, K.J., KELTS, K. & VALENTINE, J.W. (1980): Resedimented facies in Ventura Basin, California, and model of longitudinal transport of turbidity currents. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **64**, 1034–1051, Tulsa.

HUNTER, R.E. & CLIFTON, H.E. (1982): Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. – Jour. Sed. Petrol., **52**, 127–143, Tulsa.

INGERSOLL, R.V. & SUCZEK, C.A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans,

DSDP sites 211 and 218. – Jour. Sed. Petrol., **49**, 1217–1228, Tulsa.

JONGMANS, W. (1938a): Die Flora des "Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. – C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935, **3**, 1259–1298.

JONGMANS, W. (1938b): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., **86**, 97–104, Wien.

KAHLER, F. (1930): Eine neue Leitschichte im Oberkarbon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1930**, 137–140, Wien.

KAHLER, F. (1947): Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia II, **136**, 59–76, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusulinen im euroasiatischen Kontinent. – Geologie, **4**, 178–188, Berlin.

KAHLER, F. (1962): Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **54** (1961), 147–161, Wien.

KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft **41**, 1–107, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1984): Ein Vergleich der Fusuliniden-Fauna des Oberkarbon und Unterperm der Ostalpen mit dem Dongebiet (UdSSR). – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 241–261, Wien.

KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft **42**, 1–93, Klagenfurt.

KAHLER F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 1–17, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 425–441, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. – In: EBNER, F. & KAHLER, F. (Hrsg.): Catalogus Fossilium Austriae, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica, 87–295, Wien (Österr. Akad. Wiss.).

KAHLER, F., HERITSCH, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**, 162–189, Wien.

KAHLER, F. & METZ, K. (1955): Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1955**, 253–260, Wien.

KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., Wien (Geol. B.-A.).

KAHLER, F., PREY, S. & HERITSCH, H. (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen (1 : 25.000). – Wien (Geol. B.-A.).

KERNER, F. v. (1897): Die Carbonflora des Steinacherjoches. – Jahrb. k.k. Geol. R.-A., **47**, 365–386, Wien.

KIESLINGER, F. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sdh. **17**, 384 S., Klagenfurt.

KLEBELSBERG, R. v. (1926): Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1926**, 95–100, Wien.

KODSI, G.M. (1967a): Die Lithofazies des Karbons von Nötsch (Gailtal, Kärnten). – Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Graz, 58–102, Graz.

KODSI, G.M. (1967b): Die Fauna der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – Carinthia II, **157/77**, 59–81, Klagenfurt.

KODSI, G.M. (1967c): Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1967**, 415–427, Stuttgart.

KODSI, G.M. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia II, **160/80**, 7–17, Klagenfurt.

KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtenfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 1–29, Innsbruck.

KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.

KRAINER, K. (1989a): Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. **7/8**, 807–820, Stuttgart.

KRAINER, K. (1989b): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – Carinthia II, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.

KRAINER, K. (1989c): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. – Mitt. österr. geol. Ges., **82**, Wien.

KRAINER, K. (1989d): Das Karbon in Kärnten. – Carinthia II, **179/99**, 59–109, Klagenfurt.

KRAINER, K. (1989e): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, **179/99**, 371–382, Klagenfurt.

KRAINER, K. (1990a): Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke („Karbon des Nößlacher Joches", Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **36**, 87–99, Wien.

KRAINER, K. (1990b): Die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich von Tröpolach (Oberkarbon, Karnische Alpen, Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 567–574, Wien.

KRAINER, K. (1990c): Stop 6 – Basal A_1-Formation (Tomritsch). – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 44–47.

KRAINER, K. (1990d): Stop 7 – Bombaso-Formation and basal A_1-Formation (Footpath SE Cima Val di Puartis, 1700 m). – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 64–67.

KRAINER, K. (1990e): Stop 8 – Bombaso-Formation and basal A_1-Formation in the Rio Malinfier, 1500 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 68–71.

KRAINER, K. (1990f): The limestone facies of the Auernig Group (A_{4-5} Fms.). – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 76–80.

KRAINER, K. (1990g): Stop 4 – Basal limestone of the A_4-Formation (Monte Corona). – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 102–105.

KRAINER, K. (1991): Neue Erkenntnisse zur geologischen Erforschung Kärntens: Badstubbreccie (Karbon von Nötsch) und Auernigschichten (Oberkarbon der Karnischen Alpen). – Carinthia II, **181/101**, 95–108, Klagenfurt.

KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and significance of resedimented amphibolite breccias and conglomerates (Badstub-Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 65–81, Wien.

KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich). – Mitt. österr. geol. Ges., **78**, 231–249, Wien.

KRAUSE, P.G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1906**, 64–68, Wien.

KRULL, P. & PAECH, W. (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. – Z. geol. Wiss., **3**, 1439–1451, Berlin.

KUEHN, O. (1962) (Hrsg.): Lexique stratigraphique internationale, 1, Europe; Fasc. 8, Autriche, 646 S., Paris (CNRS).

KÜGEL, H.-W. (1987): Sphinctozoen aus den Auernigschichten des Naßfeldes (Oberkarbon, Karnische Alpen, Österreich). – Facies, **16**, 143–156, Erlangen.

LORENZ, V. & NICHOLLS, I.A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. – Tectonophysics, **107**, 25–56, Amsterdam.

LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – Jour. Sed. Petrol., **52**, 279–297, Tulsa.

MACK, G.H. (1984): Exceptions to the Relationship between plate tectonics and sandstone composition. – Jour. Sed. Petrol., **54**, 212–220, Tulsa.

MACK, G.H. & JAMES, W.C. (1986): Cyclic sedimentation in the mixed siliciclastic-carbonate Abo-Hueco Transitional-Zone (Lower Permian), Southwestern New Mexico. – Jour. Sed. Petrol., **56**, 635–647, Tulsa.

MANZONI, M. (1966): Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **33** (1965), 461–488, Bologna.

MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990a): The significance of the Auernig Group cyclicity. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 81–86.

MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990b): The main facies of the Auernig Group. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 114.

MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990c): Stop 5a – On the hill southeast of Monte Auernig top, 1840 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 127–128.

MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990d): Stop 3a – Rio Cordin, 1450 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 147–148.

MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **126**, 329–374, Amsterdam.

MAYNARD, J.B., VALLONI, R. & YU, H.-S. (1982): Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. – In: LEGGETT, J.K. (Ed.): Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins, Geol. Soc. Spec. Publ. **10**, 551–561, Blackwell, Oxford.

MAZZULLO, S.J. & CYS, J.M. (1979): Marine aragonite sea-floor growths and cements in Permian phylloid algal mounds, Sacramento Mountains, New Mexico. – Jour. Sed. Petrol., **49**, 917–936, Tulsa.

METZ, K. (1936): Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen. – N. Jb. f. Min. etc., Beil. Bd. **75**, Abt. B, 163–188, Stuttgart.

MOORE, R.C. (1936): Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas. – 256 p., Bull. Kansas Geol. Survey, **22**.

MOORE, R.C. (1964): Paleoecological aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian cyclothems. – In: MERRIAM, D.F. (Ed.): Symposium on cyclic sedimentation. – Bull. Kansas Geol. Survey, **169**, vol. 1, 287–380.

MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to Facies Analysis. – Internat. Geology Rev., **20**, 125–166, Falls Church, Virginia.

NEUBAUER, F. (1988): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 339–349, Zürich.

NEUBAUER, F. & HERZOG, U. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1985**, 105–109, Wien.

NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart.

NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved „Iapetus model". – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 313–333.

NEUGEBAUER, J. (1989): The Iapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **169**, 229–256, Amsterdam.

NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **54**, 2170–2195, Tulsa.

NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **62**, 912–931, Tulsa.

NORMARK, W.R. & PIPER, D.W.J. (1985): Navy Fan, Pacific Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 87–94, New York (Springer).

NÖSSING, L. (1975): Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **105**, 79–92.

PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Paleont., **69**, Nr. 3, 337–383, Milano.

PASINI, M. (1990): Due antichi fusulinidi "Reicheliniformi" (Foraminiferi) nel Permo-Carbonifero delle Alpi Carniche (Alpi sud-orientali). – Boll. Soc. Paleont. It., **29**, 137–143, Modena.

PETERSON, J.A. & HITE, R.J. (1969): Pennsylvanian evaporite-carbonate cycles and their relation to petroleum occurrence, southern Rocky Mountains. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **53**, 884–908, Tulsa.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand and Sandstone (2nd Ed.). – 553 p., New York (Springer).

PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **133**, 543–558, Wien.

PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. – 416 p., London (Unwin Hyman).

PICKERING, K.T., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R.N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. – Earth Sci. Rev., **22**, 75–174, Amsterdam.

PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67** (1973/1974), 127–141, Wien.

PÖLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia II, **157/77**, 37–58, Klagenfurt.

PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 355–398, Wien.

POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. – In: WILGUS et al., Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**, 125–154, Tulsa.

PROHASKA, W. & EBNER, F. (1988): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzone. – Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **197**, 191–205, Wien.

RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 423–453, Wien.

RATSCHBACHER, L. (1987): Stratigraphy, tectonics, and paleogeography of the Veitsch nappe (Greywacke zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events

in the Alpine – Mediterranean Mountain Belts, 407–414, Bratislava (Alfa Publ.).

REDLICH, K. (1903): Steinkohle. Werchzirmalpe (Stangalpe bei Turrach). – In: Die Mineralkohlen Österreichs, 50–52, Wien (Verl. Zentralver. Bergbaubesitzer Österreichs).

RICCI LUCCHI, F. (1981): The Marnoso-arenacea: a migrating turbidite basin (over supplied) by a highly efficient dispersal system. – In: RICCI LUCCHI, F. (Ed.): Excursion Guidebook, 2nd IAS Europ. Reg. Meeting, Bologna, 232–275.

RICCI LUCCHI, F., COLELLA, A., GABBIANELLI, G., ROSSI, S. & NORMARK, W.R. (1985): Crati Fan, Mediterranean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 51–57, New York (Springer).

ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. – Geology, **13**, 194–197, Boulder.

ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. – In: WILGUS, C.K. et al. (Eds.): Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**, 227–247, Tulsa.

ROSSI, P.L. & VAI, G.B. (1980): New geochemical data on Silesian volcanics (Dimon fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implications. – IGCP Project No. 5, Final Field Meeting, Sardinia, May 25–31, Abstract, p. 77.

ROYLANCE, M.H. (1990): Depositional and diagenetic history of a Pennsylvanian algal-mound complex. Bug and Papoose Canyon Fields, Paradox Basin, Utah and Colorado. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **74**, 1087–1099, Tulsa.

SCHATZINGER, R.A. (1983): Phylloid algal and sponge-bryozoan mound-to-basin transition: a late Paleozoic facies tract from the Kelly-Snyder Field, West Texas. – In: HARRIS, P.M. (Ed.): Carbonate Buildups – A Core Workshop, SEPM Core Workshop No. **4**, Dallas, 244–303.

SCHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. I. Teil. – Palaeontographica, **39**, 1–56, Stuttgart.

SCHELLWIEN, E. (1898): Die Fauna des karnischen Fusulinenkalkes, II., Foraminifera. – Palaeontographica, **44**, 237–282, Stuttgart.

SCHMIDEGG, O. (1949): Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). – Veröff. Mus. Ferdinandeum, **26/29** (Jg. 1946/49), 1–19 (Klebelsberg-Festschrift), Innsbruck.

SCHNABEL, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 191–206, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – Verh. Geol. B.-A., **1973**, 359–365, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A, **1979**, A154–A155, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Das Karbon von Nötsch. – In: Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein, 24–25, Wien (Geol. B.-A.).

SCHÖNLAUB, H.P. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A131–A134, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, 673–692, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, 34–52, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Wien (Geol. B.-A.).

SCHWINNER, R. (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935, 3, 1171–1257.

SELLI, R. (1963a): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Giorn. Geol., **30**(2), 1–121, Bologna.

SELLI, R. (1963b): Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano, Scala 1 : 20.000. – Lit. Art. Cart., Firenze.

SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1985): Submarine fan models: problems and solutions. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 29–34, New York (Springer).

SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. – Earth-Science Reviews, **24**, 383–428, Amsterdam.

SIEGL, W. & FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg u. Hüttenmänn. Mh., **118**, 251–256, Wien.

SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1980): Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – Mem. Soc. Geol. It., **20**, 243–265.

SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (1988): Conglomeratic Sequences in the Hochwipfel-Formation: A New Palaeogeographic Hypothesis on the Hercynian Flysch Stage of the Carnic Alps. – Jb. Geol. B.-A. , **131**, 637–647, Wien.

STACHE, G. (1872): Neue Fundstellen von Fusulinenkalk zwischen Gailthal und Canalthal, Kärnthen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1872**, 283–287, Wien.

STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. k.k. Geol. R.-A., **24**, 135–274, Wien.

STOW, D.A.V. (1981): Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth patterns. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **65**, 375–393, Tulsa.

STOW, D.A.V. (1985): Brae Oilfield Turbidite System, North Sea. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 231–236, New York (Springer).

STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **99**, 75–199, Wien.

STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – Jahrb. k.k. Geol. R.-A., **7**, 405–459, Wien.

STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Graz (Geogn.-montan. Ver. Steiermark).

STUR, D. (1883): Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. – Jahrb. k.k. Geol. R.-A., **33**, 189–206, Wien.

SURLYK, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). – Gronlands Geologiske Undersogelse, Bulletin **128**, 1–108, Kopenhagen.

SURLYK, F. (1984): Fan-Delta to Submarine Fan Conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **10**, 359–382, Calgary.

TARAMELLI, T. (1895): Osservazioni stratigrafiche sui terreni paleozoici nel versante italiana delle Alpi Carniche. – Rend. R. Acc. Lincei, ser. **5**, 4.

TEICH, T. (1982): Zum Chemismus der Badstubbrekzie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Carinthia II, **172/92**, 91–96, Klagenfurt.

TENCHOV, Y. (1978a): Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalps, Austria. – Geologica Balcanica, **8**, 105–110, Sofia.

TENCHOV, Y. (1978b): Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – Geologica Balcanica, **8**, 89–91, Sofia.

TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174, Wien.

TESSENSOHN, F. (1968): Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **21**, 100–121, Stuttgart.

TESSENSOHN, F. (1969): Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia II, **159/79**, 28–32, Klagenfurt.

TESSENSOHN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138**, 169–220, Stuttgart.

TESSENSOHN, F. (1972): Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – Carinthia II, **162/82**, 143–147, Klagenfurt.

TESSENSOHN F. (1974a): Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–130, Wien.

TESSENSOHN F. (1974b): Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, **164/84**, 137–160, Klagenfurt.

TILLMAN, R.W. (1985): A spectrum of shelf sands and sandstones. – In: TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G. (Eds.): Shelf Sands and Sandstone Reservoirs, SEPM Short Course Notes No. **13**, 1–46, Tulsa.

TOOMEY, D.F. (1976): Paleosynecology of a Permian Plant Dominated Marine Community. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 1–18, Stuttgart.

TOOMEY, D.F. (1983): The palecology of a "Middle Limestone-Member" (Leavenworth) of an Upper Carboniferous (Stephanian) cyclothem, Midcontinent, U.S.A. – Facies, **8**, 113–190, Erlangen.

TOOMEY, D.F., WILSON, J.L. & REZAK, R. (1977): Evolution of Yucca Mound Complex, Late Pennsylvanian Phylloid-Algal Buildup, Sacramento Mountains, New Mexico. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **61**, 2115–2133, Tulsa.

TOOMEY, D.F. & WINLAND. H.D. (1973): Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **57**, 1053–1074, Tulsa.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (F. Deuticke).

UNGER, F. (1840): Über ein Lager vorweltlicher Pflanzen auf der Stangalpe in Steiermark. – Steierm. Z., N.F., **6**, Graz.

UNGER, F. (1869): Anthrazit-Lager in Kärnthen. – Sitzber. Österr. Akad. d. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I, Bd. **60**, 777–794, Wien.

VAI, G.B. (1962): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaia (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **30**, 1–47, Bologna.

VAI, G.B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – In: SQUYRES, C. (Ed.): Geology of Italy, 293–298, E.S.S.L.A.R, Tripoli.

VAI, G.B. (1976): Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – Mem Soc. Geol. Ital., **13**, 7–37, Roma.

VAI, G.B. (1979): Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": an introduction. – Mem. Soc. Geol. Ital., **20**, 39–45, Roma.

VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. geol. France **1986** (8), t. II, no 1, 95–114, Paris.

VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. – In: CLAYTON, C.E. (Ed.): Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir **26**, 63–97, Tulsa.

VAN AMEROM, H.W.J. & M. BOERSMA (1974): Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – Carinthia II, **164/84**, 9–15, Klagenfurt.

VAN AMEROM, H.W.J., FLAJS, G. & HUNGER, G. (1983): Die „Flora der Marinelli-Hütte" (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **37**, 21–41.

VAN DER VOO, R. (1982): Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics. – Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., **10**, 191–220, Amsterdam.

VAN HOUTEN, F.B. (1973) Meaning of Molasse. – Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 1973–1975, Boulder.

VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS et al.: Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**, 39–45, Tulsa.

VEEVERS, J.J. & POWELL, C.McA. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 475–487.

VENTURINI, C. (1982): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): Un evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Mem. Soc. Geol. It., **24**, 23–42, Roma.

VENTURINI, C. (1989): Bombaso-Formation: The basal clastic unit of the late orogenic Hercynian sequence in the Carnic Alps. – In: SASSI, F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.) – Newsletter, IGCP Project n. 5, **7**, 101–103.

VENTURINI, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche Centro Orientali. – Ed. Mus. Friul. Stor. Nat., Pubbl. **36**, 1–220, Udine.

VENTURINI, C. (1990b): Carta Geologica delle Alpi Carniche Centro-Orientali, 1 : 20.000, Museo Friulano di Storia Naturale, Udine.

VENTURINI, C. (Ed.) (1990c): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, Udine.

VENTURINI, C. (1990d): The Bombaso-Formation (Pramollo-Member and Malinfier-Horizons), Upper Moscovian – Lower Gzhelian. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 50–53.

VENTURINI, C., MASSARI, F. & BARBIERO, G. (1990): Stop 2 – Lower Rio Tratte, South of Monte Carnizza, 1450–1480 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 90–92.

VENTURINI, C., A. FERRARI, C. SPALLETTA & G.B. VAI (1982): La discordanza ercinica, il tardoorogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI: Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. S.G.I., 305–319, Bologna.

VINASSA DE REGNY, P. (1906): Zur Kulmfrage in den Karnischen Alpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1906**, 238–240, Wien.

WAGNER, R.H. (1984): Megafloral Zones of the Carboniferous. – C.R.IX. Congr. Int. Stratigr. Geol. Carbonifere, Washington and Champaign-Urbana 1979, Vol. **2**, 109–134.

WAGNER, R.H., PARK, R.K., WINKLER PRINS, C.F. & LYS, M. (1977): The Post-Leonian Basin in Palencia: A Report on the Stratotype of the Cantabrian Stage. – In: HOLUB, V. M. & WAGNER, R.H. (Eds.): Symposium on Carboniferous Stratigraphy, Spec. Publ. Geol. Survey of Prague, 89–146, Prague.

WAGNER, R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1985a): The Cantabrian and Barruelian Stratotypes: A Summary of Basin Development and Biostratigraphic Information. – An. Fac. Cienc., Porto, Suppl. Vol. **64** (1983), 359–410.

WAGNER R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1985b): Stratotypes of the Lower Stephanian Stages, Cantabrian and Barruelian. – C.R. X. Congr. Internat. Stratigr. Geol. Carbonifere, Madrid 1983, Vol. **4**, 473–483.

WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 737–748, Boulder.

WALKER, R.G. (1977): Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. – Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 273–285, Boulder.

WALKER, R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **62**, 932–966, Tulsa.

WALKER, R.G. (1984): Turbidites and associated coarse clastic deposits. – In: WALKER, R.G. (Ed.): Facies Models (2nd Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, 171–188, Toronto.

WALKER, R.G. (1985): Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. – In: TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G. (Eds.): Shelf Sands and Sandstone Reservoirs, SEPM Short Course Notes No. **13**, 243–302, Tulsa.

WALKER, R.G., DUKE, W.L. & LECKIE, D.A. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. – Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1245–1251, Boulder.

WANLESS, H.R. & SHEPARD, E. P. (1936): Sea level and climatic changes related to Late Paleozoic cycles. – Geol. Soc. Am. Bull., **47**, 1177–1206, Boulder.

WANLESS, H.R. & WELLER, J.M. (1932): Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. – Geol. Soc. Am. Bull., **43**, 1003–1016, Boulder.

WEBER, K. (1984): Variscan events: early Paleozoic continental rift metamorphism and late Paleozoic crustal shortening. – In: HUTTON, D.H.W. & SANDERSON, D.J. (Eds.): Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. – Geol. Soc. London, Special Issue **14**, 3–22, London.

WELLER, J.M. (1930): Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. – Jour. Geol., **38**, 97–135, Chicago.

WEST, R.R. (1988): Temporal changes in Carboniferous reef mound communities. – Palaios, **3** (Reef Issue), 152–169.

WILSON, J.L. (1967): Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. – Geol. Soc. Am. Bull, **78**, 805–818, Boulder.

WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. – 471 S., Berlin (Springer).

WRAY, J.L. (1964): Archaeolithophyllum, an abundant calcareous algae in limestones of the Lansing Group, Pennsylvanian), southeastern Kansas. – Kansas Geol. Surv. Bull., **170**, 1–13, Kansas.

WRAY, J.L. (1968): Late Paleozoic phylloid algal limestones in the United States. – 23rd Int. Geol. Congr. Prague, Proc. **8**, 113–119.

WRIGHT, M.E. & WALKER, R.G. (1981): Cardium-Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta – storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. – Can. Jour. Earth Sci., **18**, 795–809.

ZIEGLER, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – 130 S., Amsterdam (Elsevier).

ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. – Geol. Mijnbouw, **63**(1), 93–108, Amsterdam.

ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – Tectonophysics, **126**, 303–328, Amsterdam.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 195-216	Wien, März 1992

Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich)

Von HENK W.J. VAN AMEROM & HANS P. SCHÖNLAUB*)

Mit 5 Abbildungen und 7 Tafeln

Österrreich
Kärnten
Karbon
Karnische Alpen
Nötsch-Formation
Hochwipfel-Formation

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 197, 198, 199, 200

Inhalt

Zusammenfassung ... 195
Abstract ... 195
1. Einleitung ... 195
2. Auswertung der Floren ... 198
2.1. Alter der Floren ... 199
2.2. Systematische Beschreibung ... 199
Literatur ... 215

Zusammenfassung

Von mehreren Stellen aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen wird eine Calamiten-Lepidophyten-Flora beschrieben und abgebildet. Wir halten die Florengemeinschaften aus den beiden Gebieten beiderseits der Periadriatischen Linie für annähernd gleich alt, nämlich für jüngeres Visé bis maximal Namur A.

Plant Fossils from the Carboniferous of Nötsch and the Hochwipfel Formation (Carnic Alps, Austria)

Abstract

This paper presents new data on plant assemblages from the fossiliferous "Carboniferous of Nötsch" from north of the Periadriatic Line and the Hochwipfel Formation of the Carnic Alps, Southern Alps. Based on the common occurrence of representatives of *Calamites, Stigmaria* and *Lepidodendron* an upper Visean (or early Namurian) age is inferred for the plant bearing strata from both areas.

1. Einleitung

Das Karbon in der Umgebung von Nötsch ist weithin für seinen Reichtum an gut erhaltenen Versteinerungen bekannt. Nach ihrer Häufigkeit dominieren zwar verschiedene Gruppen von Invertebraten, wie Brachiopoden, Molluscen (Bivalvia, Gastropoda, Nautiloidea) und Echinodermaten (Crinoidea, Echinoidea) über Coelenteraten (Rugosa), Bryozoen, Arthropoden (Trilobita, Ostracoda) und Foraminiferen, doch kommen in verschiedenen Niveaus auch Pflanzenfossilien vor (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Die ersten Funde meldete bereits D. STUR (1871), der aufgrund des Vorkommens von *Calamites transitiones* GÖPPERT (= *Archaeocalamites scrobiculatus* ZEILLER) und *Lepidodendron veltheimi* (STERNBERG) für die Karbonablagerungen insgesamt ein unterkarbones Alter annahm. Ein etwas jüngeres Alter, nämlich

„ ... eher unteres Oberkarbon als Unterkarbon ... "

*) Anschriften der Verfasser: Dr. HENK J.W. VAN AMEROM, Rijks Geologische Dienst, Geologisch Bureau, Postbox 126, Voskuilenweg 131, NL 6416 AJ Heerlen; Univ.-Doz. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, P.O. Box 154, Rasumofskygasse 23, A 1031 Wien.

vermutete hingegen J. PIA (1924, S. 545) für weitgehend unbestimmbare Pflanzenreste im nördlichen Verbreitungsgebiet des Karbons, dem oberen Erlachgraben. Diese Meinung wurde von Y. TENCHOV (1980) nach Überprüfung des Originalmaterials von PIA geteilt.

Eine zweite bzw. dritte Flora stammt aus dem westlichen Verbreitungsgebiet des Karbons an der Straße zur Windischen Höhe (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Nach W. REMY in H.W. FLÜGEL(1972) gehört sie der Westfal-Stufe an.

Eine exakte Altersangabe in Bezug auf die traditionelle Unter/Oberkarbon-Grenze ist derzeit für das Karbon von Nötsch trotz des individuen- und artenreichen Fossilmaterials nicht möglich. Allerdings scheinen jüngste Conodontenfunde der schon früher geäußerten Ansicht recht zu geben, daß die Hauptmasse der Karbonsedimente eher in post-Visé-Zeit, d.h. im ältesten Teil der Serpukhov- bzw. der Namur-Stufe als im Unterkarbon abgelagert wurde (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Andere Fossilgruppen, wie z.B. Trilobiten, machen hingegen ein jüngstes Visé-Alter für Teile der Nötsch-Formation wahrscheinlicher (G. & R. HAHN, 1973, 1987).

Die bekannten und neuen Fossilfundpunkte im Karbon von Nötsch sind in Abb. 2 auf der topographischen Grundlage von 1986 (Ö.K. 199, Hermagor) bzw. von 1988 (Ö.K. 200, Arnoldstein) wiedergegeben. Sie ergänzen die Eintragungen in der geologischen Karte (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a), die auf der Topographie aus dem Jahr 1975 basiert und in der nur wenige, vor diesem Zeitpunkt angelegte Forststraßen aufscheinen. Dementsprechend unsicher waren ältere Fundpunktsangaben.

Der von J. PIA (1924) aus dem oberen Erlachgraben genannte Florenfundpunkt ist nicht genau lokalisierbar. Nach der Angabe

„ ... in den südlicheren Quellbächen ... ungefähr zwischen 1100 und 1200 m Höhe ... "

könnte es sich um den in Abb. 2 mit „B1" gekennzeichneten Fundpunkt von bisher nicht ausgewerteten Pflanzenresten handeln.

Ein weiterer, ausschließlich Pflanzen-führender Fundpunkt liegt an der Wirtschaftsstraße von Wertschach zur Kerschdorfer Alm in rund 1050 m Höhe und ist mit „B6" eingetragen. Ebenfalls nur Pflanzen führt der Fundpunkt „B3" an der Stichstraße nordwestlich des Gipfels der Badstuben (Abb. 2).

Folgende Vorkommen sind durch das gemeinsame Vorkommen fossiler Floren und Faunen ausgezeichnet, wenn auch letztere bei weitem überwiegen: Zwischenschiefer im Jakomini-Steinbruch („J"), Pkt. 721 im Nötschbachgraben bei der Brücke („N"), Straßenprofil Hermsberg („H") und Umgebung von Gehöft Oberhöher (= Fischerhube, „O1", „O3").

Alle weiteren bekannten und neuen Fossilfundpunkte führen, soweit bisher beprobt, ausschließlich Zoofossilien. Dazu gehören die Vorkommen Lerchgraben (= Thorgraben, „L"), Peterhöher („P"), Wirtschaftsstraße von Kreuth zum Gehöft Oberhöher („O6"), westlich und nordwestlich von Oberhöher („O2", „O4", „O5"), und nördlich bzw. westlich der Badstuben („B2", „B4", „B5" im Zwischenschiefer). Ergänzend sei angemerkt, daß die berühmten und in älteren Arbeiten wiederholt genannten Vorkommen „Oberhöher" (auch „Oberhecher" oder „Fischerhube") ident sind mit den auf Abb. 2 verzeichneten Angaben „O1" und „O2". Der alte Fundpunkt „Peterhöher" bzw. „Grazer Hube" entspricht unserer Bezeichnung „P". „O4" und „O5" sind hingegen neue Fundpunkte, die erstmals bei G. SCHRAUT (1990) erwähnt wurden. Die Eintragung „B7" kennzeichnet ein kleines Vorkommen von Badstub-Brekzie mit bemerkenswerter Führung von exotischen Kalkgeröllen (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a; E. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB, 1990).

Die Pflanzen-führenden Gesteine sind in der Erlachgraben-Formation graue sandige Schiefer, in der Nötsch-Formation hingegen vorwiegend dunkelgraue Siltsteine bis Siltschiefer. Letztere sind besonders in der Umgebung des Gehöfts Oberhöher verbreitet.

*

In den Südalpen bildet die weit verbreitete siliciklastische Hochwipfel-Formation den Abschluß des variszischen Sedimentationsgeschehens. Der Zeitpunkt des Beginns der Flyschentwicklung und sein genaues Alter waren lange Zeit umstritten: Bereits D. STUR (1871), F. FRECH (1894) und P.G. KRAUSE (1906, 1928) vermuteten aufgrund vereinzelter Funde von *Archaeo-* bzw. *Asterocalamites* sowie von *Stigmaria ficoides* ein Äquivalent des Kulm im Rheinischen Schiefergebirge. Dem stand die Meinung italienischer Forscher gegenüber, die die Hochwipfel-Formation lange Zeit für Oberkarbon hielten;

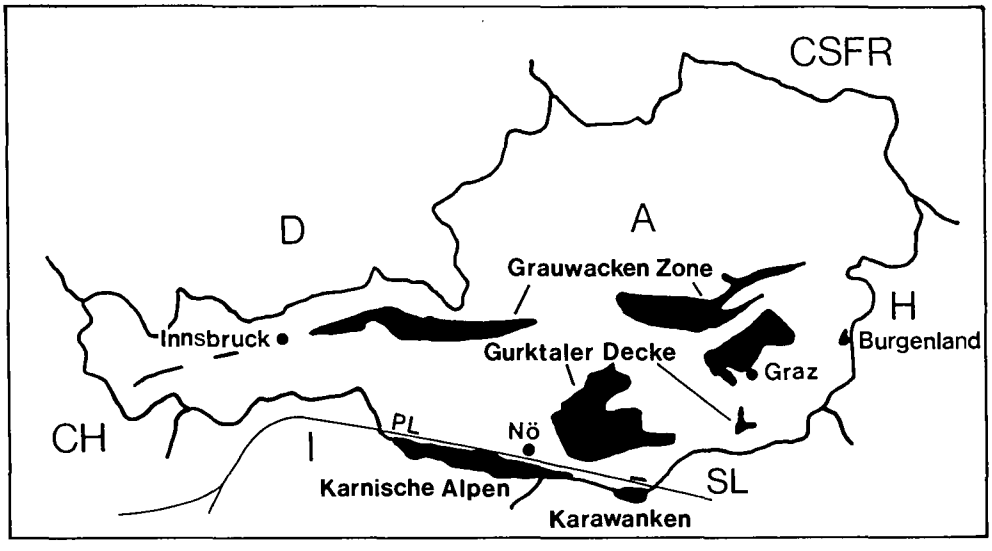


Abb. 1.
Vorkommen von klassischem Paläozoikum von Österreich.
In dieser Arbeit behandelte Gebiete sind das Karbon von Nötsch („Nö") nördlich der Periadriatischen Linie („PL") und die Karnischen Alpen im Süden.

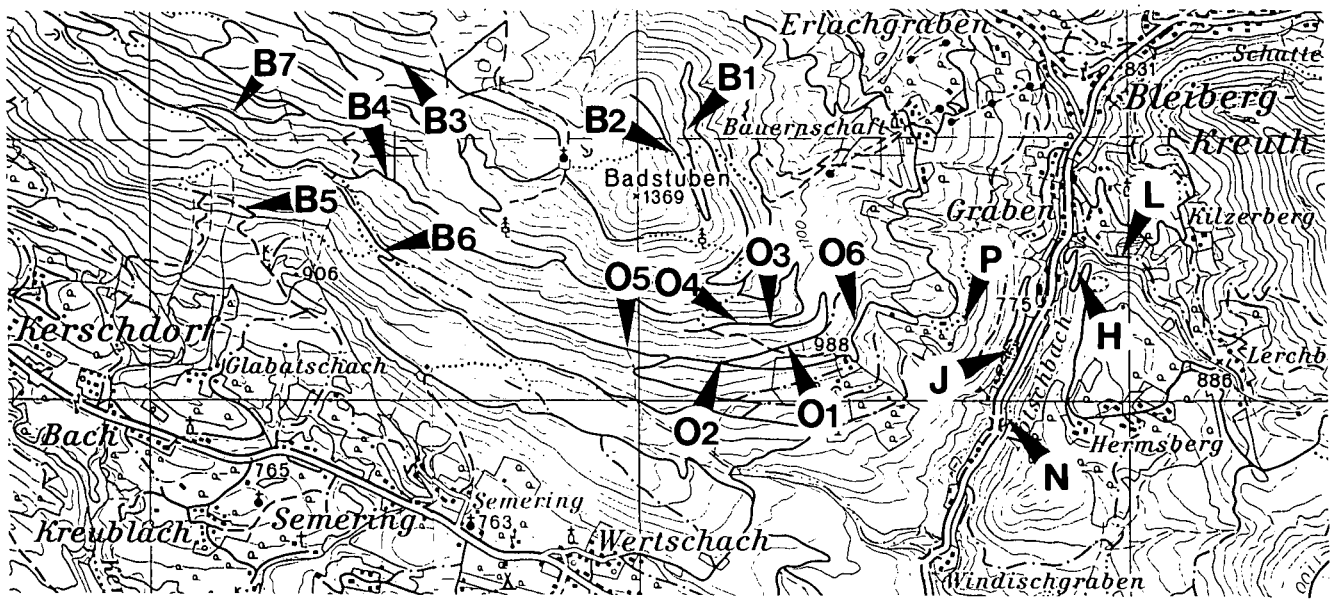


Abb. 2.
Fossilfundpunkte im Ostteil des Karbons von Nötsch.
Kartenausschnitt: ÖK 199 Hermagor und ÖK 200 Arnoldstein, 1 : 25.000 (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien).
B1-B7 = Badstuben 1-7; O1-O6 = Oberhöher 1-6 (Gehöft Oberhöher, auch Fischerhube genannt, entspricht der Kote 988; O1, O2 ist ident mit Fundpunkten KODSI, O3 ist ident mit Fpkt. SCHÖNLAUB, siehe G. & R. HAHN 1973, 1987); J = Steinbruch Jakomini; H = Profil an der Straße auf den Hermsberg; L = Lerchgraben (früher „Thorgraben"); N = Nötschbach (früher Pkt. 721 bei der Brücke); P = Peterhöher (früher auch „Grazer Hube" bezeichnet). Maßstab: Entfernung Bleiberg-Kreuth – Windischgraben = 2 km.

dieser Auffassung folgte F. HERITSCH zu Beginn seiner Arbeiten (P. VINASSA DE REGNY, 1906; M. GORTANI, 1906, 1910; F. HERITSCH 1928, 1929). Sie stützten sich auf eine Flora, die hauptsächlich südlich der Marinelli-Hütte gefunden wurde, aber, wie P.G. KRAUSE (1928) und W.J. JONGMANS (1938) vermuteten, zumindest teilweise falsch bestimmt worden war und eher dem Unterkarbon zuzuordnen sei.

Die Meinung eines oberkarbonen Alters der Hochwipfel-Formation hielt sich auf italienischer Seite bis in jüngste Zeit und schien vor allem durch palynologische Daten innerhalb dieser Folge eine Stütze zu finden (F. FRANCAVILLA, 1966). Nach diesen Ergebnissen wurde der stratigraphische Umfang der Hochwipfel-Formation dem Zeitraum von Namur B (vielleicht auch von Namur A) bis Westfal B (oder Westfal B/C) zugeordnet.

H.R. v. GAERTNER (1934) verglich die Sedimente des „Hochwipfelkarbons" mit jenen von Nötsch und hielt sie teilweise für altersgleich, schloß aber ein Namur-Alter für die jüngsten Anteile nicht aus.

Über weitere Pflanzenfunde, wie Calamiten-Stengel und Pflanzenhäcksel berichteten E. FLÜGEL & W. GRÄF (1959, 1960), G.B. VAI (1963), P. PÖLSLER (1969) und H.P. SCHÖNLAUB (1985b). In auffallender Regelmäßigkeit kommen solche, meistens unbestimmbaren Pflanzenreste im nördlichen Verbreitungsgebiet der Hochwipfel-Formation vor, das durch mächtige Sandsteinlagen gekennzeichnet ist (H.P. SCHÖNLAUB, 1987). Die bis 6 m dicken Bänke führen an der Basis häufig Reste von Calamitenstengeln und -stämmchen oder fein verteilten Pflanzenhäcksel.

Im Gegensatz zu den Vorkommen von Pflanzen sind Zoofossilien in der Hochwipfel-Formation recht selten. Wohl erwähnten H.R. v. GAERTNER (1931) und H.W. FLÜGEL et al. (1959) einen Spiriferidenrest bzw. die Koralle *Zaphrentoides* sp. und F. TESSENSOHN (1968) Spurenfossilien, wie *Dictyodora* und *Nereites* aus der Fortsetzung dieses Gesteins in den Karawanken, doch erlauben sie allesamt keine brauchbaren Zeitaussagen.

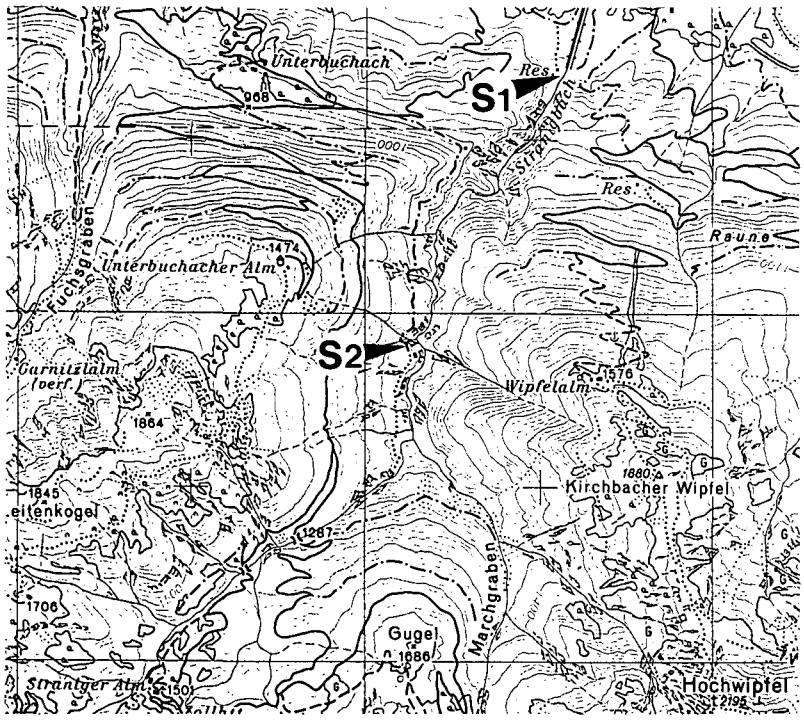
Nach umfangreichen, von mehreren Arbeitsgruppen in verschiedenen Gebieten durchgeführten conodontenstratigraphischen Untersuchungen in der unmittelbaren Unterlage der Hochwipfel-Formation schlossen zuletzt H.P. SCHÖNLAUB et al.(1991) auf ein Einsetzen der klastischen Sedimentation frühestens in der *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus*-Conodontenzone. Sie entspricht etwa der Grenze zwischen der Tournai- und Visé-Stufe.

Dieses Datum stimmt ausgezeichnet mit Neufunden von Pflanzen aus basisnahen Anteilen der Hochwipfel-Formation südlich der Hohen Warte überein, die ausführlich als „Flora der Marinelli-Hütte" dargestellt und dokumentiert wurden (H.W.J. VAN AMEROM et al., 1984). Danach läßt sich die relativ artenreiche Unterkarbon-Flora gut mit anderen Pflanzenvorkommen aus dem Unterkarbon vergleichen, und ein Alter der Fundschichten im mittleren Visé begründen.

Die hier mitgeteilten Neufunde von Pflanzen aus der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen stammen vom alten Fundpunkt am Nordgrat der Köderhöhe („K"), sowie von vier neuen Vorkommen zwischen Köderkopf und Frondellalm („F"), SW des Skarnitz (Höhe 2175, „S") und von zwei Stellen am Beginn und im inneren Straniggraben („S 1", „S 2"). Ihre genaue Lage ist in den Abbildungen 3 A, B verzeichnet. Das Auftreten von Pflanzen ist stets an graubraune, meist Streuglimmer-führende, grob spaltende sandige Schiefer und Mürbsandsteine gebunden. Nur unbestimmbare Calamitenreste lieferte ein Vorkommen an der Ostseite des Griminitzengrabens im Bereich der Grabenverengung nördlich des Wasserfalls in Höhe 750 m (H.P. SCHÖNLAUB, 1987).

Die Aufsammlung der hier beschriebenen Floren aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen erfolgte ab 1979 über mehrere Jahre.

Die Pflanzenvorkommen im Karbon von Nötsch wurden vom Zweitautor im Rahmen der Neukartierung dieses Gebietes gefunden (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Zu-



◀ a b▼

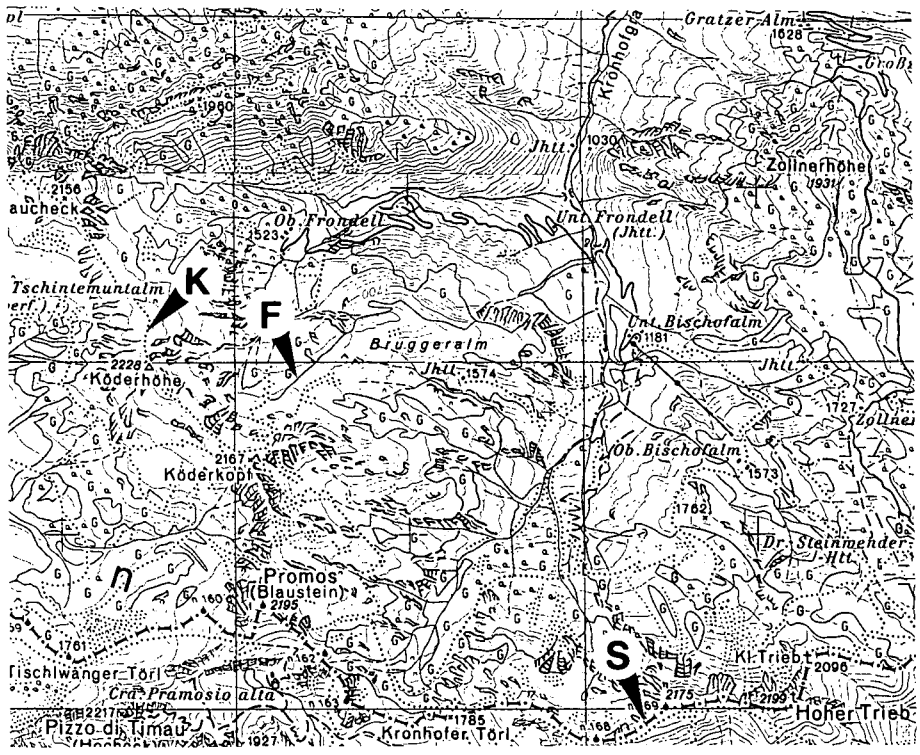


Abb. 3.
Fundpunkte von Pflanzenresten im Straniggraben.
S1 = am Grabenausgang in Feinsandsteinen beim Wasserreservoir; S2 = in 1020 m Höhe an westlicher Grabenflanke in Höhe der Forststraße; K = Vorkommen Köderhöhe am Nordgrat in ca. 2200 m Höhe; F = Vorkommen Frondellalm am nicht verzeichneten Steig von der Bruggeralm über den westlichen Rücken in das Frondellkar in ca. 1850 m Höhe; S = Vorkommen Skarnitz westlich des Gipfels am Grat in ca. 2100 m Höhe.
Kartenausschnitte: ÖK 197 Kötschach, Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen Wien.
Maßstab: Entfernung Hoher Trieb – Köderhöhe = 4 km.

sätzliches Material wurde dankenswerterweise vom Zollwachebeamten i.R. Herrn M. WAGNER aus Wien zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Seine Aufsammlung stammt vom Probenpunkt Oberhöher „O 1".

Die Fundpunkte im Straniger Graben wurden von beiden Autoren im Jahre 1979 gemeinsam besucht. S 1 lieferte nur Stammstücke, S 2 hingegen Stämmchen und Stengel.

Der schon lange bekannte Fundpunkt auf der Köderhöhe und die neuen Fundpunkte südlich der Oberen Frondellalm („F") und am Grat SW des Mt. Skarnitz („S") wurden erstmals vom Zweitautor im Jahr 1977 besucht und beprobt (H.P. SCHÖNLAUB, 1978). Eine gemeinsame Begehung des Vorkommens auf der Köderhöhe fand 1983 statt.

2. Auswertung der Floren

Die meisten Pflanzenreste sind Stengel, Stämme und Stigmarien. Blattreste wurden ebenfalls gefunden: In den Karnischen Alpen ist es die vermutliche Beblätterung von *Calamites radiatus* im Fundpunkt Frondellalm (Taf. 3, Fig. 5), in Nötsch ein Stück eines großen Wedels von *Archaeopteridium*. Dazu kommt in Nötsch ein Lepidophyten-Rest, der im Vorkommen Nötschbachgra-

ben („N" bzw. Pkt. 721) gefunden wurde. Dieser Fundpunkt lieferte auch *Stigmaria rugulosa* GOTHAN, *S. ficoides* BRONGNIART und *Calamites radiatus* (BRONGNIART).

Im Einzelnen wurden folgende Pflanzentaxa in beiden Gebieten gefunden:

Karbon von Nötsch

Calamites radiatus (BRONGNIART) (N, O1, O3, B6)
Stigmaria rugulosa GOTHAN (N)
Stigmaria ficoides BRONGNIART (N)
Lepidodendron sp. aff. *L. spetsbergense* NATHORST (N)
Knorria sp. (N, O3)
Archaeopteridium n.sp. (O1)

Karnische Alpen, Hochwipfel-Formation

Calamites radiatus (BRONGNIART) (S1, S2, K, S)
Stigmaria ficoides BRONGNIART (S1, F)

Das bei H.P. SCHÖNLAUB (1979, p. 48) vom Fundpunkt Köderhöhe genannte Vorkommen von *Lepidodendron spetsbergense* NATHORST beruht auf einer irrtümlichen Ortsangabe.

Bei der Flora von Nötsch handelt es sich um eine Calamiten-Lepidophyten-Flora, die aufgrund der Stigmarien mit anhaftenden Appendices kaum weit transportiert worden sein kann. Dagegen deuten die parallele Anordnung des Pflanzenhäcksels und die Regelung der Calamiten-Stämme in der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen mehr oder weniger starke Strömungen an. Sie kommen, im Gegensatz zu Nötsch, überwiegend in sandigem bis gröber sandigem Material vor.

2.1. Alter der Floren

Das gemeinsame Vorkommen von *Calamites radiatus* (BRONGNIART) in beiden Gebieten schränkt das Alter der Fundschichten auf den Zeitraum von Unterkarbon bis höchstens Namur A ein. F. STOCKMANS & J. WILLIÈRE (1952, 1954) erwähnen die Art *Archaeocalamites* cf. *radiatus* aus dem mittleren Namur A von Baudour und Jambe d'Bois (Belgien). Der *Lepidodendron*-Fund im Karbon von Nötsch, der mit *Lepidodendron spetsbergense* NATHORST Ähnlichkeit hat, läßt für die Nötsch-Formation ein Visé-Alter vermuten. Der aus derselben Formation stammende bemerkenswerte Fund von *Archaeopteridium* sp. läßt sich derzeit keiner der bekannten Arten zuordnen und ist daher für Altersangaben ungeeignet.

Das bearbeitete Material befindet sich z.Zt. in der Sammlung des Geologischen Bureaus in Heerlen und wird von der Stiftung Paläontologie und Geologie betreut; *Archaeopteridium* n.sp.? ist in der Sammlung von Herrn WAGNER, Wien, hinterlegt.

2.2. Systematische Beschreibung

Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY

(Taf. 1, Fig. 1–4,9,10,12,13; Taf. 2, Fig. 2–11; Taf. 3, Fig. 8)

1828 *Calamites radiatus*. – BRONGNIART, Prodrome, p. 37.
1828 *Calamites radiatus*. – BRONGNIART: Histoire des végéteaux, p. 122, Taf. 26, Fig. 1,2.
1880 *Calamites radiatus*. – ROTHPLETZ: Culmflora Hainichen, p. 4, Taf. 1, Fig. 1–5.
1959 *Asterocalamites scrobiculatus*. – E. FLÜGEL & W. GRÄF: Ein neuer Fund von *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTH.) ZEILLER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **69**, 41–42.
1960 *Archaeocalamites radiatus* (BRGT.) STUR. – E. FLÜGEL & W. GRÄF: Aufnahmen 1959 auf Kartenblatt Kötschach (197), Karnische Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A21.
1979 *Archaeocalamites* species. – VAN AMEROM, in: H.P. SCHÖNLAUB: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, p. 48.

Bemerkungen

Als Typusart der Gattung *Calamites* wird *Calamites radiatus* BRONGNIART angesehen. Die Konsequenzen, die aus der Konservierung von *Calamites* BRONGNIART 1828 gegenüber *Archaeocalamites* STUR 1875 und *Asterocalamites* SCHIMPER 1862 folgen, werden von W. REMY & R. REMY (1978) diskutiert.

Die vorliegenden Stämme, sowohl von den beiden Pflanzenfundpunkten im Straniger Graben als auch von der Köderhöhe und Nötsch, haben unzweifelhaft sehr große Ähnlichkeit mit den von W. GOTHAN (1949) unter dem Namen *Asterocalamites sphenophylloides* veröffentlichten und später (vgl. H. FRIESE & W. GOTHAN, 1952) wieder zu *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTHEIM) ZEILLER gestellten Exemplaren. Drei Stücke von der Köderhöhe zeigen deutliche Längsrippen, aber keines von den drei recht unterschiedlich großen Exemplaren zeigt einen Knoten (Diaphragma). Dafür sind sie offensichtlich zu klein. Eines der Stücke hat scheinbar eine häufige Anzahl von Querrippen, die aber wohl auf eine tektonische Zerklüftung zurückzuführen sind.

Einige gute Exemplare kommen im Straniger Graben vor. Sie zeigen deutliche Längsrippen und Knoten (Taf. 2, Fig. 2,5). Eigentümlich sind die Funde von glatten Achsen ohne jegliche Struktur oder Gliederung (Taf. 1, Fig. 6,7,8; Taf. 2, Fig. 12). Sowohl Außenabdruck (Taf. 1, Fig. 7) wie der Steinkern (Taf. 1, Fig. 6) sind völlig glatt. Ob es sich hier um Farnstengel oder doch um eigenartige Calamiten-Reste handelt, die in diesem harten Sandstein keine Strukturen abgedrückt haben, ist nicht zu entscheiden.

Als Beblätterung dieser Calamiten könnte der Fund südlich der Frondellalm (Taf. 4, Fig. 5) angesehen werden. Dazu bietet sich ein Vergleich mit den Abbildungen in D. STURS Culmflora (1875–1877) an.

Die vorliegenden Stammstücke aus dem Straniger Graben und von der Köderhöhe lassen sich gut vergleichen mit den Calamiten-Funden der „Flora der Marinelli-Hütte" im italienischen Teil der Karnischen Alpen (H.W.J. VAN AMEROM et al., 1984). An dieser Lokalität, die nahe der Basis der Hochwipfel-Formation liegt, stellen sie ein häufiges Florenelement dar.

Lepidodendron sp. aff. *Lepidodendron spetsbergense* NATHORST

(Taf. 3, Fig. 6, Abb. 4)

1979 *Lepidodendron* sp. – VAN AMEROM, in: SCHÖNLAUB: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, p. 48.

Bemerkungen

War das Vorkommen von Stigmarien, manche sogar noch mit anhaftenden Appendices, schon ein Hinweis, daß sowohl in der Flora im Straniger Graben wie auch in Nötsch Lepidophyten vorkommen müßten, so sind doch die Stammabdrücke dieser Pflanzen offenbar recht selten. Nur zwei Stücke von Nötsch ließen sich eindeutig als Stämme eines Lepidophyten bestimmen. Die Art dieses *Lepidodendron* ist, mangels gut erhaltener

Abb. 4.
Lepidodendron aff. *L. spetsbergense* NATHORST.
Detail der Stammskulptur.

Außenskulpturen des Stammes, nicht mit Sicherheit anzugeben. Bei dem auf Taf. 4, Fig. 6 abgebildeten Exemplar kann man eventuell an eine Art von *Bothrodendron* denken, denn die ganz leicht angedeuteten kleinen Gefäßbündelnarben sind wie bei der *Syringodendron*-Erhaltung in die Länge gezogen. Bei *Bothrodendron* sind aber diese Merkmale rundlich, und es kommen zusätzliche anatomische Einzelheiten dazu, die den vorliegenden Stücken, so weit ersichtlich, fehlen. Das gleiche gilt für *Asolanus* (H.W.J. VAN AMEROM & R. GAIPL, 1991).

An einem der Stücke ist eine ziemlich dichte Runzelung zwischen den erhabenen, spiralig angeordneten kleinen Närbchen ersichtlich. Dabei spielt eine gewisse seitliche Verdrückung dieses Stückes eine täuschende Rolle. Von diesem Exemplar wurde Abb. 4 angefertigt (= Taf. 4, Fig. 6).

Die Stellung der Närbchen und die Runzelung lassen einen Vergleich mit *Lepidodendron spetsbergense* NATHORST zu. Vergleiche dazu Taf. 2, Fig. 2 in H. FRIESE & W. GOTHAN (1952).

Nach R. DABER (1959) scheint *Lepidodendron spetsbergense* im höheren Visé (etwa CUIIIβ–γ) nicht mehr vorzukommen. Bei einer tatsächlichen Vertretung dieser Art in Nötsch würde das Alter der basalen Nötsch-Formation etwa dem mittleren bis höheren Visé entsprechen. Auch aus England wird diese Form in diesem Bereich als sehr selten erwähnt (R. CROOKALL, 1964).

Stigmaria rugulosa GOTHAN

(Taf. 4, Fig. 1)

1923 *Stigmaria rugulosa* GOTHAN. – In: GÜRICH: Leitfossilien, Karbon und Perm, p. 155, Taf. 43, Fig. 5.
1928 *Stigmaria rugulosa* GOTHAN. – SUSTA: Atlas ke stratigr. Ostravske-Karvinské, Taf. 58, Fig. 3; Taf. 59, Fig. 9.
1931 *Stigmaria rugulosa* (sic! *rugosa*). – KAWASAKI: Flora Huan, Syst. II, Bull. Geol. Surv. Chosen, Korea, **4**, 2, Taf. 79, Fig. 228.
1949 *Stigmaria rugulosa* GOTHAN. – W. GOTHAN: Die Unterkarbon-Flora der Dobrilugker Tiefbohrungen. – Abh. Geol. L.-Anst. Berlin, **217**, p. 26, Taf. 6, Fig. 7.

Bemerkungen

In der hier vorliegenden Flora befinden sich einige Stücke, die als *Stigmaria* anzusprechen sind. Diese Exemplare zeigen die für die Lepidophyten-Wurzeln charakteristischen runden Narben, manche sogar noch mit ansitzenden Appendices.

Auffallend ist, daß ein Exemplar von Nötsch (Taf. 4, Fig. 1) eine deutliche Längsrunzelung zwischen den Narben zeigt, genau wie die von W. GOTHAN beschriebene Art *Stigmaria rugulosa* sie besitzt.

Diese Art wurde von W. GOTHAN (1923) zum ersten Mal aus dem mittleren Oberkarbon beschrieben, ist aber später auch im Unterkarbon von Dobrilugk gefunden worden (W. GOTHAN, 1949). Sie hat also eine längere stratigraphische Verbreitung als früher angenommen worden war. Der vorliegende Fund von Nötsch bestätigt diese Annahme.

Stigmaria ficoides BRONGNIART

(Taf. 1, Fig. 11; Taf. 4, Fig. 2,3,4,7)

1949 *Stigmaria ficoides* BRONGNIART. – W. GOTHAN: Die Unterkarbon-Flora der Dobrilugker Tiefbohrungen. – Abh. Geol. L.-Anst. Berlin, **217**, p. 25, Taf. 6, Fig. 6.
1979 *Stigmaria ficoides* STERNBERG. – PURKYŇOVÁ: Bemerkungen zur Verbreitung einiger Vertreter der Gattung *Stigmaria* STERNBERG im mährischen Dinant (Tschechoslowakei). – Cas. slez. Muz. Opava (A), **28**, p. 79, Fig. 2.

Bemerkungen

Stigmaria ficoides, wohl ein Sammelbegriff für Wurzeln der Lycophyten, ist aus dem ganzen Karbon bekannt. Die vorliegenden Stücke können ohne Bedenken dieser Art zugeordnet werden. Die Größe der Stigmarien ist etwas kleiner als gewöhnlich. Einige zeigen die noch anhaftenden Appendices, ein Hinweis, daß die Funde aus einem vielleicht autochthonen Wurzelboden stammen. Normalerweise gehen bei einem längeren Transport die Appendices verloren.

Aus dem Karbon des mährischen Karstes in Mokrá NE von Brno wurde unlängst *Stigmaria ficoides* geborgen, das das bisher älteste Pflanzenfossil im Dinant dieser Gegend ist. Das Alter der Fundschichten wurde auf Unter- bis Obervisé geschätzt. Dieses Exemplar zeigt ebenfalls die tiefliegenden Anheftungsmerkmale der Appendices, die an den vorliegenden Stücken aus dem Straniger Graben (Taf. 1, Fig. 11) und aus Nötsch (Taf. 4, Fig. 2,7) besonders auffallen.

Archaeopteridium n.sp. ?

(Taf. 5, Fig. 1,2; Taf. 6, Fig. 1; Abb. 5)

Beschreibung

Der vorliegende Pflanzenrest (Abb. 5) ist ein Teil einer Fieder vorletzter Ordnung, von dem jedoch nur

Abb. 5.
Archaeopteridium n.sp.?
Flora von Nötsch, Fundpunkt O1; nach Taf. 5, Fig. 1 gezeichnet.

fünf Fiedern letzter Ordnung mehr oder weniger beschädigt erhalten sind. Vier dieser Fiedern gehören zur rechten Hälfte der Fieder, die fünfte dagegen ist nach oben umgebogen und liegt parallel zur Achse im Gestein. Sie gehört vermutlich zum linken Teil der Fieder vorletzter Ordnung. Die Achse zeigt deutlich eine feine Längsstreifung; eine Querriefung ist nicht zu erkennen.

Die Fiederchen stehen schief nach vorne gebogen und sind mit der ganzen Basis angeheftet. Ihr Umriß ist abgerundet oval-dreieckig. Angedeutet sind drei Loben, wobei der mittlere Lobus etwas spitzer ist. Die Nervatur ist fächerartig-odontcpteridisch dichotom ausgebildet. Eine Mittelader ist nicht zu erkennen.

Diskussion

Vermutlich ist das Stück der obere Teil eines relativ großen Wedels. Die älteren Fiederchen waren wohl stärker lobenartig in drei Abschnitte aufgeteilt und in der Form oval-länglich.

Der Erhaltungszustand ist als recht gut zu bezeichnen. Umrisse und Nervatur sind deutlich zu erkennen obwohl kohlige Substanz nicht mehr vorhanden ist. Dennoch ist es schwierig, diesen wichtigen Rest artlich wie gattungsmäßig richtig zu bestimmen. Für Nötsch ist dieses Exemplar der erste Nachweis von Blattmaterial.

Die Gattungen, die zum Vergleich herangezogen werden können, sind *Sphenopteris* (BRONGNIART) STERNBERG 1825, *Neuropteris* (BRONGNIART) STERNBERG 1825, *Neuralethopteris* CREMER 1893, *Odontopteris* BRONGNIART 1825, *Plumatopteris* KIDSTON 1894 und *Archaeopteridium* KIDSTON 1923.

Die fächerartige dichotome Aderung paßt nicht zur Gattung *Sphenopteris*. Jedoch haben gewisse Teile von *Sphenopteris corifolia* KIDSTON (Taf. 35, Fig. 1–6, R. KIDSTON, 1923) eine entfernte Ähnlichkeit. Diese Art unterscheidet sich aber durch die Form der Umrisse der Fiederchen, die wellig verlaufen und durch die Nervatur, die eine deutliche Mittelader hat. *Sphenopteris fentoniana* KIDSTON (R. KIDSTON, 1923, Taf. 9, Fig. 3,3a, p. 41) hat in seiner generellen Erscheinung ebenfalls eine Ähnlichkeit. Wesentlich verschieden sind jedoch die weit längeren Fiedern letzter Ordnung, die mit ungefähr 13 dreieckig anmutenden Fiederchen besetzt sind. Außerdem hat diese Art nach der Beschreibung eine Mittelader.

Mit der Gattung *Neuropteris* hat die vorliegende Pflanze kaum gemeinsame Merkmale. Entfernt hat nur *Neuralethopteris schlehanii* STUR (al. *Neuropteris schlehanii*) eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Stück aus Nötsch, und zwar dann, wenn extreme Formen vorliegen, wie sie vor allem F. STOCKMANS & Y. WILLIÈRE (1952) in Taf. 42, Fig. 8 abbildeten. Diese Abbildung zeigt aber lang ausgezogene Endfiederchen. Außerdem trägt die Fieder letzter Ordnung nur bis zu fünf einzelne Fiederchen. Dagegen hat der vorliegende Fund mehr als sieben Fiederchen. Überdies haben die Fiederchen eine Mittelader. Daher muß zusammenfassend festgestellt werden, daß eine Identifizierung mit dieser Art kaum möglich ist.

Wenn man von dem stratigraphischen Vorkommen absieht, ist auch eine grobe Ähnlichkeit mit *Odontopteris* aus dem Formenkreis von *Odontopteris osmundaeformis* SCHLOTHEIM zu erkennen. Natürlich ist an eine Gleichstellung mit dieser Art nicht zu denken, auch wegen der schwach ausgebildeten dreifachen Lappung der Blattumrisse.

Unseres Erachtens ist der vorliegende Fund am ehesten der Gattung *Archaeopteridium* zuzuordnen. Diese Gattung umfaßt mehrere Formen mit Fiederchen wie am vorliegenden Typus. Die Gattungen *Plumatopteris* und *Archaeopteridium* stehen sich sehr nahe. Eine Verbindung von *Plumatopteris elegans* KIDSTON mit *Archaeopteridium tschermakii* (STUR) KIDSTON, Typusart von *Archaeopteridium*, ist nicht auszuschließen.

Die Gattung *Archaeopteridium*, deren Entwicklung zum größten Teil im Unterkarbon stattfand, umfaßt folgende Arten: *A. tschermakii* (STUR) KIDSTON, 1923; *A. parvum* PATTEISKY, 1928; *A. dawsonii* (STUR) PATTEISKY, 1928; *A. bellasylviana* READ, 1946 und *A. orientale* ZHAO & WU, 1982.

Von den genannten Arten kommen zum Vergleich mit dem vorliegenden Exemplar nur *Archaeopteridium tschermakii* (STUR) KIDSTON, 1923 und *Archaeopteridium orientale* ZHAO & WU 1982 in Betracht. Diese Arten wurden von E. PURKYŇOVÁ (1970) aus dem Namur A bzw. von ZHAO & WU (1982) aus dem mittleren Visé beschrieben.

Archaeopteridium tschermakii zeigt zwar eine ähnliche Nervatur und eine vergleichbare Anheftung der einzelnen Fiederchen, aber die Umrisse und Größe der Fiederchen, die mehr keilförmig sind und ein unregelmäßig geformtes Aussehen zeigen, stimmen nicht mit dem vorliegenden Pflanzenrest überein.

Dagegen ist *Archaeopteridium orientale* etwas kompakter und mit unserem Stück besser zu vergleichen. Aber auch diese Art weicht so weit ab, daß an eine sichere Gleichstellung nicht gedacht werden kann. Beim Vergleich mit der Originalabbildung wird deutlich, daß sie größere Fiederchen und eine feinere Aderung hat als unser Exemplar*).

*) Wir danken Herrn Dr. ZHAO XIUHU herzlichst für die Zusendung eines Photos und für die Übersetzung des chinesischen Originaltextes vom Typus dieser Art. Außerdem dankt H.W.J. VAN AMEROM Herrn Dr. K.-H. JOSTEN, Krefeld, mit dem über dieses Stück ausgiebig diskutiert wurde.

Die nur einmal aus dem Lower Pennsylvanian erwähnte Art *Archaeopteridium bellasylviana* READ, 1946 hat größere, an der Basis eingeschnürte, Fiederchen mit einer recht starren geradlinig verlaufenden Fächerade-rung, so daß unser Stück damit nicht identifiziert werden kann.

Archaeopteridium dawsonii hat so viel Ähnlichkeit mit *A. tschermakii*, daß R. KIDSTON (1923) beide Arten vereinigte. Die Abbildungen von *A. dawsonii* bei J. LUTZ (1933) zeigen Exemplare, die *Plumatopteris elegans* sehr nahe stehen. *Archaeopteridium parvum* PATTEISKY ist wiederum *A. dawsonii* sehr ähnlich.

Wie aus den vergleichenden Untersuchungen hervorgeht, zeigt der vorliegende Pflanzenrest morphologische Ähnlichkeit zu mehreren Species; er ist jedoch mit keiner der erwähnten Arten völlig ident und synonym. Daher vermuten wir, daß es sich um eine neue Art der Gattung *Archaeopteridium* handelt.

In Begleitung dieses Farns fand sich *Calamites radiatus* BRONGNIART, der nach bisheriger Kenntnis im Unterkarbon und im Namur A vorkommt. Über das Alter der Fundschichten gibt der hier als *Archaeopteridium* n.sp.? bestimmte Pflanzenrest selbst keine Auskunft.

Knorria-Erhaltung eines *Lepidodendron*

(Taf. 5, Fig. 3,4; Taf. 7, Fig. 1,2,3)

Bemerkungen

Im Karbon von Nötsch wurden mehrere Stücke von Lepidodendren gefunden, die alle in *Knorria*-Erhaltung vorliegen. Sie zeigen die charakteristischen, von der Außenrinde entblößten Blatt-Leitbündelstutzen. Dieser Erhaltungszustand tritt auf, wenn durch Bakterieneinwirkung im nassen Medium die weichen Gewebeteile an einem Stammstück zerstört werden. Diese Stücke lassen sich nicht näher bestimmen.

Tafel 1

Flora aus dem Straniger Graben 2 (S2).

Fig. 1: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Außenseite der Rinde.
Foto Funcken, Fotonr. 13802; Katalognr. 20224.
Natürliche Größe.

Fig. 2: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13780; Katalognr. 20227.

Fig. 3: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13782; Katalognr. 20229.

Fig. 4: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13783; Katalognr. 20230.

Fig. 5: **Glatte Achse, mit undeutlicher Längsstreifung.**
Foto Funcken, Fotonr. 13776; Katalognr. 20226.

Fig. 6+7: **Glatte Achsen. Stück und Gegenstück.**
Die Achsen sind völlig glatt und zeigen keine Spur von Längsstreifung.
Foto Funcken, Fotonr. 13781; Katalognr. 20223.

Fig. 8: **Glatte Achse ohne jede Oberflächenstruktur.**
Völlig mit Fig. 6 und 7 vergleichbar.
Foto Funcken, Fotonr. 13787; Katalognr. 20228.

Fig. 9: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Kleiner Stengel mit Längsstreifung und undeutlicher Knoten (a).
Foto Funcken: Fotonr. 13798; Katalognr. 20225.

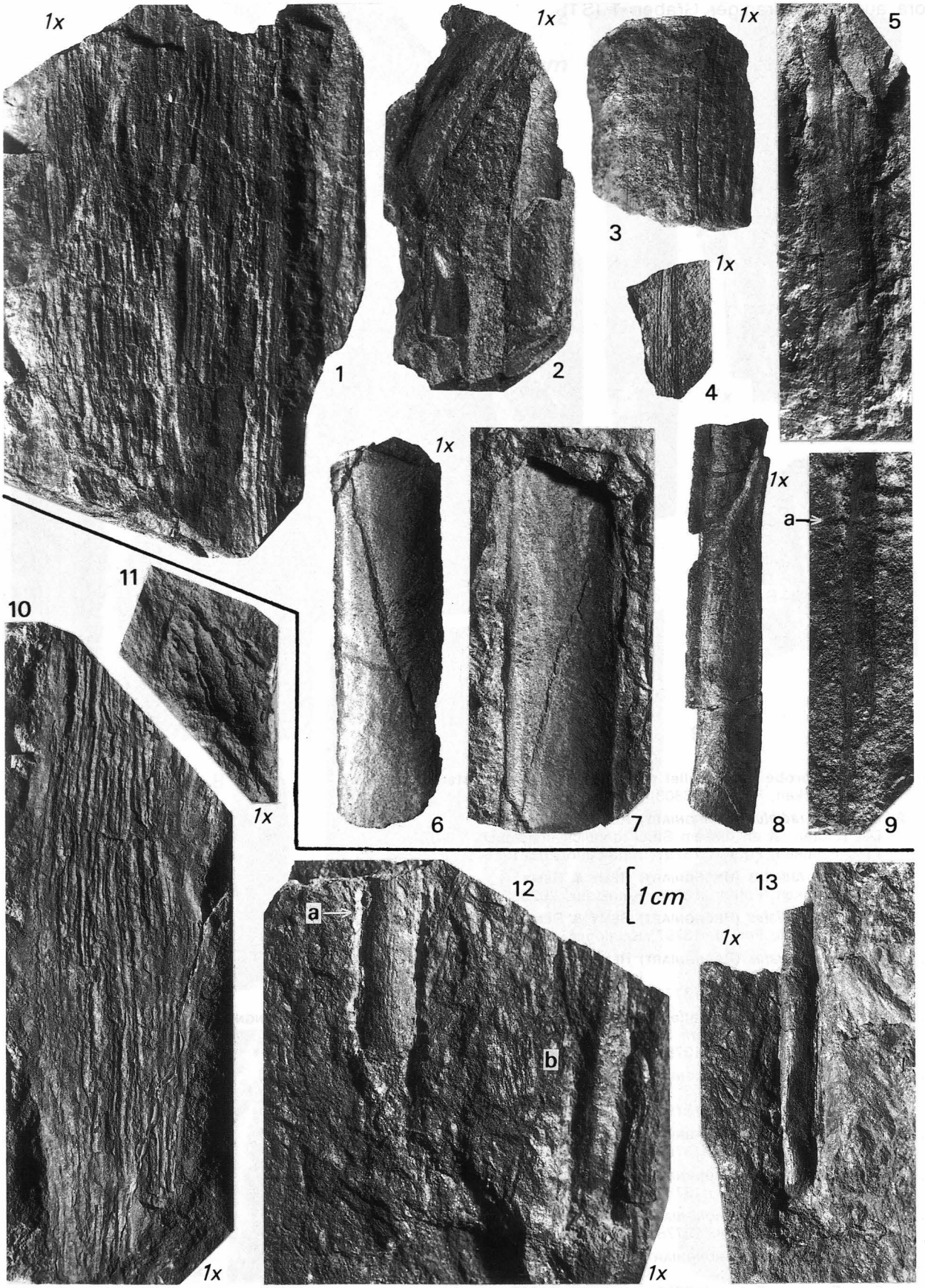
Flora aus dem Straniger Graben 1 (S1).

Fig. 10: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Außenseite der Rinde. Vergleiche Fig. 1 dieser Tafel.
Foto Funcken, Fotonr. 13796; Katalognr. 20218.

Fig. 11: ***Stigmaria ficoides* BRONGNIART.**
Foto Funcken, Fotonr. 13786; Katalognr. 20214.

Fig. 12: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Bei a Knoten. Der Stengel b ist glatt. Die Pflanzenreste, auch das auf dem Stein liegende Häcksel zeigt eine parallele Orientierung.
Foto Funcken, Fotonr. 13779; Katalognr. 20215.

Fig. 13: ***Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13794; Katalognr. 20219.


1x
1
1x
2
1x
3
1x
4
5
1x
6
7
1x
8
a
9
11
1x
10
1x
12
a
b
1cm
13
1x

Tafel 2

Flora aus dem Straniger Graben 1 (S1).

Fig. 1: **Gesteinsprobe mit parallel orientiertem Calamitenstengel.**
Foto Funcken, Fotonr. 13803; Katalognr. 20213.

Fig. 2: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Der Knoten ist an diesem Stück deutlich ersichtlich.
Foto Funcken, Fotonr. 13791; Katalognr. 20221.

Fig. 3: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13790; Katalognr. 20208.

Fig. 4: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13797; Katalognr. 20220.

Fig. 5: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Knoten bei a.
Foto Funcken, Fotonr. 13775; Katalognr. 20222.

Fig. 6: **Gesteinsprobe mit parallel orientierten Stengeln von *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.**
Der Knoten ist an diesem Stück deutlich ersichtlich.
Foto Funcken, Fotonr. 13785; Katalognr. 20216.

Fig. 7: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Außenseite der Rinde.
Foto Funcken, Fotonr. 13795; Katalognr. 20217.

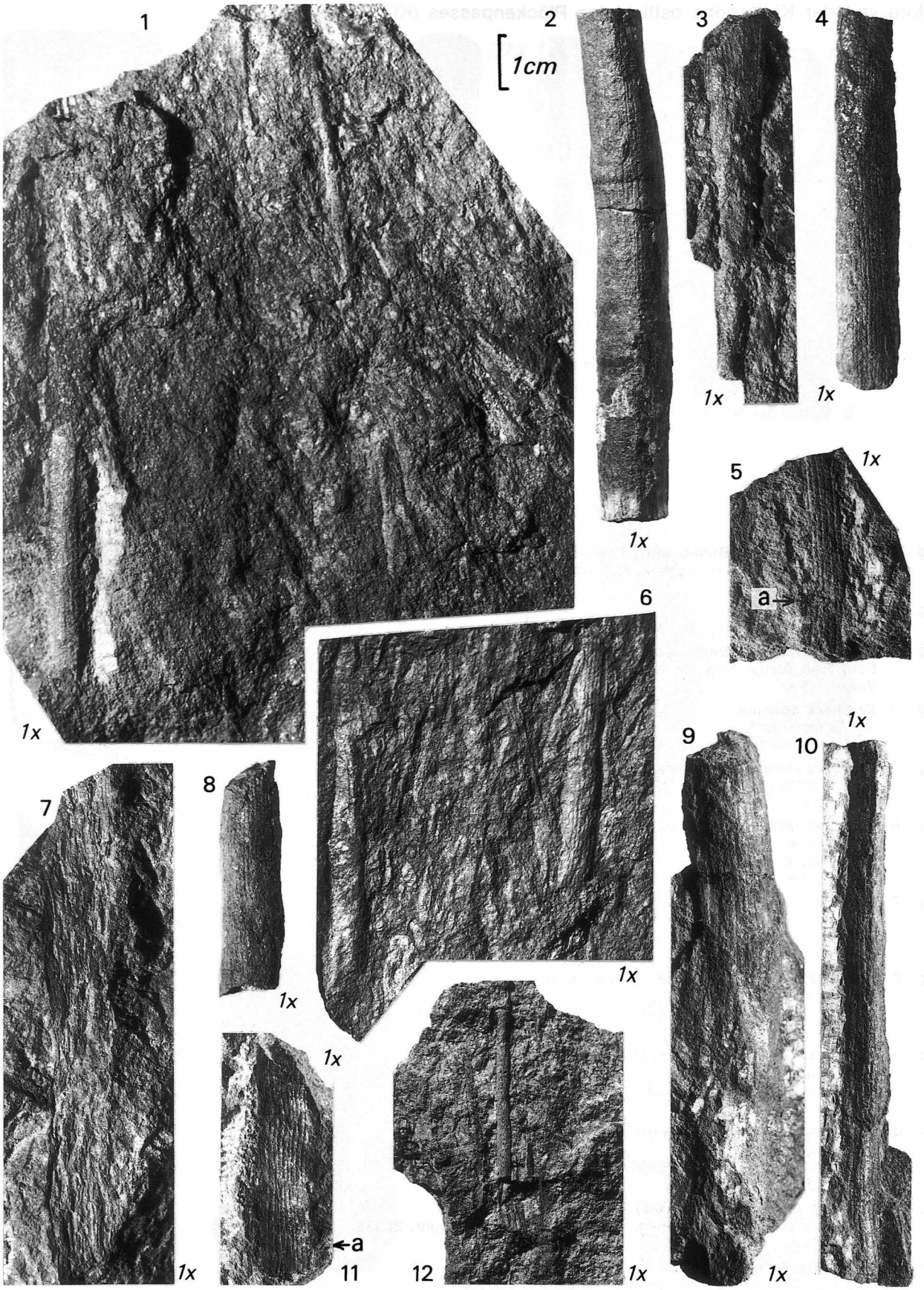
Fig. 8: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13788; Katalognr. 20211.

Fig. 9: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13784; Katalognr. 20207.

Fig. 10: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Funcken, Fotonr. 13778; Katalognr. 20210.

Fig. 11: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Knoten bei a.
Foto Funcken, Fotonr. 13789; Katalognr. 20212.

Fig. 12: **Glatte Stengel in parallel orientierter Lage.**
Foto Funcken, Fotonr. 13777; Katalognr. 20209.


1
1cm
1x
2
1x
3
1x
4
1x
5
1x
a
6
1x
7
1x
8
1x
9
1x
10
1x
11
a
12
1x

Tafel 3

Flora von der Köderhöhe östlich des Plöckenpasses (K).

Fig. 1: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Frau Wette, T.H. Aachen, Neg.-Nr. 5658/15; Katalognr. 20326.
Verkl. 85/100.

Fig. 2: **Stengel.**
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/13; Katalognr. 20327.

Fig. 3: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/3; Katalognr. 20332.
Vergr. 1,5 ×.

Fig. 4: ***Calamites*** **species.**
a = Astmerkmal?
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5657/32; Katalognr. 20330.

Fig. 5: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/9; Katalognr. 20328.
Vergr. 2 ×.

Fig. 6: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
a = Diaphragma.
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/10; Katalognr. 20329.
Vergr. 1,8 ×.

Fig. 7: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
a = Diaphragma.
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/9; Katalognr. 20328.
Vergr. 2 ×.

Fig. 8: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
a = Diaphragma.
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/1; Katalognr. 20331.
Vergr. 1,3 ×.

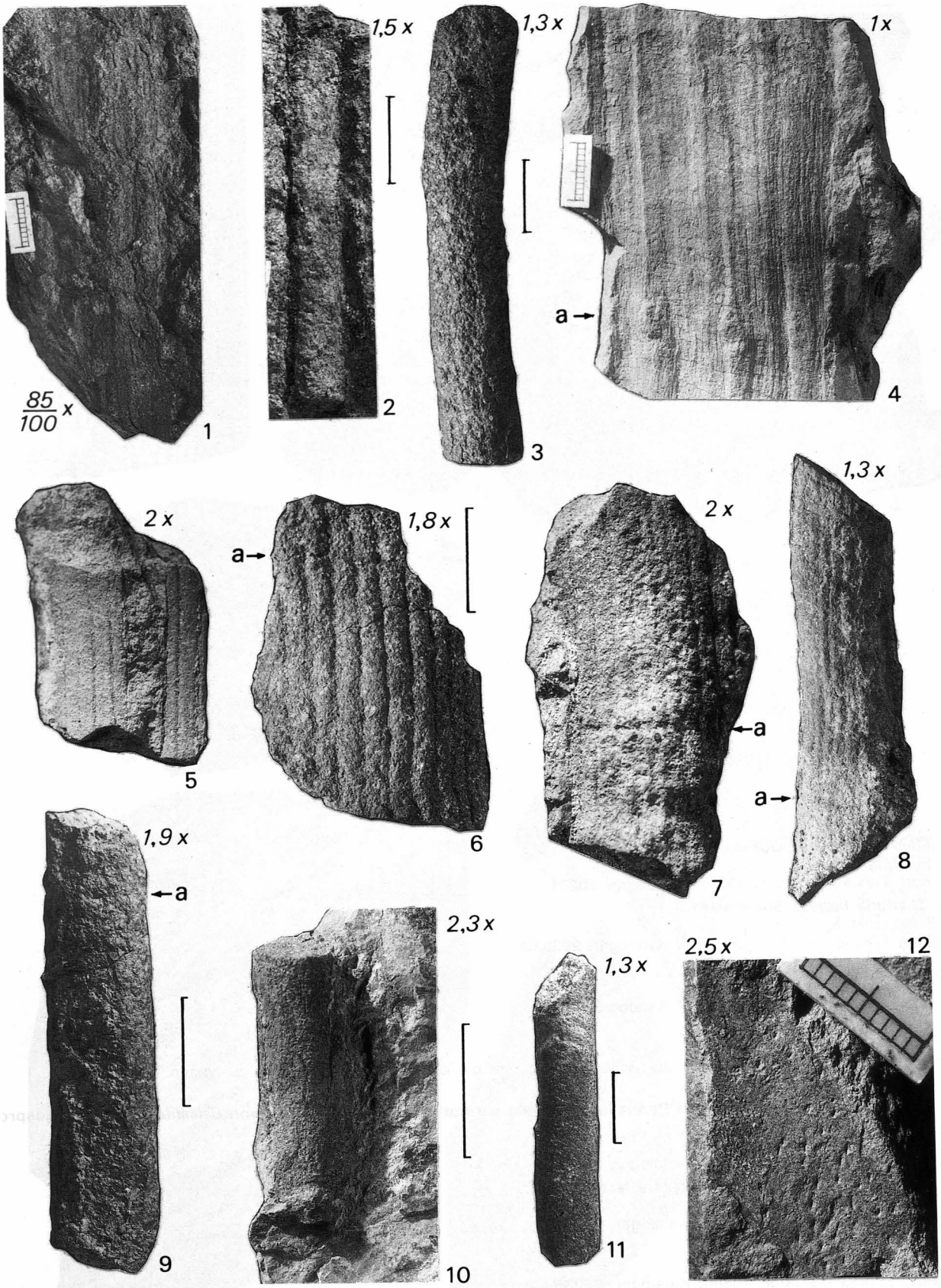
Fig. 9: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
a = Diaphragma.
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5657/13; Katalognr. 20334.
Vergr. 1,9 ×.

Fig. 10: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
a = Diaphragma.
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5657/35; Katalognr. 20324.
Vergr. 1,9 ×.

Fig. 11: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Foto Frau Wette, T. H. Aachen, Neg.-Nr. 5658/5; Katalognr. 20335.
Vergr. 1,3 ×.

Fig. 12: **Punktierte Achse.**
Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/6; Katalognr. 20333.
Vergr. 2,5 ×.

Jeder Strich in der Tafel = 1 cm.


85/100 x
1
1,5 x
2
1,3 x
3
1x
a
4
2 x
5
1,8 x
a
6
2 x
a
7
1,3 x
a
8
1,9 x
a
9
2,3 x
10
1,3 x
11
2,5 x
12

Tafel 4

Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fig. 1–4, Fig. 6–8) und „Frondellalm" (F, Fig. 5).

Fig. 1: ***Stigmaria rugulosa*** **GOTHAN.**
Fundpunkt N.
Foto Funcken, Fotonr. 13792; Katalognr. 20231.

Fig. 2: ***Stigmaria ficoides*** **BRONGNIART.**
Fundpunkt N.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen); Katalognr. 20233.

Fig. 3: ***Stigmaria ficoides*** **BRONGNIART.**
Fundpunkt N.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen); Katalognr. 20237.

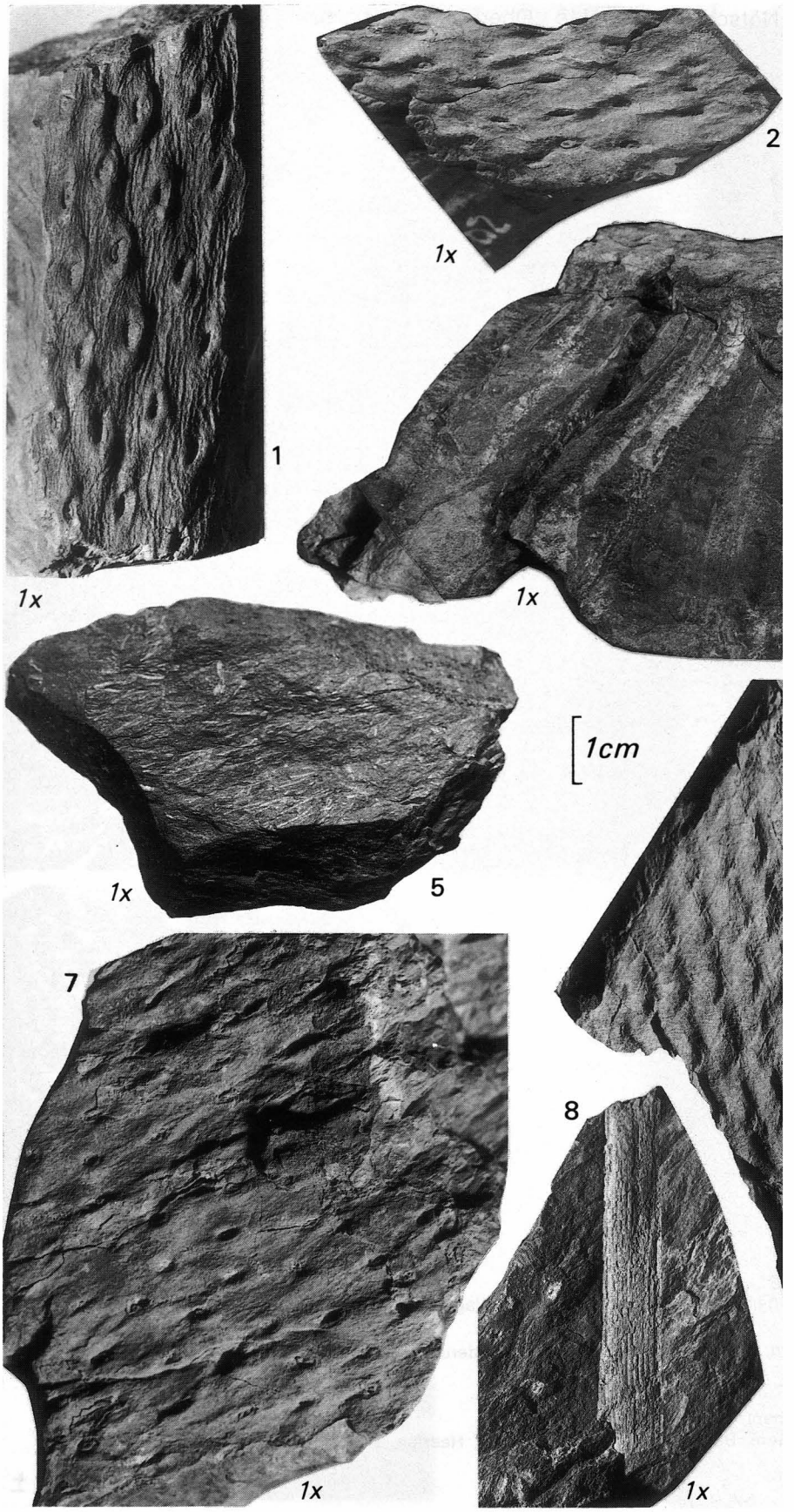
Fig. 4: ***Stigmaria ficoides*** **BRONGNIART.**
Fundpunkt N.
Das selbe Stück wie Fig. 2 von der Seite gesehen, um die anhaftenden Appendices zu zeigen.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen).

Fig. 5: **Gesteinsprobe mit zahlreichen Pflanzenresten, die vermutlich als Beblätterung von *Calamites radiatus* angesprochen werden können.**
Fundpunkt Frondellalm (F).
Foto Funcken, Fotonr. 13799; Katalognr. 20238.

Fig. 6: ***Lepidodendron*** **sp.aff. *L. spetsbergense*** **NATHORST.**
Fundpunkt N.
Foto Funcken, Fotonr. 13793; Katalognr. 20234.

Fig. 7: ***Stigmaria ficoides*** **BRONGNIART.**
Fundpunkt N.
Foto Funcken, Fotonr. 13800; Katalognr. 20235.

Fig. 8: ***Calamites radiatus*** **(BRONGNIART) REMY & REMY.**
Fundpunkt O1.
Foto Funcken, Fotonr. 13794; Katalognr. 20236.


1
1x
2
1x
1x
1cm
5
1x
7
1x
8
1x

Tafel 5

Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fundpunkte „Oberhöher" O1, N).

Fig. 1: ***Archaeopteridium* n.sp.?**
Fundpunkt O1.
Foto Funcken, Fotonr. 14029.
Das Stück befindet sich in der Privatsammlung von Herrn Wagner, Wien.

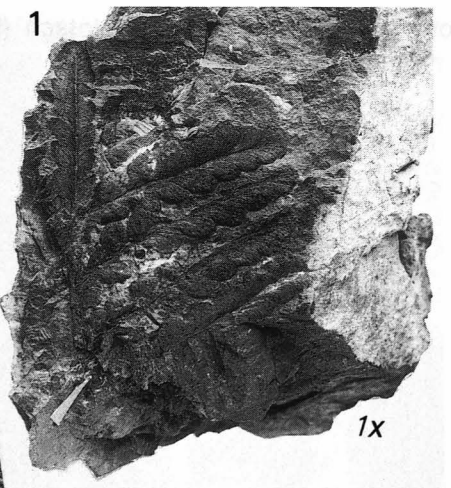
Fig. 2: ***Archaeopteridium* n.sp.?**
Dasselbe Stück wie Fig. 1 in dreifacher Vergrößerung. Die Aderung der Fiederchen ist gut ersichtlich.

Fig. 3: ***Knorria* sp..**
Fundpunkt N.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 5.
Sammlung Schönlaub, im Geol. Bureau, Reichs Geol. Dienst, Heerlen.
Vergr. etwa 2 ×.

Fig. 4: ***Knorria* sp..**
Fundpunkt N.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 11.
Sammlung Schönlaub, im Geol. Bureau, Heerlen.
Vergr. etwa 2 ×.

2

3x

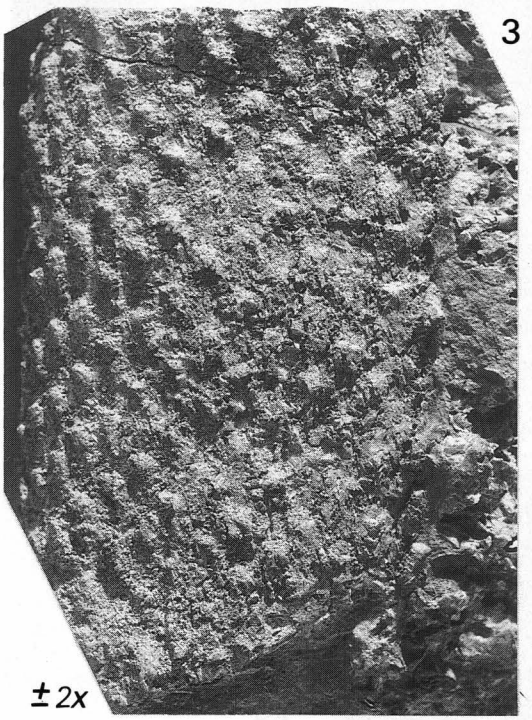


1

1x

4

±2x



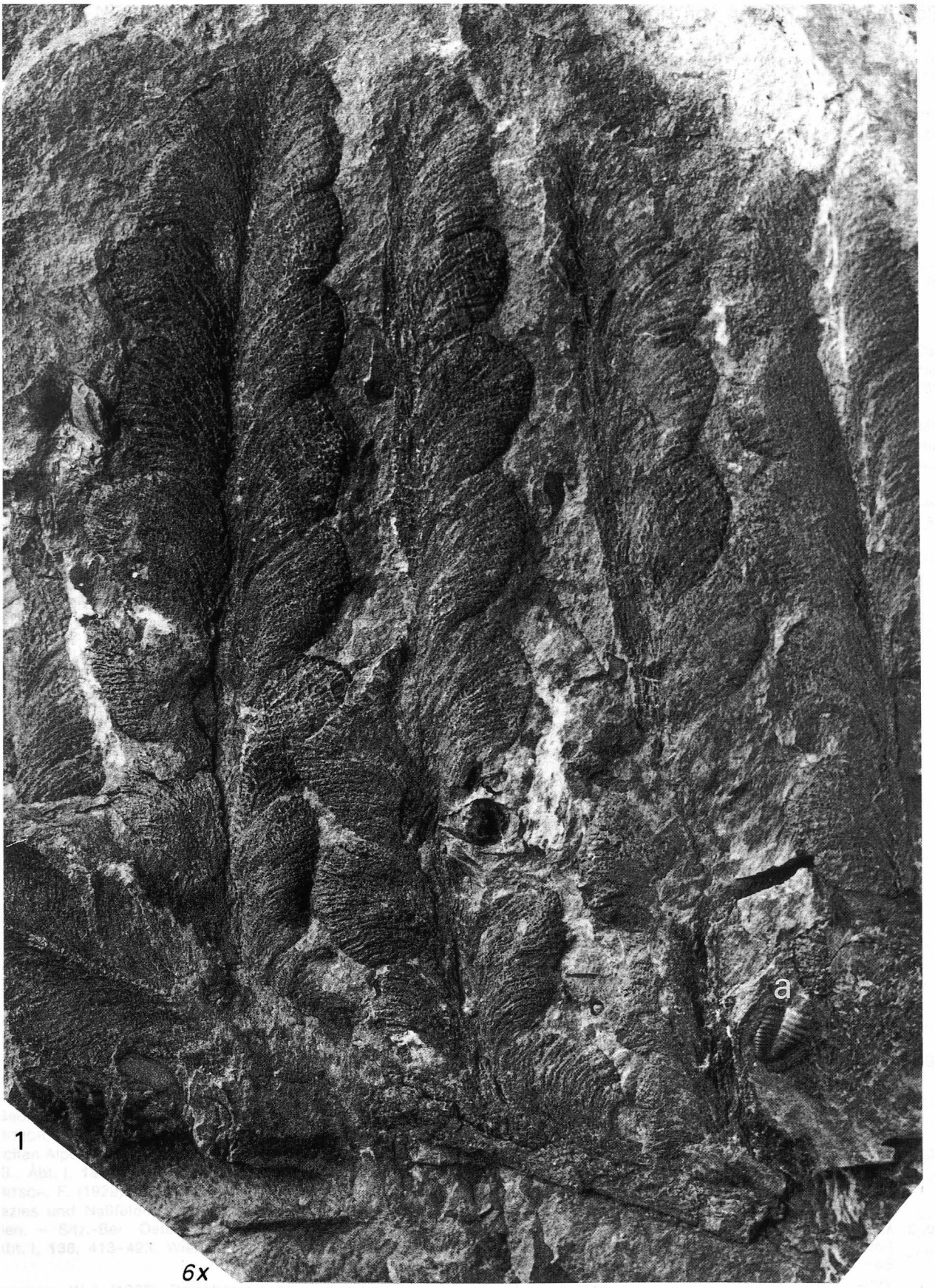
3

±2x

Tafel 6

Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fundpunkt „Oberhöher“ O1).

Fig. 1: ***Archaeopteridium* n.sp.?**
Dasselbe Stück wie auf Taf. 4, Fig. 1 in sechsfacher Vergrößerung. Bei (a) befindet sich ein Pygidium eines Trilobiten. Foto Funcken, Fotonr. 14029.


a
1
6x

Tafel 7

Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fundpunkt „Oberhöher" O3).

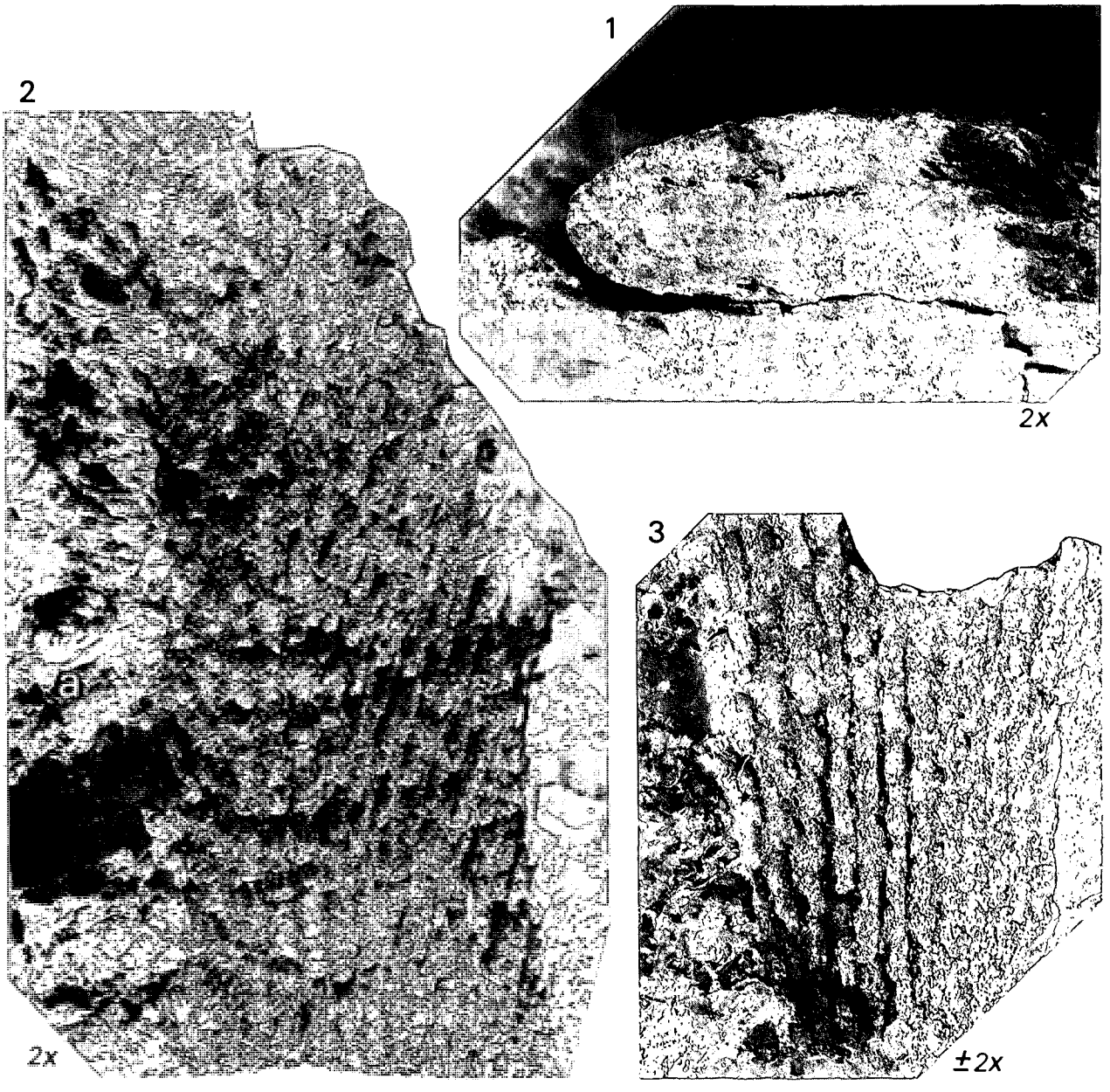


Fig. 1: ***Knorria* sp.**
Das Stück ist von der Seite aufgenommen. Man sieht einen ovalen Querschnitt des Stammes.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 19.
Sammlung Schönlaub im Geol. Bureau Heerlen.
Vergr. 2 ×.

Fig. 2: ***Knorria* sp.**
Bei (a) befindet sich ein Brachiopode.
Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 15.
Sammlung Schönlaub im Geol. Bureau Heerlen.

Fig. 3: ***Knorria* sp.**
Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 4.
Sammlung Schönlaub im Geol. Bureau Heerlen.
Vergr. etwa 2 ×.

Die Negative der *Knorria*-Aufnahmen von Frau Wette werden im Geologischen Bureau, Reichs Geol. Dienst, in Heerlen unter der Nummer 5705 aufbewahrt.

Literatur

AMEROM VAN, H.W.J. (1991): Ein Beitrag zur Ikonographie von *Binakodendron mosivum* WEISS, 1883. – N.Jb. Geol. Paläont., Abh., **138**, 217–235, Stuttgart.

AMEROM VAN , H.W.J., FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die „Flora der Marinelli-Hütte" (mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **37**/3, 1–41, Heerlen.

CROOGALL, R. (1964): Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain. – Mem. Geol. Surv. Gt. Britain, Paleont., **4**/3, 217–354, London.

DABER, R. (1959): Die Mittel-Visé-Flora der Tiefbohrungen von Doberlug-Kirchhain. – Geologie, Bh. **26**, 1–83, Berlin.

FLÜGEL, E. & GRÄF, W. (1959): Ein neuer Fund von *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTH.) ZEILLER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **69**, 41–42, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Hrsg): Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, 15–19, Bologna.

FLÜGEL, H.W. (1972): Das Karbon von Nötsch. – Exk.-Führer Tagung Paläont. Ges. (Hrsg. H.W. FLÜGEL), 9–17, Geol. Inst. Univ. Graz.

FLÜGEL, H.W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1959**, 153–167, Stuttgart.

FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol., **33**, 493–523, Bologna.

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – 1–514, Halle (Niemeyer).

FRIESE, H. & GOTHAN, W. (1952): Neue Beobachtungen über die Kohlenflora Dobrilugk-Kirchhain. – Geologie, **1**, 6–27, Berlin.

FRITSCH, K. von (1897): Pflanzenreste aus Thüringer Culm-Dachschiefer. – Zeitschr. f. Naturwiss., **70**, 79–102.

GAERTNER, H.R. von (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw.Kl., **102**, 113–199, Wien.

GAERTNER, H.R. von (1934): Zur Eingliederung des Ostalpinen Paläozoikums. – Z. Dt. Geol. Ges., **86**, 241–265, Stuttgart.

GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Geol. Ital., **25**, 257–276, Roma.

GORTANI, M. (1910): Osservazioni geologiche sui terreni paleozoici dell'alta valle di Gorto in Carnia. – Rend. R. Ass. Sci., **9**, p. 9.

GOTHAN, W. (1949): Die Unterkarbonflora der Dobrilugker Tiefbohrungen. – Abh. Geol. L.-Anst. Berlin, N.F. **217**, 1–31, Berlin.

HAHN G. & HAHN, R. (1973): Trilobiten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch (Österreich). – Geologica et Palaeontologica, **7**, 135–146, Marburg.

HAHN, G. & HAHN R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619, Wien.

HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **137**, 303–338, Wien.

HERITSCH, F. (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **138**, 413–423, Wien.

JONGMANS, W.J. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- und Hüttenmänn. Mh., **86**, 97–104, Wien.

KIDSTON, R. (1923): Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain. – Mem. Geol. Survey Great Britain, Palaeontology, **II**/1–6, 1–679, London.

KRAUSE, P. G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. Geol. R.-A., **1906**, 64–68, Wien.

KRAUSE, P. G. (1928): Über *Asterocalamites scrobiculatus* (SCHLOTH.) ZEILLER im Kulm der Karnischen Hauptkette. – Jb. Preuss. Geol. L.-A., **49**, 634–640, Berlin.

LUTZ, J. (1933): Zur Culmflora von Geigen bei Hof. – Palaeontographica, **78**, B, 141–157, Stuttgart.

OBERSTE-BRINK, K. (1914): Beiträge zur Kenntnis der Farne und farnähnlichen Gewächse des Culms von Europa. – Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., **35**, 63–143, Berlin.

PATTEISKY, K. & FOLPRECHT, J. (1928): Die Geologie des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers. – In: Der Kohlenbergbau des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers, Band I, 31–380, Mährisch Ostrau.

PATTEISKY, K. (1929): Die Geologie und Fossilführung der Mährisch-Schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. – Naturw. Ver. Troppau, 1–355, Prag (Promethäus-Verlag).

PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **133**, 543–558, Wien.

PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 355–398, Wien.

PURKYŇOVÁ, E. (1970): Die Unternamurflora des Beckens von Horni Slezsko (CSSR). – Paläont. Abh. B, III, **2**, 129–268, Berlin.

READ, C.B. (1946): A Pennsylvanian florule from the Forkstone coal in the Dutch Mountain outlier, northeastern Pennsylvania. – U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 210–B, 17–27, Washington.

REMY, W. & REMY, R. (1978): *Calamitopsis* n.gen. und die Nomenklatur und Taxonomie von *Calamites* BRONGNIART 1828. – Argumenta Palaeobot., **5**, 1–10, Münster.

RUPRECHT, L. (1936): Die Biostratigraphie des oberen Kulm im Sauerland. – Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., **37** (1936), 238–283, Berlin.

SCHÖNLAUB, H.P. (1978): Bericht 1977 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A., **1978**, A 144–A 147, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, 34–52, Wien (Geol. B.-A.).

SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 198 Weissbriach. – Geol. B.-A., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, **25**, 91–118, Erlangen.

SCHRAUT, G. (1990): Neue Trilobiten und andere Fossilien aus dem Karbon von Nötsch. – Teil 1, Diplomarbeit, 1–62, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Marburg.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, Y. (1952): Végétaux namuriens de la Belgique. – Ass. Etude Paléont. Stratigr. Houillères, Publ. **13**, 1–382, Bruxelles.

STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, Y. (1954): Flores Namuriènnes de la Belgique. Incertitudes et hypothèses de travail. – Volume Jubilaire Victor van Straelen, **1**, 115–132, Bruxelles.

STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 1–654, Graz.

STUR, D. (1875–1877): Die Culm-Flora des mährisch-schlesischen Dachschiefers. Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. – Abh. k.k. Geol. R.-A., **8**, 1–472, Wien.

TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174, Wien.

TESSENSOHN, F. (1968): Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, 100–121, Stuttgart.

VAI, G.B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona du Volaia (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **30**, 137–198, Bologna.

VINASSA DE REGNY, P. (1906): Sull'estensione del Carbonifero superiore nelle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Geol. Ital., **25**, 221–232, Roma.

ZHAO, X. & WU, X. (1982): Early Carboniferous flora and coal-bearing deposits of Hunan and Guangdong. – Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont. Acad. Sinica, **5**, 1–40, Beijing.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 217–224	Wien, März 1992

Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen (Österreich) – Vorläufige Mitteilung

Von GERHARD HAHN & ROLAND KRATZ*)

Mit 3 Tabellen und 1 Tafel

Österreich
Karnische Alpen
Kronhof-Graben
Erdbachium
Unter-Karbon
Trilobiten
Bathymetrie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung 217
Abstract 217
1. Einleitung 218
2. Die bathymetrische Stellung 218
3. Stratigraphische Stellung 220
4. Vergleich mit der Trilobiten-Fauna von der „Grünen Schneid" 221
Dank 221
Literatur 224

Zusammenfassung

Aus dem Kronhofgraben-Profil in den Karnischen Alpen Österreichs liegt eine bemerkenswerte Trilobiten-Fauna vor. Die Trilobiten stammen aus einer dunklen Kalk-Linse, die den Kieselschiefern des Unter-Erdbachiums (*Siphonodella sandbergi*-Zone) eingelagert ist. Alle aufgefundenen Trilobiten-Taxa sind blind. Sie gehören zu *Diacoryphe* RICHTER & RICHTER 1951, *Liobolina* RICHTER & RICHTER 1951, *Silesiops (Chlupacula)* G. HAHN & WUNN-PETRY 1983, *?Silesiops (Silesiops)* CHLUPÁČ 1966 und *?Archegonus (Phillibole)* RICHTER & RICHTER 1937. (Die beiden zuletzt genannten Taxa sind nur durch wenige Exemplare nicht eindeutiger Zuordnung vertreten). Ferner liegt eine isolierte Freiwange mit geblähtem Wangen-Stachel vor, die zu den Cystispininae HAHN & HAHN 1982 gehören dürfte.

Diese Fauna ist in zweierlei Hinsicht bemerkenswert. Erstens repräsentiert sie eine Tiefwasser-Gemeinschaft, wie sie aus dem Kulm-Bereich bisher unbekannt war. Die Trilobiten-Fauna aus den Kulm-Schiefern setzt sich vor allem aus kleinäugigen Arten der Gattungen *Liobole* RICHTER & RICHTER 1949 (im Erdbachium) und *Archegonus* BURMEISTER 1843 (im Aprathium) zusammen, die anzeigen, daß auch am schlammigen Boden dieses Meeres noch etwas Licht vorhanden war. Die neu aufgefundene Fauna stammt aus einem tieferen, total dunklen Meeres-Bereich, dessen Trilobiten-Gemeinschaft bisher fast unbekannt geblieben ist. Zweitens erweitert die neu aufgefundene Fauna unser bisher sehr karges Wissen um die Trilobiten aus dem Unter-Erdbachium in Mittel-Europa. Sie zeigt – sofern ein Vergleich möglich ist –, daß die Beziehungen zur Fauna des Balviums offenbar enger sind als zu derjenigen des höheren Erdbachiums.

A Deepwater Trilobite Fauna from the Lower Carboniferous of the Carnic Alps (Austria) – A Preliminary Information

Abstract

A remarkable assemblage of trilobites has been detected recently in the Kronhofgraben section of the Carnic Alps, Austria. The trilobites are found in a lense of dark limestone which is enclosed in silicious cherts of the Lower Erdbachian (*Siphonodella sandbergi* zone). All discovered trilobite taxa are blind. They belong to *Diacoryphe* RICHTER & RICHTER 1951, *Liobolina* RICHTER & RICHTER 1951, *Silesiops (Chlupacula)* G. HAHN & WUNN-PETRY 1983, *?Silesiops (Silesiops)* CHLUPÁČ 1966 and *?Archegonus (Phillibole)*

*) Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. GERHARD HAHN, Dipl.-Geol. ROLAND KRATZ, Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität, Fachbereich 18, Universitätsgebiet Lahnberge, Hans-Meerwein-Straße, D-3550 Marburg.

RICHTER & RICHTER 1937. (The two last mentioned taxa are represented only by few specimens which are not unequivocally assignable). Moreover, an isolated free cheek with a swollen genal spine is present, indicating its membership with the Cystispininae HAHN & HAHN 1982.

This assemblage is remarkable in two respects. Firstly, it represents a trilobite community of deep water, unknown hitherto in the Culm basin. The trilobite community of the Culm shales consists mainly of small eyed taxa of *Liobole* RICHTER & RICHTER 1949 (in the Erdbachian) and *Archegonus* BURMEISTER 1843 (in the Aprathian), which indicate that a low level of illumination still has existed also at the bottom of the muddy sea. The new detected fauna comes from a deeper, completely dark part of the sea, from where the trilobite fauna was mostly unknown till today. Secondly, this assemblage adds some new details to our very scanty knowledge of the trilobite fauna of the Lower Erdbachian in Central Europe. It shows – as far as a comparison is possible – that there are apparently some closer relationships to the fauna of the Balvian than to the fauna of the Upper Erdbachian.

1. Einleitung

Im Rahmen der stratigraphischen Bearbeitung und Kartierung des Paläozoikums in den Karnischen Alpen wurde durch SCHÖNLAUB 1969 ein vom Ober-Devon in das Unter-Karbon reichendes Profil im Kronhof-Graben erstmals untersucht. Der Aufschluß befindet sich in den zentralen Karnischen Alpen nahe der italienischen Grenze im Bereich von Cellon, Plöcken-Paß und Wolayer See (SCHÖNLAUB, 1969, Taf. 3). Sein unter-karbonischer Anteil hat eine Mächtigkeit von etwa 1,2 m.

Dieses Profil hat in jüngster Zeit eine sehr intensive Bearbeitung sowohl in paläontologischer als auch in lithologischer Hinsicht erfahren. Eine exakte Untergliederung nach Conodonten wurde erarbeitet. Neben anderen Fossil-Gruppen konnte auch eine Trilobiten-Fauna aufgefunden werden, die in zweierlei Hinsicht sehr bemerkenswert ist: einmal besteht sie, so weit bekannt, nur aus blinden Formen, und zum anderen gehört sie in das basale Erdbachium (*sandbergi*-Zone), also einen Zeit-Abschnitt, aus dem nur sehr wenige Trilobiten-Faunen in Mittel-Europa bekannt sind. (Das Sediment der *sandbergi*-Zone wird, wie im Kulm-Bereich allgemein, von Kieselschiefern gebildet, die keine Trilobiten führen. In diese eingelagert kommt jedoch im Kronhof-Graben eine größere, offenbar auf sekundärer Lagerstätte befindliche Kalk-Linse vor (= K 19 des Conodonten-Profils), welche die Trilobiten enthält. Nur diesem glücklichen Umstand verdanken wir die Kenntnis der neuen Trilobiten-Fauna). Die systematische Bearbeitung der Trilobiten wird im Rahmen einer Dissertation erfolgen und gesondert publiziert. Die artliche Zuordnung ist daher vorerst nur angenähert möglich, wodurch die Bedeutung der Fauna für Bathymetrie und Biostratigraphie aber nicht gemindert wird.

Aufgefunden wurden rund 60 Panzer-Reste, die sich zu etwa 50 % auf *Diacoryphe* und je 25 % auf *Silesiops (Chlupacula)* und *Liobolina* verteilen. Reste von *?Silesiops (Silesiops)*, *?Archegonus (Phillibole)* sowie eine Freiwange mit geblähtem Wangen-Stachel sind Einzelfunde, die das Bild dieser Fauna nicht prägen. Es liegen nur isolierte Panzer-Reste, also Exuvien, vor. Kleine Formen überwiegen. Alle Reste mit Ausnahmen weniger Exemplare von *Diacoryphe* stammen aus der Kalklinse K 19; Einzel-Reste von *Diacoryphe* reichen in den Kronhof-Kalk des Balviums (*duplicata*-Zone, Bank 14 der Conodonten-Zonierung) zurück. Die folgende Diskussion wird sich auf die Funde aus der Kalk-Linse K 19 beschränken.

2. Die bathymetrische Stellung

(Tab. 1)

Bedingt durch ihre im fossilen Zustand erhaltungsfähigen Komplex-Augen sind Trilobiten hervorragend als bathymetrische Indikatoren geeignet. Formen des gut durchlichteten Wassers aus der „Korallen-Brachiopoden-Fazies" haben große Augen mit teilweise mehr als 1000 Einzel-Linsen pro Auge; Formen des lichtlosen Bereiches in der „Cephalopoden-Fazies" erblinden. Zwischen beiden Extremen finden sich vielerlei Übergänge. Danach lassen sich in Anlehnung an die Tiefen-Zonen I–IV nach AMLER (1987, Abb. 12) bisher 5 der Wasser-Tiefe angepaßte Lebens-Gemeinschaften für Karbon-Trilobiten unterscheiden (siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, sowie HAHN & HAHN, 1988), die nunmehr durch eine sechste Gemeinschaft ergänzt werden können. Sie sind in Tab. 1 aufgelistet und sollen im folgenden noch einmal kurz zusammengestellt

Tabelle 1.
Die bathymetrische Verteilung der Trilobiten im Unter-Karbon Europas.

	1. Riff-Bereich	2. neritischer Bereich	3. Schelfhang-Bereich	4. Tiefschwellen-Bereich	5. flach-bathyaler Bereich	6. tief-bathyaler Bereich
Lithologisches Beispiel	Waulsort-Kalk	Kohlenkalk	Richrather Kalk	Erdbacher Kalk	Kulm-Schiefer	Kronhofgraben, Kalklinse K 19
Augen der Trilobiten	groß	groß	groß - mittel	klein	klein	blind
Typische Gattungen	*Pudoproetus* *Brachymetopus*	*Phillipsia* *Piltonia* *Cummingella*	*Belgibole* *Bollandia*	*Liobole*	*A. (Archegonus)* *A. (Phillibole)*	*Diacoryphe* *Silesiops*

werden. Der tief-bathyale Bereich der Kronhof-Fauna wird danach eingehender diskutiert.

1) Riff-Gemeinschaft

(Zone I nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Die Trilobiten sind großäugig. Sie leben in einem flachen, gut durchlichteten und mit Sauerstoff wohlversehenen Wasser. Die meisten Arten hielten sich wahrscheinlich in sediment-gefüllten Riff-Taschen auf, da sie dort am besten ihrem Nahrungs-Erwerb nachgehen konnten (Aufwirbeln von Sediment am Boden, Aussortieren freßbarer Partikel, Transport durch die ventrale Nahrungs-Rinne zur Mund-Öffnung unter dem Hypostom; siehe HAHN & HAHN, 1988, S. 79: „Ecology of Carboniferous trilobites"). Aufenthalt auf den Riff-Klötzen selbst setzt die Möglichkeit der Ernährung durch Absammeln bzw. Abweiden von aufgewachsenen Organismen voraus. Dazu sind spezielle Kau-Werkzeuge nötig. Solche sind z.B. von *Phacops* aus dem Devon bekannt (gnathobasische Kau-Laden an den die Mund-Öffnung umstehenden Extremitäten). Ob ähnliche Spezialisierungen bei Karbon-Trilobiten vorhanden waren, ist unbekannt, da die Extremitäten von Karbon-Trilobiten bisher nicht aufgefunden wurden. Als Beispiel für diesen Lebens-Bereich sind die Waulsort-Kalke aus dem Ivorium und dem basalen Moliniacium Belgiens zu nennen. Die Trilobiten-Fauna ist artenreich (16 Taxa des Art-Bereiches, siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, Tab. 7). Die Gattungen *Brachymetopus* M'COY 1847 und *Pudoproetus* HESSLER 1965 stehen im Vordergrund (siehe HAHN & HAHN, 1988, Abb. 5–7).

2) Neritische Gemeinschaft

(Zone II_{1-2} nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Sie ist charakteristisch für den gut durchlichteten und durchlüfteten „Kohlenkalk" West- und Ost-Europas. Es handelt sich um weiträumige Plattform-Kalke, wie sie für das Devon in STRUVE (1989) diskutiert sind. Dementsprechend zeigen die hier anzutreffenden Trilobiten zumeist eine weite räumliche Verbreitung. Auch sie sind großäugig. Kennzeichnende Gattungen im Tournaisium sind *Phillipsia* PORTLOCK 1843, *Piltonia* GOLDRING 1955 und *Cummingella* REED 1942; auch *Brachymetopus* tritt auf (siehe HAHN & HAHN, 1988, Abb. 8–11).

3) Schelfhang-Gemeinschaft

(Zone III nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Es handelt sich um den Übergangsbereich von der Kohlenkalk-Plattform zum Kulm-Becken. Dementsprechend ist die regionale Verbreitung dieser Lebens-Gemeinschaft auf einen schmalen Streifen beschränkt, der sich im Erdbachium in Westdeutschland im Bereich des Velberter Sattels befindet, wo der Richrather und entsprechende Kalke ihn repräsentieren. Die Sedimentation erfolgte durch abgleitende Schlamm-Ströme (turbidity currents). Das Wasser war schlammig, die Durchlichtung geringer als auf der Kohlenkalk-Plattform. Da die Schlamm-Ströme aber offenbar größere Mengen an organischem, für die Trilobiten verwertbarem Abfall mit sich führten, ist ihre Formen-Mannigfaltigkeit auch hier beträchtlich (siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, Tab. 5; rechts = Rheinland). Großäugige Formen des Kohlenkalkes und kleinäugige Formen des Kulm-Bereichs halten sich ungefähr die Waage. Kennzeichnend für diesen Bereich sind *Belgibole* G. HAHN 1963 und *Bollandia* REED 1943 (siehe HAHN & HAHN, 1988, Abb. 12–15).

4) Tiefschwellen-Gemeinschaft

(Schwellen-Kalke nach AMLER, 1987, Abb. 11)

Es handelt sich um insel-artig verteilte Schwellen im Kulm-Becken, also bereits im bathyalen Bereich, auf denen im Erdbachium die Erdbacher Kalke sedimentiert werden. Die Trilobiten-Fauna besteht zu über 90 % aus kleinäugigen Taxa des Kulm-Bereiches, jedoch sind einige Vertreter des Kohlenkalk-Meeres noch vorhanden (siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, Tab. 6). *Liobole* ist im Erdbachium die kennzeichnende Gattung.

5) Flach-bathyale Gemeinschaft

(Zone IV nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Dieser Bereich umfaßt die Kulm-Schiefer. Er ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen kleinäugiger, doch nicht blinder Trilobiten der Untergattungen *Archegonus (Archegonus)* und *A. (Phillibole)*. Ein Dämmerlicht muß zumindest dort, wo Trilobiten lebten, noch bis zum Boden gedrungen sein, das den Tieren ein Unterscheiden von hell und dunkel gestattete. Die Trilobiten lebten hauptsächlich im Boden-Schlamm, den sie durchwühlten. Gute Sicht war ihnen nur nach oben möglich, da die Augen in der Wangen-Ebene liegen. Blinde Formen sind selten, jedoch in Form der eigenartigen Cystispininae mit geblähten Wangen-Stacheln untergeordnet vorhanden. Die Kulm-Trilobiten dürften mit einem Minimum an Sauerstoff ausgekommen sein.

*

Mit der Fauna aus der Linse K 19 des Kronhof-Grabens tritt nunmehr eine sechste Lebens-Gemeinschaft zu diesen diskutierten fünf hinzu, in der offenbar nur noch blinde Formen vorhanden sind, die also dem lichtlosen Bereich angehört. Mit diesem Befund stimmt die Zusammensetzung der Conodonten-Fauna überein. Es handelt sich um eine Siphonodellen-Fauna, die eine bedeutende Vertiefung des Meeres gegenüber der zeitlich vorausgehenden *Protognathodus/Polygnathus*-Fauna anzeigt. Innerhalb der Trilobiten steht die Gattung *Diacoryphe* im Vordergrund; sie ist möglicherweise mit mehr als einer Art vertreten. Die Gattung ist bisher mit 4 Arten aus dem Balvium Deutschlands, Polens und Großbritanniens bekannt.

Sie stellt stets ein sehr seltenes Faunen-Element dar. Soweit bekannt ist, sind alle Arten blind, auch wenn ein kleines Augen-Feld noch angedeutet sein kann, das einmal das Auge trug. *D. gloriola* RICHTER & RICHTER 1951 und *D. pfeifferi* RICHTER & RICHTER 1951 stammen aus den Hangenberg-Kalken, wo sie mit mehreren kleinäugigen Trilobiten-Formen vor allem von *Archegonus (Phillibole)* vergesellschaftet sind. Weitere blinde Formen, stets selten, sind durch *Liobolina* und *Silesiops* vertreten (siehe unten). Die Hangenberg-Kalke können nach der Zusammensetzung ihrer Trilobiten-Fauna bathymetrisch am ehesten mit den Erdbacher Kalken verglichen werden. Die dritte *Diacoryphe*-Art, *D. strenuispina* OSMÓLSKA 1962, stammt aus dem Balvium Polens, wurde aber auch im Rheinischen Schiefer-Gebirge aufgefunden. Eine vierte Art schließlich, *D. incisa* HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1989, wurde unlängst in Kulm-Schiefern des basalen Karbons von Wuppertal entdeckt. Anderswo in typischen Kulm-Schiefern, etwa in Herborn oder Erdbach, fehlt die Gattung.

Gleichfalls stets selten sind die Angehörigen von *Silesiops. S. (Chlupacula)* ist im Kronhof-Graben sicher nach-

gewiesen. Bisher sind nur 2 Arten bekannt: *S. (Ch.) dietzi* (RICHTER & RICHTER 1951) und *S. (Ch.) kymo* G. HAHN & WUNN-PETRY 1983. Die erste Art stammt wieder aus den Hangenberg-Kalken, die zweite Art wurde in Kieselkalken der *nasutus*-Zone (Oberes Erdbachium) aufgefunden. Sie ist hier vergesellschaftet mit kleinäugigen Vertretern von *A. (Phillibole)* und *Liobole* sowie der blinden, gleichwohl häufigen Art *Spinibole (Spinibole) ruethenensis* HAHN & HAHN 1969. Diese Lebens-Gemeinschaft gehört dem Kulm-Bereich (Zone 5) an. Das Vorkommen von *S. (Silesiops)* im Kronhof-Graben ist noch nicht völlig gesichert. Die Untergattung hat ihre Haupt-Verbreitung im Ober-Devon; aus dem Unter-Karbon sind bisher nur *S. (S.) chi* G. HAHN & WUNN-PETRY 1983 aus der *nasutus*-Zone und *S. (S.)* sp. (GANDL 1977) aus dem Unter-Namurium des Kantabrischen Gebirges bekannt. Vielleicht zu *S. (Silesiops)* gehören *„Typhloproetus" cephalispina* PRENTICE 1967 aus dem Aprathium Englands und *„Typhloproetus" kozlowskii* OSMÓLSKA 1962 aus dem Erdbachium Polens.

Von *Liobolina* liegen bisher 5 Arten vor; auch sie zählen zu den relativ seltenen Faunen-Komponenten. Ursprünglich auf das Balvium beschränkt (= *„Liobolina*-Stufe" sensu RICHTER & RICHTER 1951), ist die Gattung heute auch aus dem Erdbachium bekannt. Außer in Deutschland finden sich die zugehörigen Arten auch in England, Österreich und Polen. Zwei Arten tragen noch sehr kleine Augen, die übrigen sind blind, ebenso wie die neue Art aus dem Kronhof-Graben (vgl. Taf. 1).

Von großem Interesse schließlich ist die als „Cystispininae, gen. et sp. indet." bezeichnete Form. Es liegt nur eine isolierte Freiwange vor, die jedoch das kennzeichnende Merkmal der Cystispininae zeigt, den röhrenförmig aufgeblähten Wangen-Stachel. Fast alle Vertreter der Cystispininae sind blind (siehe BRAUCKMANN, 1978, Abb. 3–19). Ihr Auftreten konzentriert sich auf das Ober-Erdbachium (cu IIγ–δ) und das basale Aprathium (cu $III\alpha_{1-2}$), jedoch kommen erste Vertreter wie *Diacoryphe* auch schon früher vor. Die im Kronhof-Graben aufgefundene Freiwange läßt auf einen Angehörigen aus der Verwandtschaft von *Spinibole* CHLUPAČ 1966 schließen. Im Hangenberg-Kalk konnte diese Gattung bisher nicht nachgewiesen werden. Die als *„?Archegonus (Phillibole)* sp." bezeichneten Panzer-Reste sind die einzigen, die möglicherweise einem nicht völlig erblindeten Taxon angehören. Jedoch sind diese Reste sehr fragmentarisch, und ihre Zuordnung ist bislang nicht eindeutig gesichert.

Dieser Überblick zeigt, daß die Trilobiten-Fauna aus dem Kronhof-Graben sich aus lauter Taxa zusammensetzt, die anderswo als seltene Komponenten zusammen mit augentragenden Trilobiten auftreten, jedoch nirgendwo allein faunenbildend sind. Lediglich im Oberen Mühltal in Thüringen findet sich im Balvium noch einmal eine Faunula, die nur aus *Liobolina nebulosa* RICHTER & RICHTER 1951, *Silesiops (Chlupacula) dietzi* und *Diacoryphe pfeifferi* zusammengesetzt ist (siehe RICHTER & RICHTER, 1951, S. 258). Die Kronhof-Fauna vertritt somit einen durchaus eigenständigen, in seiner Trilobiten-Zusammensetzung bislang kaum bekannten Tiefwasser-Bereich, der im eigentlichen Kulm-Becken nirgendwo wieder nachgewiesen ist. Gedeutet werden kann diese Fauna des Kronhof-Grabens am besten als verarmte Hangenberg-Fauna, denn zu ihr bestehen mit *Diacoryphe, Liobolina* und *S. (Chlupacula)* die engsten Beziehungen. Durch Vertiefung des Meeres und Ausbildung einer aphotischen Boden-Zone wurde den im Hangenberg-Kalk dominierenden, augentragenden Taxa – *Belgibole abruptirhachis* (RICHTER & RICHTER 1919) und Arten von *A. (Phillibole)* die Lebens-Grundlage entzogen, und die dort seltenen, blinden Taxa blieben nunmehr allein übrig und bildeten eine eigenständige Trilobiten-Vergesellschaftung.

3. Stratigraphische Stellung

(Tab. 2)

Die Trilobiten-Fauna aus dem Kronhof-Graben ist nicht nur wegen ihrer bathymetrischen Einstufung von Interesse, sondern auch wegen ihrer stratigraphischen Stellung, da Trilobiten-Faunen aus dem basalen Bereich des Erdbachiums (cu IIα) im Kulm-Bereich außerordentlich selten sind. So ist es bis jetzt nicht möglich, für die untere Hälfte des Erdbachiums im Rheinischen Schiefer-Gebirge typische Taxa zu benennen, weil Faunen fehlen (siehe HAHN & HAHN, 1988, Tab. 3). Der Grund dafür liegt in der Lebensfeindlichkeit der durch Schwermetalle und SiO_2 vergifteten Bodenverhältnisse (Liegende Alaun-Schiefer, Kulm-Lydite) dieser Zeit. Kleine, zumeist nur wenige Arten umfassende Faunen aus dem unteren Erdbachium sind lediglich aus dem Frankenwald und aus Mähren bekannt. Aus Polen (OSMÓLSKA, 1962: Tab. 1) sind gleichfalls Formen des Erdbachiums beschrieben worden, jedoch kann dieser Zeit-Abschnitt dort nicht weiter untergliedert werden, so daß die entsprechenden Faunen für einen näheren Vergleich nicht herangezogen werden können.

Aus dem Frankenwald sind jeweils eine Faunula aus dem cu IIα und eine aus dem cu IIβ bekannt (GANDL,

Taxon	Ober-Devon (Dasbergium + Wocklumium)	Balvium	Erdbachium		Aprathium
			*		
Diacoryphe		3	*		
Silesiops (Silesiops)	3		?*	?1 1	?1
Silesiops (Chlupacula)		1	*		1
Liobolina		3	*	3	

Tabelle 2.
Die stratigraphische Verbreitung der im Kronhof-Graben (*) nachgewiesenen Trilobiten-Gattungen.
Die Zahlen geben die jeweilige Arten-Zahl an. Nicht berücksichtigt sind die 4 neuen, in YUAN (1988, Tab. 4) angeführten, aber noch nicht beschriebenen Arten von *Silesiops* aus dem Ober-Devon Chinas.

1970, Abb. 2). Die erste stammt von Köstenhof, die zweite von Geigen. Die Köstenhof-Faunula besteht aus den Arten *Liobolina wurmi* GANDL 1968 mit erhaltenen kleinen Augen, *Archegonus (Phillibole) nitidus schuebelensis* GANDL 1968 und *Typhloproetus* n. sp. K [= *?Silesiops*]. Nur diese zuletzt genannte, lediglich durch ein Cranidium vertretene Form ist möglicherweise blind. Die Fauna führt Crinoiden-Stielglieder und Einzel-Korallen und ist bathymetrisch mit derjenigen der Erdbacher Kalke vergleichbar. Die Geigen-Schiefer enthalten Trilobiten mit großen bis mittel-großen Augen eines gut durchlichteten Bereiches mit den Arten *Dechenelloides angustigenatus* (LEYH 1897), *D.? hofensis* (LEYH 1897), *Pseudowaribole (Geigibole) geigensis* (GANDL 1968), *Archegonus (Phillibole) drewerensis* (RICHTER & RICHTER 1951), *Phillibolоides glassi* (LEYH 1897), *Gitarra pupuloides* (LEYH 1897), *G. franconica* (GANDL 1968) und *Linguaphillipsia longicornuta* (LEYH 1897). Es bestehen keinerlei Beziehungen zur Fauna des Kronhof-Grabens.

CHLUPÁČ (1966, Tab. 2) weist 2 Faunen aus dem Mährischen Karst, Mokrá I und Mokrá II, dem unteren Erdbachium (cu IIα–β) zu. Mokrá I ist eine reine Kohlenkalk-Fauna mit *Piltonia krasensis* CHLUPÁČ 1961, *Moschoglossis rarissima* CHLUPÁČ 1961 und *Cummingella*? sp., die am besten mit Faunen gleichen Alters aus dem belgischen Kohlenkalk verglichen werden kann. Mokrá II führt die Arten *Liobole testans* CHLUPÁČ 1961, *Carbonocoryphe (Winterbergia) egregia* CHLUPÁČ 1961, *Waribole* sp. III und *Archegonus (Phillibole)* sp. Alle Taxa haben Augen; diese Fauna ist mit derjenigen des Hangenberg-Kalkes oder des Erdbacher Kalkes in ihrer bathymetrischen Stellung vergleichbar.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß aus dem unteren Erdbachium des mittel-europäischen Bereiches also Faunen der Kohlenkalk-Gemeinschaft (= Mokrá I), einer Übergangs-Gemeinschaft vom Kohlenkalk zum Kulm (= Geigen), der Tiefschwellen-Gemeinschaft (= Köstenhof, Mokrá II) und schließlich der Tiefwasser-Gemeinschaft (= Kronhof-Graben) bekannt sind; solche der eigentlichen Kulm-Gemeinschaft hingegen fehlen. Die artliche Zusammensetzung der genannten Faunen ist sehr unterschiedlich. *Liobole* (von RICHTER & RICHTER 1951 als Leit-Gattung für das cu II vorgeschlagen) ist nur untergeordnet vertreten und keineswegs so häufig, wie sie es als Leit-Gattung sein sollte. *Liobolina* ist nicht seltener vorhanden. Dieser Befund und die Tatsache, daß die bisher auf das Balvium beschränkte Gattung *Diacoryphe* im Kronhof-Graben die häufigste Form ist, zeigen möglicherweise die Tendenz auf, daß die Tiefwasser-Fauna im Unter-Erdbachium noch mehr zum Balvium tendiert als zum höheren Erdbachium und daß erst dort *Liobole* die kennzeichnende Gattung wird.

4. Vergleich mit der Trilobiten-Fauna von der „Grünen Schneid"

(Tab. 3)

Nur wenige Kilometer vom Kronhof-Graben entfernt ist auf der „Grünen Schneid" ein zweites Profil durch den Devon/Karbon-Grenzbereich vorhanden, das gleichfalls Trilobiten geliefert hat. Diese Fauna ist völlig andersartig zusammengesetzt als diejenige aus dem Kronhof-Graben (siehe den Beitrag von R. FEIST in diesem Band). Sie enthält großäugige Arten der Gattungen *Belgibole, Waribole* und *Phillibolina*, Arten mit mittelgroßen Augen von *Archegonus (Phillibole)* und schließlich auch kleinäugige Arten von *Liobolina*, aber keine blinden Taxa. Sie entspricht bathymetrisch der Fauna der Hangenberg-Kalke, mit der einige Arten übereinstimmen. Der wesentliche Unterschied zwischen den beiden räumlich heute eng benachbarten Faunen ist somit bathymetrisch zu erklären. Hinzu kommt aber noch ein Zeit-Unterschied. Die Fauna von der Grünen Schneid gehört der *sulcata*-Zone an, also dem Balvium, diejenige aus dem Kronhof-Graben der *sandbergi*-Zone, also dem tiefen Erdbachium. Zu Beginn der *sandbergi*-Zone hat offenbar ein „Event" stattgefunden, der zur Vertiefung des Meeres geführt hat. Die Sedimente des Balviums (der Kronhof-Kalk in beiden Profilen) führen im Kronhof-Graben wenig Trilobiten (hauptsächlich Fragmente von *Diacoryphe*); an der Grünen Schneid sind hingegen die Sedimente des Erdbachiums arm an Trilobiten, und die Fauna ist nicht modern bearbeitet (MÜLLER, 1959). Dieses Resultat zeigt an, welche überraschende Ergebnisse in faunistischer, stratigraphischer und bathymetrischer Hinsicht in eng benachbarten Bereichen möglich sind und wie kleinräumig die Erforschung des Paläozoikums in den Karnischen Alpen daher durchgeführt werden muß.

Tabelle 3.
Schematischer Vergleich der Profile aus dem Kronhof-Graben und von der Grünen Schneid.
Die Trilobiten-Fauna von der Grünen Schneid gehört der Zeit vor der Meeres-Vertiefung an, diejenige aus dem Kronhof-Graben (Bank K 19) aber der Zeit nach der Meeres-Vertiefung. Beide Faunen sind durch ein „Event" zu Beginn der *sandbergi*-Zone voneinander getrennt.

		Kronhof-Graben	Grüne Schneid
Unter-Erdbachium (cu IIα)	*sandbergi*-Zone	xxx Tril. (K 19)	
		Meeres-Vertiefung	
Balvium	*duplicata*-Zone		
	sulcata-Zone		x x Trilobiten x

Dank

Für wertvolle Hilfe im Gelände sowie für die Überlassung noch unveröffentlichter Forschungs-Ergebnisse bei der Untersuchung der Profile vom Kronhof-Graben und von der Grünen Schneid danken wir herzlich Herrn Dozent Dr. H. P. SCHÖNLAUB, Wien. Ferner danken wir Herrn Dr. R. FEIST, Montpellier, für anregende Diskussionen über die Trilobiten-Faunen aus beiden Profilen.

Tafel 1

Verschiedene Taxa von *Liobolina* RUD. & E. RICHTER, 1951 aus dem cd I des Sauerlands sowie dem cd II Österreichs und Polens. *Liobolina* ist die häufigste der blinden Trilobiten-Gattungen aus dem tieferen Unter-Karbon in Mittel-Europa.

***Liobolina* n.sp.**
Cd $II\alpha_1$, Kronhof-Kalk; Kronhofgraben, Karnische Alpen, Österreich.

Fig. 1, a+b: Cranidium, Dorsal-Ansicht, teilweise in Schalen-Erhaltung.
T 1302; Stereo-Paar; × 10,5.

Fig. 2, a+b: Cranidium, Seiten-Ansicht, teilweise in Schalen-Erhaltung.
T 1302; Stereo-Paar; × 10,5.

Fig. 3: Freiwange, Schalen-Erhaltung.
T 1350; × 7,3.

Fig. 4: Pygidium, hauptsächlich Schalen-Erhaltung.
T 1309; × 10,2.

***Liobolina apodemata* OSMÓLSKA 1962.**
Cd II, Zaremby, Holy Cross Mountains, Polen.

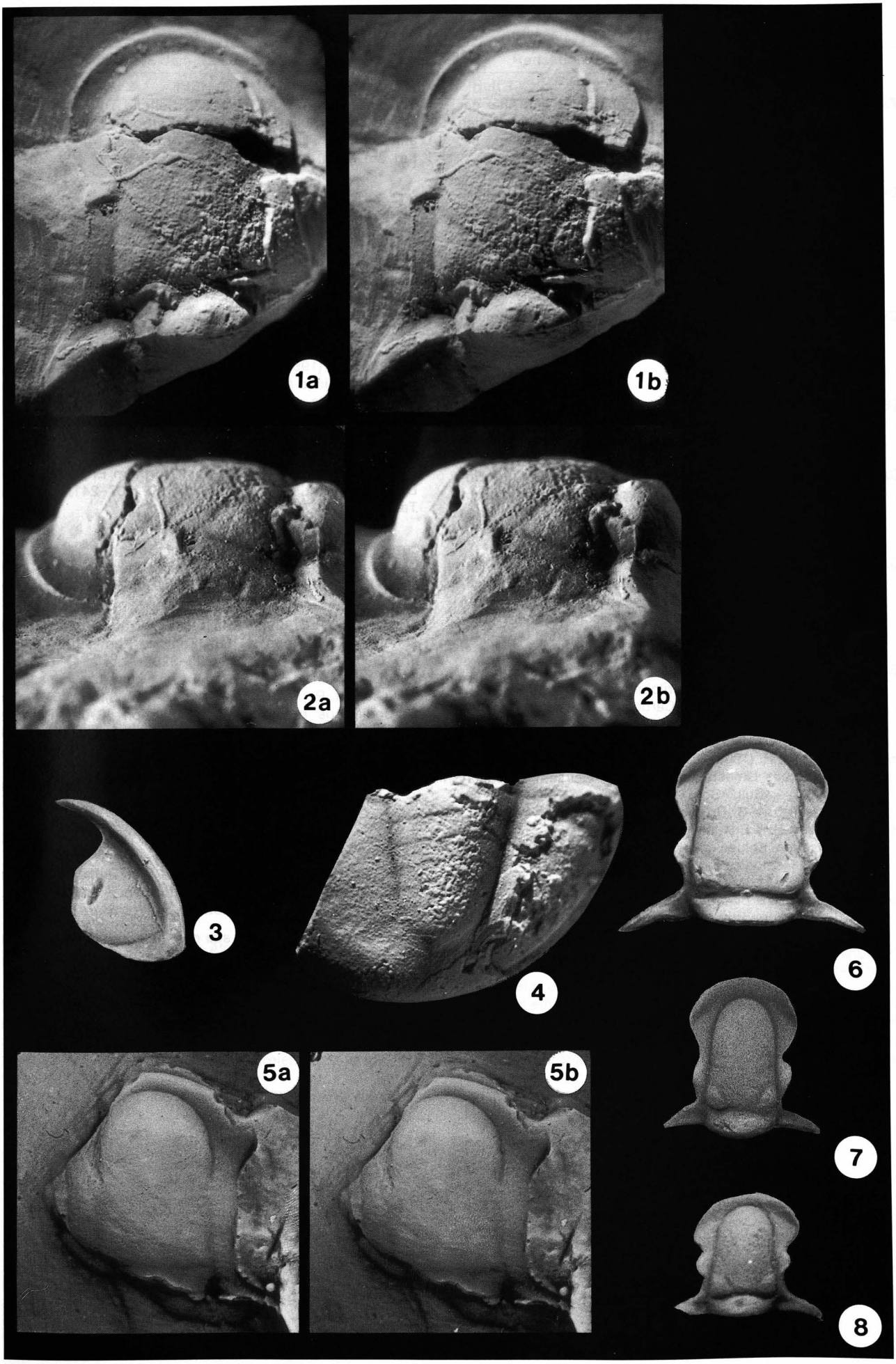
Fig. 5, a+b: Cranidium, Gips-Abguß, Coll. HAHN.
Stereo-Paar; × 6,2.

***Liobolina submonstrans submonstrans* RUD. & E. RICHTER 1951.**
Cd I, Hangenberg-Kalk, Bahneinschnitt Ober-Rödinghausen, Hönne-Tal, Bl. Balve, Rheinisches Schiefergebirge.

Fig. 6: Mittelgroßes Cranidium, Schalen-Erhaltung.
ORö 312_3; × 7,0.

Fig. 7: Kleines Cranidium, Schalen-Erhaltung.
ORö 818; × 8,8.

Fig. 8: Kleines Cranidium, Schalen-Erhaltung.
ORö 814; × 8,4.


1a
1b
2a
2b
3
4
5a
5b
6
7
8

Literatur

AMLER, M. R. W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geol. Abh. Hessen, **88**, 1–339, Abb. 1–37, Tab. 1–16, Taf. 1–10, Wiesbaden.

BRAUCKMANN, C. (1978): Beiträge zur Kenntnis der unter-karbonischen Trilobiten-Fauna von Aprath, Bergisches Land, 3: Die Cyrtosymbolinae mit geblähten Wangen-Stacheln (Trilobita; Dinantium bis Namurium). – Senckenbergiana lethaea, **59** (1/3), 137–203, Abb. 1–45, Tab. 1, Taf. 1–2, Frankfurt am Main.

CHLUPÁČ, I. (1966): The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Moravian Karst. – Sborn. geol. Věd., Paleontol. Řada P, **7**, 1–143, Abb. 1–35, Tab. 1–6, Taf. 1–24, Prag.

FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, Wien (dieser Band).

GANDL, J. (1968a): Stratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon des Frankenwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Trilobiten, 1: Die Trilobiten im Unterkarbon des Frankenwaldes. – Senckenbergiana lethaea, **40** (1), 39–117, Abb. 1–13, Taf. 1–9, Frankfurt am Main.

GANDL, J. (1968b): Stratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon des Frankenwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Trilobiten, 2: Die Schichtenfolge im Unterkarbon des Frankenwaldes; Fundorte und Fundschichten der Trilobiten. – Senckenbergiana lethaea, **49** (5/6), 489–546, Abb. 1–15, Tab. 1–4, Frankfurt am Main.

GANDL, J. (1970): On the division of the *Pericyclus* Stage (Lower Carboniferous) according to trilobites. – Compte Rendu 6e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, **2**, 791–796, Abb. 1–3, Maastricht.

HAHN, G. & HAHN, R. (1988): The biostratigraphical distribution of Carboniferous Limestone trilobites in Belgium and adjacent areas. – Bull. Soc. Belg. Géol., **97** (1), 77–93, Abb. 1–22, Tab. 1–3, Brüssel.

HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C. (1988): Die Trilobiten des belgischen Kohlenkalkes (Unter-Karbon) 10. Biostratigraphie. – Geologica et Palaeontologica, **22**, 183–200, Abb. 1, Tab. 1–11, Marburg.

HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C. (1989): Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 2. Eine Fauna aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **42**, 183–200, Abb. 1–6, Tab. 1, Taf. 1–2, Wuppertal.

HAHN, G. & WUNN-PETRY, I. (1983): Seltene Trilobiten aus der *nasutus*-Zone (Kulm-Fazies, Unter-Karbon). – Senckenbergiana lethaea, **64** (2/4), 237–255, Abb. 1–3, Taf. 1–2, Frankfurt am Main.

KRATZ, K. R. (1989): Zur Systematik und Verbreitung von *Liobolina* (Trilobita, Unter-Karbon). – Unveröff. Diplomarbeit, Philipps-Universität Marburg, 1–70, Abb. 1–16, Tab. 1–4, Taf. 1, Marburg.

MÜLLER, K. J. (1959): Nachweis der *Pericyclus*-Stufe (Unter-Karbon) in den Karnischen Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1959**, 90–94, Stuttgart.

OSMÓLSKA, H. (1962): Famennian and Lower Carboniferous Cyrtosymbolinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. – Acta palaeont. polon., **7** (1/2), 53–204, Abb. 1–8, Tab. 1–7, Foto-Taf. 1–17, Text-Taf. 1–9, Warschau.

PRENTICE, J. E. (1967): Lower Carboniferous trilobites of North Devon and related species from Northern England. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol, **14** (6), 207–241, Abb. 1–3, Tab. 1, Taf. 1–7, London.

RICHTER, R. & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – Senckenbergiana, **32** (1/4), 219–266, Abb. 1–10, Tab. 1–2, Taf. 1–5, Frankfurt am Main.

SCHÖNLAUB, H. P. (1969): Das Paläozoikum zwischen Bischofsalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112** (2), 265–320, Abb. 1–4, Tab. 1–9, Taf. 1–4, Wien.

SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): a preliminary report. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Abb. 1–4, Taf. 1–4, Frankfurt am Main.

SCHÖNLAUB, H. P., BÖCKELMANN, K., FEIST, R., KLEIN, P., KORN, D., MAGARITZ, M., ORTH, C. & SCHRAMM, J. M. (1988): The D–C boundary at section Grüne Schneid, Carnic Alps, Austria. – Unveröff. Arbeitsber., 1–22, Abb. 1–2, Tab. 1–5, Taf. 1–4, Wien.

STRUVE, W. (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mittel-devonischen Karbonat-Plattformen. – Natur und Museum, **119** (4), 128–139, Abb. 1–27, Frankfurt am Main.

YUAN J.-L. (1988): Proetiden aus dem jüngeren Oberdevon von Süd-China. – Palaeontographica, Abt. A, **201** (1/3), 1–102, Abb. 1–46, Tab. 1–4, Taf. 1–15, Stuttgart.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 225–232	Wien, März 1992

Ein vererzter unterkarboner Paläokarst in den Zentralen Karnischen Alpen (Italien/Österreich)

Von BERND HENTSCHEL & MARTIN KERN*)

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreich
Italien
Karnische Alpen
Devon
Karbon
Paläokarst
Transgression
Internsedimente
Kollapsbreccien
Schichtgebundene Vererzung
Zinkblende
Baryt
Geochemie
Erzmikroskopie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung ... 225
Abstract ... 226
1. Einleitung und Problemstellung ... 226
2. Geologischer Rahmen ... 226
3. Vererzung ... 228
3.1. Bindung der Vererzung an das Paläorelief ... 228
3.2. Mineralparagenese ... 229
4. Geochemie ... 230
5. Schlußbemerkungen ... 231
Dank ... 231
Literatur ... 231

Zusammenfassung

In den mittleren Karnischen Alpen wurden sulfidische Vererzungen im Bereich des Cellon-Sattels (Plöckenpaß) mineralogisch und geochemisch untersucht. Außerdem wurde das Gebiet in einer Detailkartierung im Maßstab 1 : 10.000 aufgenommen.

Den Hauptteil des Untersuchungsgebietes nehmen devonische Kalke ein, die einer synsedimentären Bruchtektonik unterlagen. Im Unterkarbon wurde dieser Karbonatkomplex zum Teil erodiert und einer Verkarstung unterworfen. Es entstand ein ausgedehntes Paläorelief mit Spalten und Hohlräumen. Diese wurden von klastischen Sedimenten (Breccien, tonigen Sedimenten) aufgefüllt. Hieran sind die Vererzungen (hauptsächlich Baryt, Zinkblende und Antimon-Fahlerz) gebunden. Überlagert wird dieser Komplex von transgressiven, erzfreien Klastika des Oberkarbons. In den oberen Bereichen dieser Serie treten saure und intermediäre Vulkanite auf.

Die Vererzungen zeigen einen schichtgebundenen Charakter und sind vermutlich sedimentär gebildet.

A Mineralized Lower Carboniferous Paleokarst in the Central Carnic Alps (Italy/Austria)

Abstract

In the Carnic Alps sulphide mineralizations in the area of the Cellon anticline (Plöckenpaß) were investigated mineralogically and geochemically. The working area was mapped in a scale of 1 : 10.000.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. BERND HENTSCHEL, Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin, Wichernstraße 16, D-1000 Berlin; Dipl.-Wirt.Geol. MARTIN KERN, Leica Vertrieb GmbH, Kurfürstendamm 170, D-1000 Berlin 15.

Devonian limestones are outcropping in the major part of the area. Erosion and karstification took place in the Lower Carboniferous, leading to a paleorelief with fissures and cavities, infilled with clastic sediments (breccias, argillaceous sediments). The mineralizations (mostly baryte, sphalerite and Sb-fahlore) are linked to these clastic infilling sediments. Barren clastics of the Upper Carboniferous overlay transgressively the mineralized limestone complex. Acid to intermediate volcanics are intercalated in the upper portion of these clastics.

The mineralization shows a stratabound character with probably supergene, sedimentary origin.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Karnischen Alpen bilden auf einer Länge von rund 100 km den Grenzkamm zwischen Italien und Österreich (Abb. 1). Geologisch nehmen sie im Rahmen des Alpenkörpers auf Grund ihrer fossilbelegten, überwiegend nichtmetamorphen Schichtfolge vom Oberen Ordovizium bis in die Trias eine Sonderstellung ein.

Sulfidische Vererzungen sind in den Karnischen Alpen schon seit dem Mittelalter bekannt, was ein Dokument aus dem Jahre 778 über den Abbau von Kupfer am Monte Avanza beweist (SPALLETTA et al., 1981). Eine neue Bearbeitungsperiode wurde durch BRIGO & COLBERTALDO (1972) eingeleitet, die eine Vererzung mit Zn-, Cu-, Sb- und Hg-Sulfiden sowie Baryt und Fluorit beschreiben. Die Mineralparagenese ist dabei regional sehr unterschiedlich. Die Wertminerale sind an einen Paläokarst in Devonkalken gebunden.

Die hier vorliegenden Untersuchungen in den mittleren Karnischen Alpen (HEGER, 1986; KERN, 1985) wurden unter folgender Problemstellung begonnen:

1) Aufklärung der stratigraphischen Einbindung der Vererzung durch eine Detailkartierung im Maßstab 1 : 10.000.
2) Geochemische Charakteristik von Vererzung und Nebengesteinen.
3) Genesebetrachtungen.

Hierzu wurde als Arbeitsgebiet ein gut aufgeschlossener, vererzter Abschnitt des devonischen Karbonatkomplexes ausgewählt, der Bereich des Cellon-Sattels östlich des Plöckenpasses in den mittleren Karnischen Alpen (Abb. 1 und 3). Die Untersuchungen wurden im Rahmen des EG-Projektes MSM-008-D(B) „Litho-geochemical proximity indicators for stratabound base metal deposits" durchgeführt (MÖLLER et al., 1986).

2. Geologischer Rahmen

Schon seit dem 19. Jahrhundert zieht der Fossilreichtum der Karnischen Alpen das Interesse der Geologen auf sich. Aus der Fülle der Publikationen seien hier nur FRECH (1884), GAERTNER (1931), HERITSCH (1936), SELLI (1963) und SCHÖNLAUB (1979) genannt. Die stratigraphischen Arbeiten von CANTELLI et al. (1965 und 1968), PÖLSER (1967) und BANDEL (1972) bilden zusammen mit unseren Kartierbefunden die Grundlage für den folgenden Abriß der Entwicklungsgeschichte des Arbeitsgebietes (Abb. 2).

Älteste aufgeschlossene Schichtglieder sind geringmächtige Kalke und Klastika des Oberen Ordoviziums. Es folgen Schwarze Plattenkalke, die bis ins untere Unterdevon reichen. Ab oberem Unterdevon nehmen Riff-

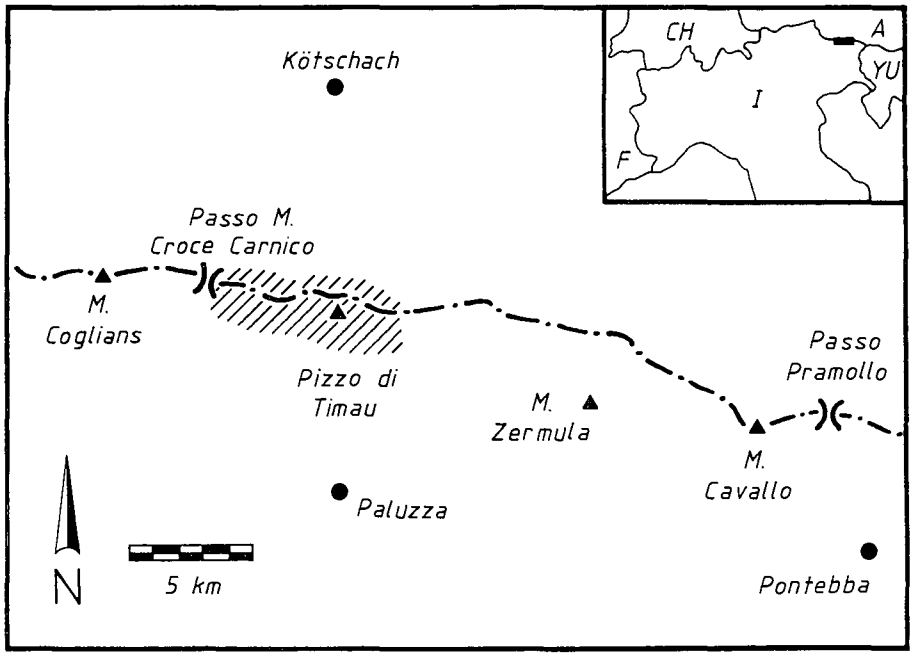


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes in den mittleren Karnischen Alpen (schraffiert).

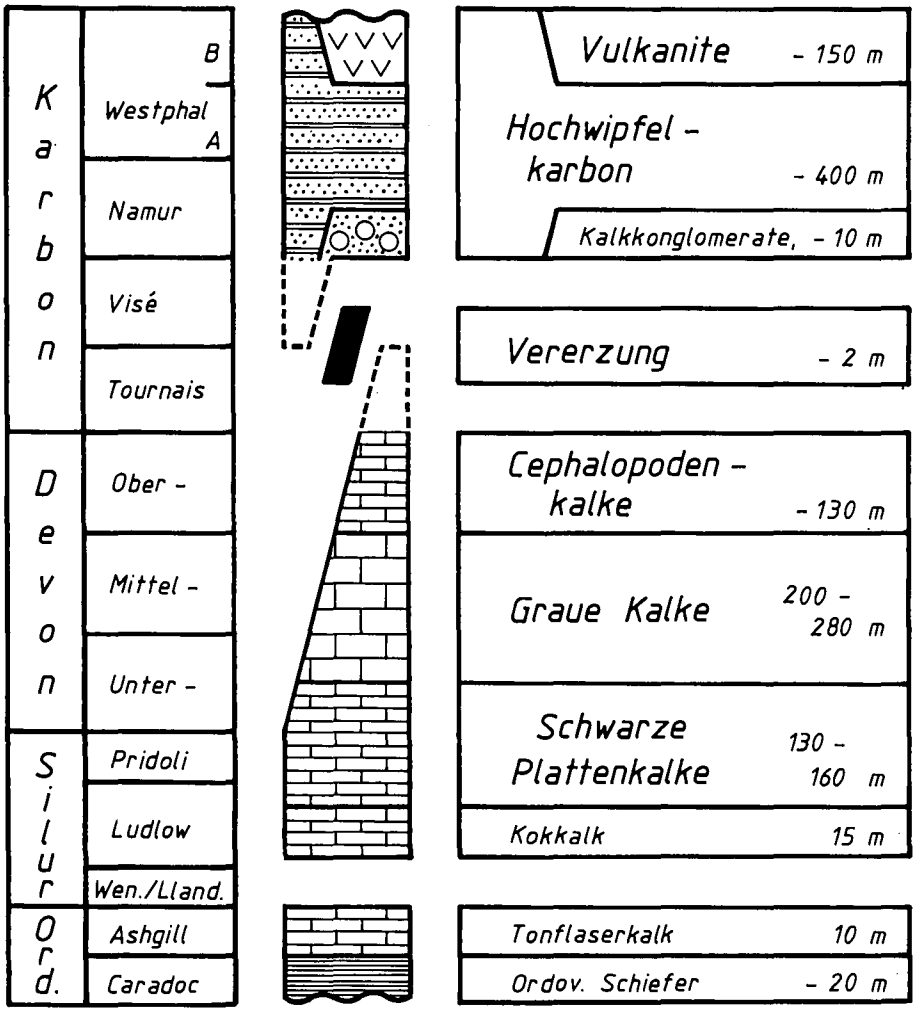
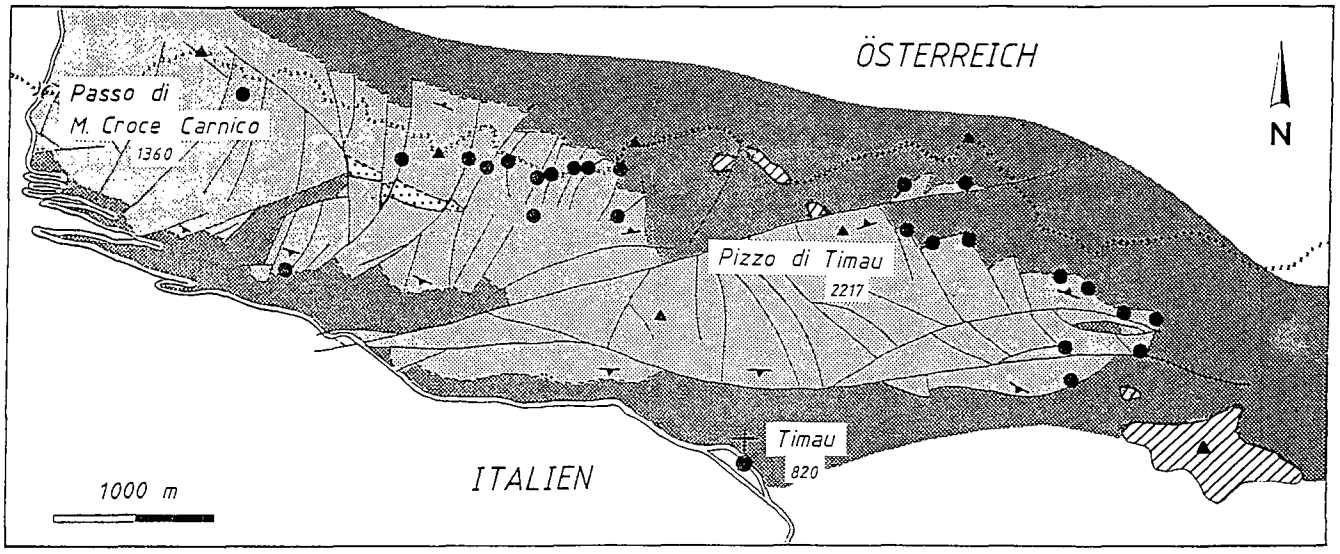


Abb. 2.
Stratigraphie im Bereich des Cellon-Sattels östlich vom Plöckenpaß.



Vulkanite (Oberkarbon)
Klastika (Oberkarbon)
Kalke (haupts. Devon)
Klastika und Kalke (Ordovizium - Silur)
Vererzung (Unterkarbon)
Schichtlagerung

Abb. 3.
Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im Cellon-Sattel östlich des Plöckenpasses.
****** = Staatsgrenze Österreich/Italien.

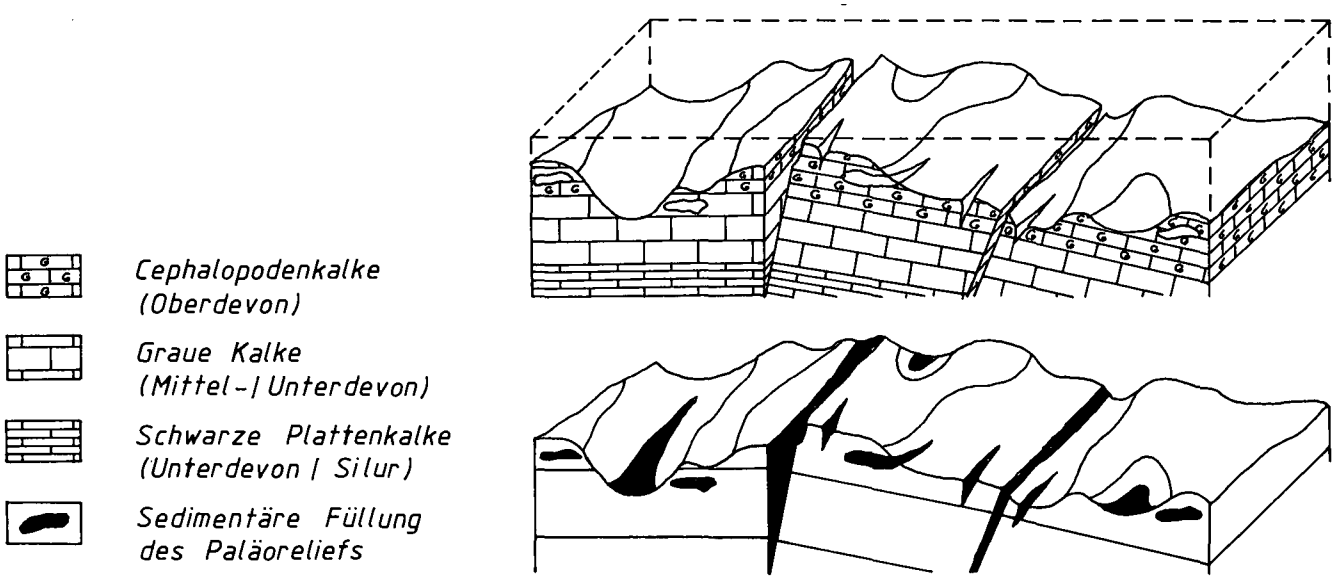


Abb. 4.
Schematisches Blockbild der Karbonatplattform und deren Verkarstungserscheinungen.

und Riffschuttgesteine im Bereich des Cellon-Sattels einen breiten Raum ein. Die starken Mächtigkeitsschwankungen der Riff-Fazies in den Karnischen Alpen (100–1000 m) wurden von BRIGO & COLBERTALDO (1972) durch synsedimentäre Bruchtektonik im Mitteldevon erklärt. Im Oberdevon schließen Cephalopodenkalke des offenen Schelfs den Karbonatkomplex ab.

Wie bereits von SELLI (1963) beschrieben, erfolgte im Unterkarbon eine Emersion, die zur Abtragung von bis zu 100 Schichtmetern und somit zur Herausbildung eines Paläoreliefs führte. Der Karbonatkomplex verkarstete, was im Arbeitsgebiet durch zahlreiche Paläohohlräume mit Kollapsbreccien im Sinne von FÜCHTBAUER & RICHTER (1981) und Internsedimenten belegt ist. Im Devon angelegte Bruchlinien wurden zu Karstspalten erweitert und ebenfalls mit Breccien und Internsedimenten aufgefüllt (Abb. 4). Die Vererzungen sind an diese sedimentären Füllungen gebunden. Dabei handelt es sich im Bereich des Cellon-Sattels vorwiegend um Zinkblende, Antimon-Fahlerz, Baryt und etwas Kupferkies.

Die verkarsteten und vererzten Devonkalke werden von Klastika des Hochwipfelkarbons überlagert. Lokal treten Diskordanzen auf Grund der Verkippung einzelner Karbonatplattformen (Abb. 4) sowie Transgressionskonglomerate mit mittel- und oberdevonischen Kalkkomponenten auf. FRANCAVILLA (1966) datierte das Hochwipfelkarbon auf Namur B bis Westfal B. Im oberen Teil dieses Schichtglieds schalten sich saure und intermediäre Vulkanite ([Quarz-]Keratophyre) ein.

An der Wende Westfal/Stefan fand in den Karnischen Alpen die Hauptfaltung der variszischen Orogenese statt. Das Arbeitsgebiet wurde zu einer E–W ausgerichteten Antiklinale geformt. Devonische Bruchlinien erfuhren dabei eine Reaktivierung. Eine zweite, vor allem bruchtektonische Beanspruchung mit E–W- bzw. ENE–WSW-Verschiebungen ereignete sich deutlich nach der Faltung (Abb. 3). Einen Zusammenhang mit dextralen Bewegungen an der 8 km weiter nördlich verlaufenden Periadriatischen Naht ist anzunehmen.

3. Vererzung

3.1. Bindung der Vererzung an das Paläorelief

Die Vererzungen treten in verschieden alten Devonkalken, aber immer in der Nähe der Emersionsfläche auf. Sie sind an die sedimentären Füllungen des Paläoreliefs gebunden (Abb. 4). Auf Grund der verschiedenartigen Verkarstungserscheinungen und Zusammensetzungen dieser Sedimente lassen sich vier makroskopische Typen untergliedern (HEGER, 1986; KERN, 1985).

- Typ 1
  Am Basalkontakt der karbonen Klastika zu den Kalken des Ober- und Mitteldevons treten vererzte, ausschließlich verkieselte Breccien auf. Diese maximal 2 m mächtigen und nicht mehr als 10 m aushaltenden Körper sind linsenartig ausgebildet, könnten zum Teil aber auch als erodierte Hohlräume gedeutet werden. Internsedimente wurden in diesem Typ nicht nachgewiesen.
- Typ 2
  Die Vererzungen sind hier gebunden an sedimentäre Füllungen von Hohlräumen der ober- und mitteldevonischen Kalke. Die Sedimente sind sehr verschiedenartig ausgebildet. Die oberen Bereiche sind oft durch Kollapsbreccien mit hohem Verkieselungsgrad charakterisiert. Basale Teile einzelner Hohlräume zeigen hingegen gut geschichtete tonig-mergelige Internsedimente und wandständige, idiomorphe und zum Teil zonare Calcite (Abb. 5). Die Verkieselung nimmt mit zunehmender Tiefe ab und kann in den untersten Bereichen fehlen. Die Hohlraumkörper sind meist parallel zur Schichtung gestreckt und erreichen mit 15×5 m ihre größte Aufrißfläche.
- Typ 3
  Am häufigsten treten synsedimentäre Spalten und Störungen auf, die sogar bis in Gesteine des Unterdevons reichen. Dabei konnten 10 m breite und 100 m tiefgreifende, ehemals offene Spalten nachgewiesen werden. Die vererzten sedimentären Füllungen bestehen wiederum aus durchwegs verkie-

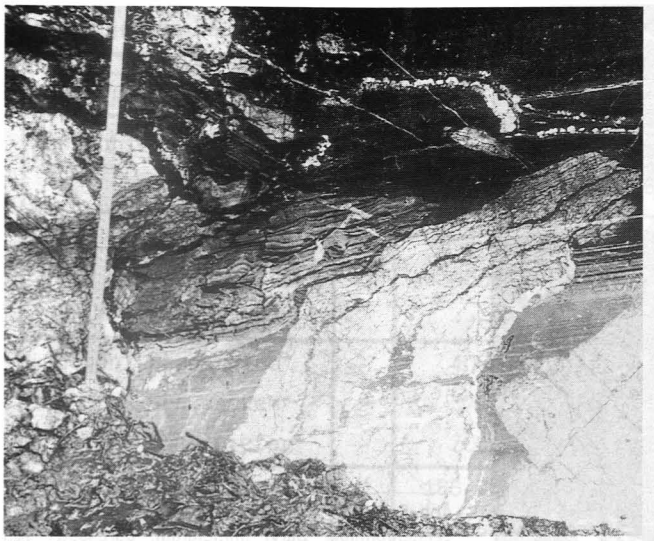


Abb. 5.
Internbrekzie (Kalkkomponente) innerhalb einer Hohlraumfüllung (oberes Oberdevon).
Steinbruch im N der C^{ra} Pramosio, am Weg zu den Malpasso-Hütten, auf 1590 m; Stablänge ca. 80 cm.

selten Breccien (Abb. 6). Mit zunehmender Tiefe nehmen die Anteile an ungestörten Sedimenten zu, der Verkieselungsgrad hingegen ab.

- **Typ 4**
  Hier handelt es sich um Mineralisationen, die an Stylolithen und Adern aller Kalknebengesteine gebunden sind. Sie treten aber immer in unmittelbarer Nähe zu den drei oben genannten Typen auf. Die millimeterbreiten und nicht mehr als einige Meter zu verfolgenden Mineralisationen führen vor allem Zinkblende, Baryt und Quarz.

3.2. Mineralparagenese

Nach HEGER (1986) und KERN (1985) setzt sich die Paragenese aus folgenden Komponenten zusammen: Zinkblende ist allgemein das häufigste Mineral (Abb. 7). Sie kommt als dunkelbraunes, xenomorphes Aggregat vor, dessen Größe im Durchschnitt 2–3 mm beträgt. Die Aggregate können sowohl regellos im Gestein verteilt als auch zu massiven Körpern verdichtet auftreten. Geochemisch konnte ein Eisengehalt von rund 2 % nachgewiesen werden. Auffallend ist der relativ hohe Cadmiumgehalt von durchschnittlich 0,3 %.

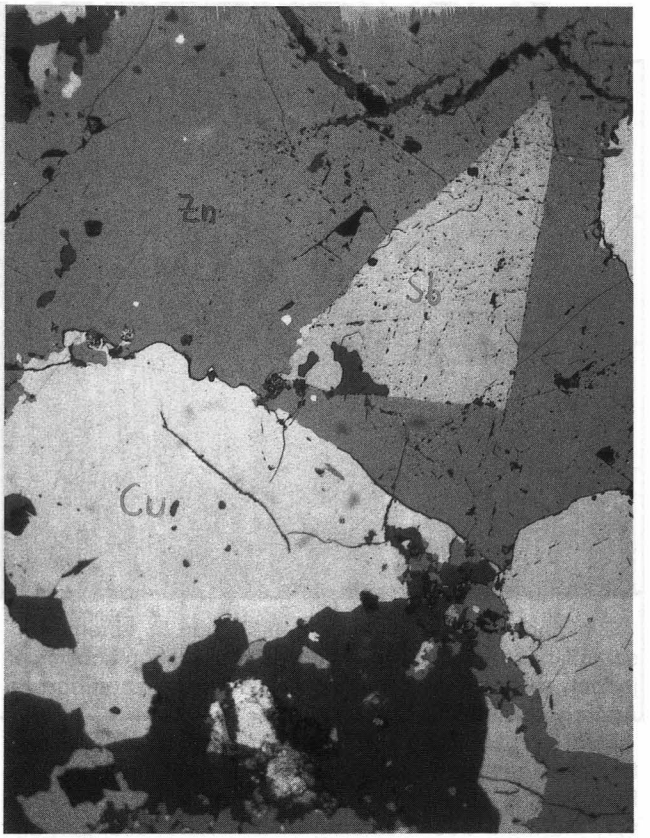


Abb. 7.
Verwachsungen von Zinkblende (Zn), Fahlerz (Sb) und Kupferkies (Cu) in verkieselter Matrix.
Vergrößerung 38×.

Baryt findet sich ebenfalls sehr häufig. Er kann sowohl als radialstrahliges Aggregat (Rosette) auftreten als auch massive Körper ausbilden. Diese Körper können Dezimeter- bis Metergröße erreichen und sind linsen- oder gangartig gestreckt.

Antimon-Fahlerz tritt meist feindispers auf, bildet aber auch derbe Massen. Gelegentlich sind idiomorphe Kristalle zu beobachten.

Kupferkies findet sich nur selten. Häufig sind Verwitterungserscheinungen in Form von Azurit und Malachit.

Abb. 6.
Spaltenfüllung mit Baryt (weiß) und randlich zum mitteldevonischen Nebengestein Zinkblende (schwarz).
Die Mineralisation setzt sich ins Nebengestein an Stylolithen fort.
Vergrößerung ca. 1,3×.

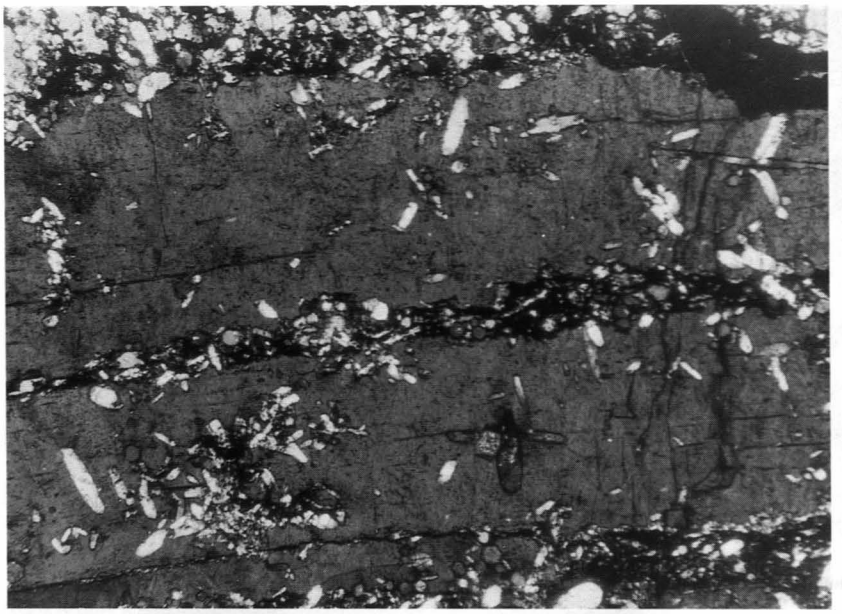


Abb. 8.
Leistenförmiger Baryt (mittelgrau), durchsetzt von ideomorphen Quarzen (weiß).
Vergrößerung 38×; +Nic.

Bleiglanz konnte makroskopisch nur in einem Aufschluß nachgewiesen werden. Erzmikroskopisch ist er jedoch stets verteten, wobei er als kleine, xenomorphe Aggregate auftritt.

Pyrit und Markasit sind wie der Bleiglanz sehr selten. Beide zeigen eine charakteristische Kristallausbildung. Pyrit kommt außerdem häufig in Form von Framboiden vor, die lagig oder nestartig in den Karstfüllungen angereichert sein können. Oft ist zu beobachten, daß beide Minerale als Einschlüsse in den oben genannten Sulfiden vorkommen.

Skutterudit wurde makroskopisch nicht nachgewiesen, ist aber erzmikroskopisch in Form kleiner und idiomorpher Kristalle stets vertreten. Auch er findet sich häufig als Einschluß in den oben genannten Sulfiden.

Organische Substanz ist stets vorhanden und lokal recht häufig. Dabei zeigen sich zwei verschiedene Ausbildungsformen. Zum einen sind millimetergroße, kataklastische Aggregate zu beobachten. Zum anderen finden sich lagig-schichtige Anreicherungen von feinkörnigem bis schlierigem Material mit Tonmineralen, an die ein verstärktes Vorkommen von Sulfiden gebunden ist.

Quarz ist stets vertreten und bildet meist kleine, idiomorphe Kristalle aus. Es ist zu erkennen, daß Quarz alle anderen Minerale verdrängt (Abb. 8). Als Besonderheit kommen parallel orientierte und umgewandelte Chalcedon-Aggregate vor, die ausschließlich die Zinkblende umgeben und sie verdrängen.

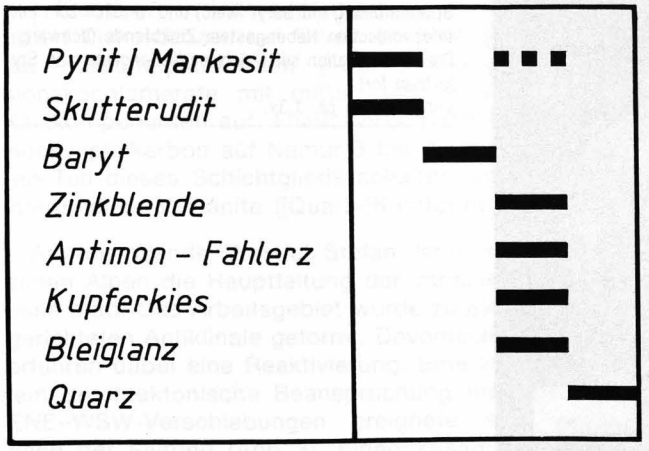


Abb. 9.
Zeitliche Abfolge der Mineralisation.

Den oben genannten Vererzungstypen lassen sich generell keine spezifischen Paragenesen zuordnen. Auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen konnten eindeutige Verdrängungserscheinungen festgestellt werden, die auf eine zeitliche Abfolge der Mineralisation schließen lassen (Abb. 9).

4. Geochemie

Zur geochemischen Untersuchung wurden insgesamt 110 vererzte Gesteine, devonische Kalke und karbone Klastika herangezogen. Es wurden Profile gelegt, die von den Erzkörpern weg in die Nebengesteine reichen. Ziel hierbei war es, die chemischen Verteilungsmuster und mögliche An- oder Abreicherungen in den Nebengesteinen erkennen zu können.

Es wurden unter anderem mit Hilfe der Atomabsorptions-Spektrometrie (AAS) folgende Elemente bestimmt: Na, K, Mg, Ca, Sr, Cu, Ag, Zn, Sb, Pb, Fe, Co, Ni, Cr, V und Mn. Daneben wurden mit der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) Seltene Erdelemente und Barium sowie mit der Potentiometrie auch Fluor analysiert. Zur Interpretation der Elementgehalte wurden Vergleichsdaten von WEDEPOHL (1978) herangezogen (Tab. 1).

Bei der statistischen Auswertung der Kalke aller stratigraphischen Einheiten zeigten sich lediglich leicht erhöhte Zn- und Ba-Gehalte, die auf geringe Mineralisationen in Verbindung mit der Bildung des Typs 4 zurückzuführen sind. Dies bestätigt die geologische Beobachtung, daß die Vererzung in keiner Beziehung zu den faziellen Bedingungen während der Kalksedimentation stand, sondern zur späteren Paläogeographie des devonischen Kalkblocks als Folge der Verkarstung.

Die karbonen Klastika zeichnen sich durch ihre völlige Erzfreiheit aus. Entsprechend den gewonnenen geologischen Ergebnissen ergibt sich daraus, daß sie in keiner Weise zeitlich, räumlich oder genetisch mit der Vererzungsplatznahme in Verbindung zu bringen sind.

Tabelle 1.
Elementgehalte der einzelnen Faziesgruppen.

GESTEINE \ ELEMENTE		n	Ba	F	Zn	Pb	Cu	Sb
Wedepohl-Kalke*		--	>100	90-550	15-30	0.4-13	1-15	0.3
	-Dolomite*	--	>100	180-390	23-55	0.4-13	7-10	---
Kalke	-Spannweiten		30-2670	40-125	19-650	2-26	3-39	0-9
	-arithm.Mittel	40	455	71	96	11	13	1.7
	-Median		---	65	55	8	10	1
Wedepohl-Sandsteine*		--	406	180-450	25-50	5-25	5-35	1
	-Grauwacken*	--	370	40-330	70-120	5-50	14-46	1
	-Tonschiefer*	--	700	300-800	50-130	17-27	20-60	0.1-4
Klastika	-Spannweiten		186-750	168-444	16-150	0-11	7-51	0-10
	-arithm.Mittel	29	410	323	71	2.62	29	1.6
	-Median		---	340	65	2	28	1
Erz	-Spannweiten		541-23%	73-1538	15ppm-40%	8-150	1-70000	1-45000
	-arithm.Mittel	41	43294	517	17430	54	4410	2093
	-Median		---	472	300	17	100	36

*arithm.Mittel (Angaben in ppm)

Die Erzmineralisation weist entsprechend ihrer beschriebenen Mineralparagenese hohe Gehalte an Barium, Zink, Kupfer und Antimon auf. Sie zeigen jedoch keine gesetzmäßigen Unterschiede in Beziehung der einzelnen makroskopisch festgestellten Vererzungstypen.

BRIGO et al. (1986, 1988) liefern Untersuchungsergebnisse von Proben, die in verschiedenen über die ganzen Karnischen Alpen verteilten Untersuchungsgebieten entnommen wurden. Sie stellten in Flüssigkeitseinschlüssen in Fluorit- und Baryt-Kristallen Homogenisierungstemperaturen zwischen 50 und 104°C fest. Die Isotopenzusammensetzung des Schwefels im Baryt stimmt gut mit derjenigen überein, die für Meerwasser in der Zeitspanne von Mitteldevon bis ins Mittelkarbon anzunehmen ist. Die Ga-Ge-Verhältnisse von Zinkblenden, die nach MÖLLER (1985) Aussagen über die primäre Bildungstemperatur der erzführenden Lösungen in der Teufe erlauben, ergaben Modelltemperaturen von etwa 200°C. Bleiisotopen-Analysen lieferten devonische bis karbonische Bleialter. KÖPPEL & SCHROLL (1988) halten auf Grund der Isotopenzusammensetzung des Bleis eine Herkunft der Metalle aus dem Grundgebirge für wahrscheinlich.

5. Schlußbemerkung

Die geologische Kartierung des Arbeitsgebiets zeigt deutlich den schichtgebundenen Charakter der Vererzung. Sie sind an die obersten ca. 100 m eines verkarsteten devonischen Karbonatkomplexes gebunden, der unter transgressiven Klastika des Oberkarbons liegt. Die Form der Erzkörper, das direkte Nebengestein, die Kollapsbreccien und die Internsedimente weisen die Vererzung innerhalb eines Paläokarstes nach.

Kein Erzkörper wird von unvererzten Kalken überlagert. Die Vererzung ist somit jünger als das Ende der Kalksedimentation an der Wende Devon/Karbon. Der vererzte Karbonatkomplex wird von oberkarbonen, völlig unvererzten Klastika überlagert. Daraus ergibt sich das unterkarbone Alter der Vererzung. Dies schließt einen kausalen Zusammenhang zwischen dem Vulkanismus im Westfal und der Erzgenese aus.

Unsere Untersuchungen weisen auf eine ausschließlich sedimentäre Entstehung der Vererzung hin. BRIGO et al. (1986, 1988) kommen dagegen zu dem Schluß, daß die schichtgebundenen Vererzungen im Paläozoikum der Karnischen Alpen durch mindestens zwei Prozesse entstanden seien. Zwar nehmen sie zum einen Verwitterungsprozesse als Ursache für die Anreicherung von Fluorit und Baryt an; zum anderen vermuten sie aber, daß aufsteigende Hydrothermen für die Buntmetallzufuhr verantwortlich sind. Letztere Aussage stützt sich auf die aus dem Ga-Ge-Verhältnis in den Zinkblenden abgeleiteten Modelltemperaturen der initialen Erzlösung. Der Vererzung altersmäßig entsprechende vulkanische Ablagerungen sind jedoch in den gesamten Karnischen Alpen nirgendwo nachgewiesen worden.

Dank

Unser besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H.-J. SCHNEIDER (FU Berlin), der die Arbeit anregte und betreute. Herrn Prof. Dr. L. BRIGO (Universität Ferrara) sind wir für die Geländebetreuung zu Dank verpflichtet.

Literatur

BANDEL, K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen. – Paläontographica, Abt. A, **141**, 1–117, Stuttgart 1972.

BRIGO, L. & COLBERTALDO, D. DI: Un nuovo orizzonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali. – Proceedings 2nd ISMIDA, Ljubljana, 4.–7. 10. 1972, 109–124, Ljubljana 1972.

BRIGO, L., DULSKI, P., MÖLLER, P., SCHNEIDER, H. J. & WOLTER, R.: Strata-bound Mineralizations in the Carnic Alps/Italy. – In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. (Hrsg.): Mineral Deposits within the European Community, 485–498, Berlin – Heidelberg (Springer) 1988.

BRIGO, L., MÖLLER, P., SCHNEIDER, H. J. & WOLTER, R.: Mineralization of the Carnic Alps. – In: MÖLLER, P., BRIGO, L., GERMANN, K. & SCHNEIDER, H. J. (Hrsg.): Litho-geochemical proximity indicators for strata-bound base metal deposits, Unveröff. Endbericht zum EG-Projekt Nr. MSM-008-D (B), 36–74, Brüssel – Luxemburg 1986.

CANTELLI, I., MANZONI, M. & VAI, G. B.: Richerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati della galeria del Passo di Monte Croce Carnico (Ploecken). Nota I: Dalla progressiva 0 alla progressiva 1000 del tratto italiano. – Boll. Soc. Geol. Ital., **84**, 27–36, Rom 1965.

FRANCAVILLA, F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol. Bologna, Ser. 2, **33**, 493–526, Bologna 1966.

FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle 1884.

FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K.: Merkmale und Genese von Breccien im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., **132**, 451–501, Hannover 1981.

GAERTNER, H. R. v.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.

HEGER, B.: Geologische Kartierung des Cellon-Sattels östlich des Passo di Monte Croce Carnico im Gebiet Pizzo di Timau-Crete del Mezzodi (Karnische Alpen/Italien). – 46 S., unveröff. Dipl.-Kart., Inst. f. Angew. Geol., Freie Univ. Berlin 1986.

HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit alpinem und variszischem Bau. – 205 S., Graz 1936.

KERN, M.: Geologische Kartierung des Cellon-Sattels östlich des Passo di Monte Croce Carnico im Gebiet des Pal Piccolo – Pal Grande. Vererzung und Geochemie der Gesteine an der Grenze Devon/Karbon im Gebiet des Pal Piccolo – Pal Grande und Pizzo di Timau (Karnische Alpen/Italien). – 91 S., unveröff. Dipl.-Arb., Inst. f. Angew. Geol., Freie Univ. Berlin 1985.

KÖPPEL, V. & SCHROLL, E.: Pb-isotope evidence for the origin of lead in strata-bound Pb-Zn deposits in Triassic carbonates of the Eastern and Southern Alps. – Mineral. Deposita, **23**, 96–103, Berlin – Heidelberg – New York 1988.

MÖLLER, P.: Development and Application of the Ga/Ge-Geothermometer for Sphalerite from Sediment-hosted Deposits. – Monograph Series on Mineral Deposits, **25**, 15–30, Berlin – Stuttgart 1985.

MÖLLER, P., BRIGO, L., GERMANN, K. & SCHNEIDER, H. J. (Hrsg.): Lithogeochemical proximity indicators for strata-bound base metal deposits. – XII+98 S., unveröff. Endbericht zum EG-Projekt Nr. MSM-008-D (B), Brüssel – Luxemburg 1986.

PÖLSER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia II, **77**, 37–58, Klagenfurt 1967.

RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. – 1277 S., Berlin (Akademie Verlag) 1975.

SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, Wien 1979.

SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giuli Occidentale. – Giorn. Geol. Bologna, **30**, 1–121, Bologna 1963.

SPALLETTA, L., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzioni in calcari Devono-Dinantiani delle Alpi Carniche. – Mem. Soc. Geol. Ital., **22**, 101–110, Rom 1981.

WEDEPOHL, K. H.: Handbook of Geochemistry. – Vol. II, Berlin – Heidelberg – New York (Springer) 1978.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 233–260	Wien, März 1992

Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen

Von Petra Oekentorp-Küster & Klemens Oekentorp*)

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 8 Tafeln

Kärnten
Karnische Alpen
Devon
Rugosa
Stratigraphie
Systematik
Mikrostrukturen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung ... 233
Abstract ... 233
1. Einführung ... 234
2. Beschreibung der Fundpunkte ... 235
2.1. Hohe Warte ... 235
2.2. Kellerwände ... 235
2.3. Kollinkofel ... 236
3. Beschreibung der rugosen Korallenfauna ... 236
3.1. Familie Spongophyllidae Dybowski, 1873 ... 236
3.1.1. Unterfamilie Spongophyllinae Dybowski, 1873 ... 236
3.1.2. Unterfamilie Ptenophyllinae Wedekind, 1923 ... 237
3.2. Familie Stringophyllidae Wedekind, 1922 ... 238
3.3. Familie Cyathophyllidae Dana, 1846 ... 239
3.3.1. Unterfamilie Zaphrentinae Milne-Edwards & Haime, 1850 ... 239
3.4. Familie Phillipsastreidae Roemer, 1883 ... 240
4. Erhaltung und diagenetische Mikrostrukturveränderungen ... 240
5. Stratigraphische Verwertbarkeit der Rugosa sowie ein Vergleich mit Faunen anderer Devongebiete ... 243
5.1. Spongophyllinae Dybowski, 1873 ... 243
5.2. Ptenophyllinae Wedekind, 1923 ... 243
5.3. Zaphrentinae Milne-Edwards & Haime, 1850 ... 244
5.4. Phillipsastreidae Roemer, 1883 ... 244
Dank ... 244
Literatur ... 260

Zusammenfassung

Aus den mächtigen Flachwasserablagerungen im Gipfelbereich des Kellerwand–Hohe Warte-Zuges (zentrale Karnische Alpen) wird eine rugose Korallenfauna beschrieben, und nachfolgend ihre stratigraphische Verwertbarkeit vor allem im Hinblick auf die Grenzziehung Mittel/Oberdevon diskutiert. Die systematischen Untersuchungen erfolgten unter besonderer Berücksichtigung der diagenetischen Mikrostrukturveränderungen des Korallenskelettes, denen ein gesondertes Kapitel gewidmet ist.

Rugose Coral Faunas of Middle and Upper Devonian Age of the Central Carnic Alps

Abstract

A rugose coral fauna is described from thick shallow-water deposits on top of the Kellerwand – Hohe Warte area (central Carnic Alps). Its stratigraphic use is discussed with respect to the Middle/Upper Devonian boundary. The systematic studies were made with special regard to diagenetic transformations in the microstructure of the coral skeleton which are subject to a separate chapter.

*) Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. Petra Oekentorp-Küster, Priv.-Doz. Dr. Klemens Oekentorp, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie, Pferdegasse 3, D-4400 Münster.

1. Einführung

Die vorliegende Arbeit stellt die Ergebnisse eines mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft in den Jahren 1986–1988 in den zentralen Karnischen Alpen durchgeführten Forschungsprojektes dar.

Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag zunächst in der Bestandsaufnahme und systematischen Bearbeitung der rugosen Korallenfauna. Zwecks Materialbeschaffung wurde im August/September 1986 eine Sammelexkursion in den zentralen Karnischen Alpen durchgeführt. Die Sammelaktivitäten konzentrierten sich dabei zunächst auf die Riffkalke an der Südseite der Hohen Warte (vgl. Kap. 2.1). Als hilfreich bei der Orientierung im Gelände erwies sich die von S. POHLER (1982) u.a. in diesem Gebiet durchgeführte petrofazielle Gliederung der Flachwasserkarbonate. Das hier gesammelte Material konnte später durch Proben ergänzt werden, die L. KREUTZER bei seiner Profilaufnahme an der Nordwand der Hohen Warte genommen hat.

Das vom Gipfelbereich der Kellerwände vorliegende Material wurde ebenfalls von L. KREUTZER zur Verfügung gestellt (vgl. Kap. 2.2), der im Rahmen eines parallel laufenden Projektes unter der Leitung von Professor G. FLAJS, Aachen, mikrofazielle und conodontenstratigraphische Untersuchungen im Gebiet zwischen Seewarte und Cellon durchführte.

Weiteres reichhaltiges Korallenmaterial konnte darüber hinaus aus einer Schutthalde am Fuß des Kollinkofels (Südseite) gewonnen werden (vgl. Kap. 3).

Ergänzendes Material aus dem Bereich des Dolinenfeldes (Hohe Warte) stellte Dr. B. MISTIAEN, Lille, zur Verfügung. Des gleichen wurde eine bereits im Jahre 1966 mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Führung von Professor A. von SCHOUPPÉ, Münster, durchgeführte Aufsammlung rugoser und tabulater Korallen berücksichtigt.

In den folgenden Kapiteln werden die Ergebnisse der systematischen und mikrostrukturellen Untersuchungen, die darauf basierenden Faunenvergleiche mit anderen Devongebieten sowie die biostratigraphische Verwertbarkeit der bestimmten Korallenfauna zusammenfassend dargestellt. Die Lage des Arbeitsgebietes und der Fundpunkte veranschaulicht Abb. 1.

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit wird unter der Sammlungsnummer B2.423/... an der Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie der Westfälischen Wilhelms-Universität, Münster, aufbewahrt.

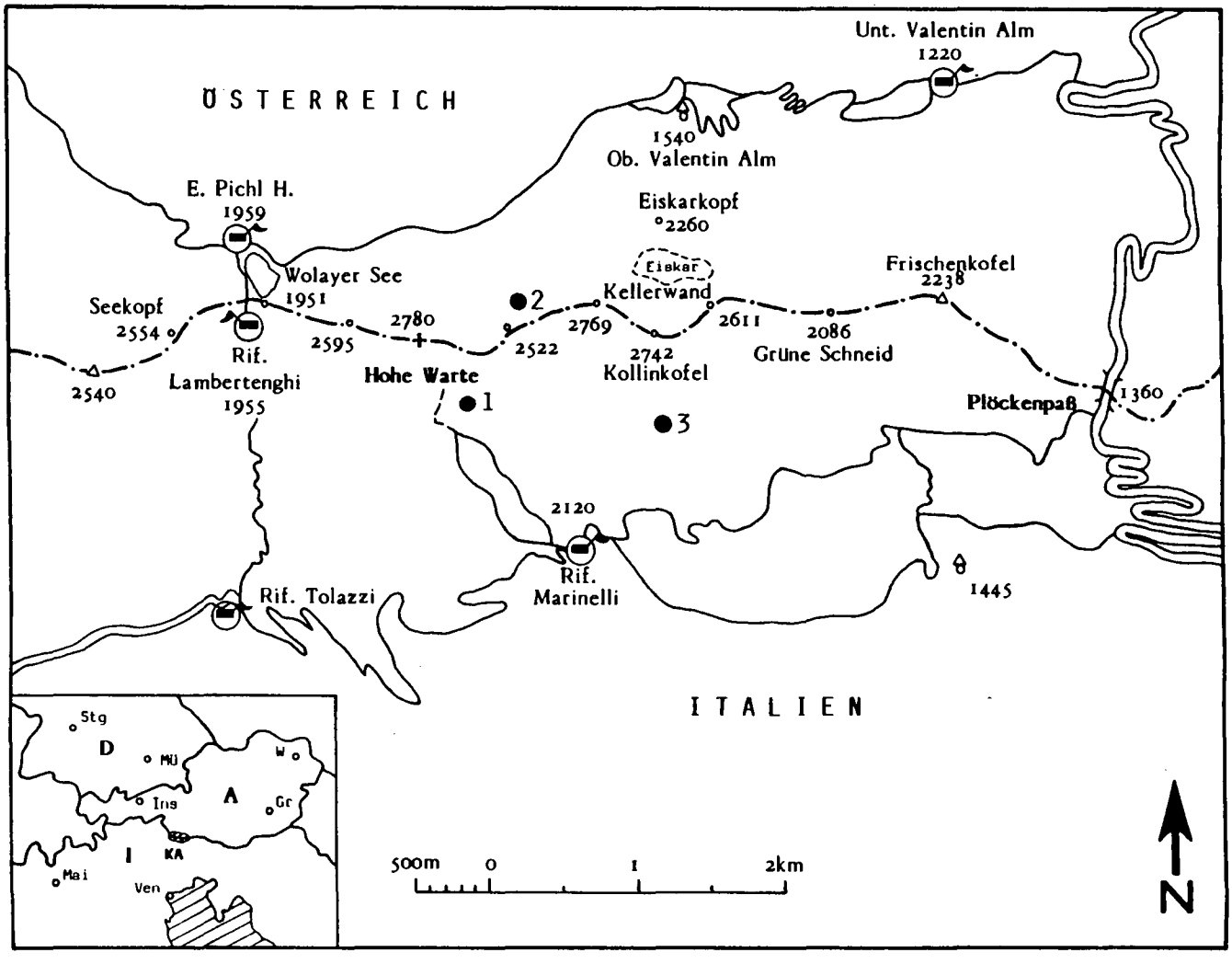


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes in den zentralen Karnischen Alpen.
1 = Hohe Warte; 2 = Kellerwände; 3 = Kollinkofel.
A = Österreich; D = Bundesrepublik Deutschland, I = Italien; KA = Karnische Alpen; Gr = Graz; Ins = Innsbruck; Mai = Mailand; Mü = München; Stg = Stuttgart; Ven = Venedig; W = Wien.
Aus KÜSTER (1987), leicht verändert.

2. Beschreibung der Fundpunkte

2.1. Hohe Warte

Auf der Südseite der Hohen Warte stehen am Ausgang des Dolinenfeldes bis zum Gipfel hell- bis dunkelgraue, massive Riffkalke an, die überwiegend Stromatoporen, örtlich jedoch auch gehäuft Korallen führen. Korallenreiche Gesteine fanden sich östlich des Kriegsweges an zwei Punkten anstehend sowie in bis zu 40 m³ großen Geröllblöcken. Im Lesesteinmaterial waren Korallen dagegen recht selten. Das an diesen Fundpunkten geborgene Material konnte durch korallenhaltige Proben ergänzt werden, die L. KREUTZER, Aachen, bei seiner Profilaufnahme an der Nordwand der Hohen Warte gewonnen hat. Nicht selten waren Korallen auf glatten Flächen angeschliffen, konnten aber aus dem massiven Gestein nicht geborgen werden. Sie wurden dann – soweit möglich – mit Hilfe einer Lupe direkt im Gelände bestimmt. So z.B. *Acanthophyllum* sp., *Dendrostella* sp. oder *Disphyllum* sp., deren Schnitte so charakteristisch sind, daß zumindest eine Gattungszuordnung auch ohne Dünnschliff möglich ist.

Kennzeichnendes Faunenelement im Bereich der Hohen Warte ist die dendroide Rugose *Dendrostella trigemme* (QUENSTEDT), die den weitaus größten Teil der bestimmbaren Korallenfauna ausmacht. Etwas weniger häufig ist die *Dendrostella* nahe verwandte Gattung *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME vertreten. Des weiteren finden sich Bruchstücke von *Disphyllum* sp., *Stringophyllum* sp. A sowie *Acanthophyllum concavum* und *A.* sp. Die Erhaltung der Korallen ist z.T. sehr schlecht; infolge tektonischer Überprägung sind sie ausgewalzt und so stark umkristallisiert, daß keine internen Strukturen mehr erkennbar sind (vgl. Taf. 1, Fig. 1,2).

Neben der systematischen Bestandsaufnahme sollte mit Hilfe der rugosen Korallenfauna die stratigraphische Reichweite der Riffkalke in diesem Bereich geklärt werden. So glaubte POHLER (1982: 33), mit *Amphipora rudis* LECOMPTE einen Hinweis auf oberdevonische Anteile gefunden zu haben, weist aber gleichzeitig darauf hin, daß diese weltweit aus dem Frasnium bekannte Stromatopore in Belgien und im Sauerland auch in givetischen Ablagerungen nachgewiesen ist. Darüber hinaus sollten vereinzelt gefundene Kolonien der erst ab dem Frasnium auftretenden Gattung *Phillipsastrea* d'ORBIGNY, 1849 ein oberdevonisches Alter belegen.

Die Aufarbeitung der aus dem Gebiet der Hohen Warte vorliegenden Korallenproben erbrachte im Gegensatz dazu jedoch keine oberdevonischen Gattungen bzw. Arten. Vielmehr bilden die o.a. Formen eine typische givetische Faunenassoziation. So ist die in der gesamten Abfolge häufige *Dendrostella trigemme* weltweit im Givetium verbreitet und ein charakteristisches Faunenelement. Gleiches läßt sich über die mit *Dendrostella* vergesellschafteten Gattungen *Battersbyia* und *Stringophyllum* sagen. Um dieses Ergebnis weiter abzusichern, wurden auch die in den Proben vorhandenen tabulaten Korallen mit berücksichtigt. Neben *Thamnopora-*, *Syringopora-* und *Alveolites*-Arten, die sowohl im Givetium als auch im Frasnium vorkommen können und daher diesbezüglich keine Aussage zulassen, fanden sich einige gut erhaltene Exemplare von *Favosites* sp., deren Arten zwar noch im oberen Givetium, jedoch nicht mehr im Frasnium nachgewiesen sind. Das von POHLER (1982: 33) erwähnte Vorkommen von *Phillipsastrea*-Kolonien innerhalb der Amphiporen-Kalke konnte bei eigenen Geländearbeiten in diesem Profilabschnitt nicht bestätigt werden.

Abschließend ist festzuhalten, daß die oben geschilderte Faunenzusammensetzung, die sich auch im Gipfelbereich der Hohen Warte nicht ändert, klar ein givetisches Alter der Riffkalke in diesem Profilabschnitt belegt.

2.2. Kellerwände

Im Gipfelbereich der östlich an die Hohe Warte anschließenden Kellerwände stehen Kalke an, die mikrofaziell als baffle- bzw. framestones anzusprechen sind. Gesteinsbildend treten in erster Linie Stromatoporen auf, örtlich können jedoch auch rugose und tabulate Korallen vertreten sein.

Tabelle 1.
Übersicht über die stratigraphische Verbreitung und Fundpunkte der im Arbeitsgebiet nachgewiesenen Gattungen und Arten.
G = Givetium; G/F = Grenzbereich Givetium/Frasnium; F = Frasnium.

		G	G/F	F	Hohe Warte	Kellerwände	Kollinkofel
Spongophyllinae	*Dendrostella trigemme*				+	+	
	Battersbyia sp.				+	+	
Ptenophyllinae	*Acanthophyllum concavum*				+		+
	Acanthophyllum sp.				+		+
	Grypophyllum sp.				+	+	+
Stringophyllidae	*Stringophyllum* sp. A				+	+	
Disphyllidae	*Disphyllum* sp.				+	+	+
Cyathophyllinae	?*Cyathophyllum* sp.					+	
Zaphrentinae	*Alaiophyllum jarushevskyi*					+	
	Alaiophyllum wirbelauense						+
	Alaiophyllum sp.						+
	Temnophyllum cf. *latum*					+	+
Phillipsastreidae	*Scruttonia julli*						+
	Pexiphyllum sp.						+
	Thamnophyllum cf. *caespitosum*						+

Das aus diesem Gebiet (i.e. von W nach E: Kellerwarte, Kellerspitzen und Kellergrat) vorliegende Fossilmaterial ist fast durchweg sehr schlecht erhalten, bedingt durch starke tektonische Beanspruchung der Gesteine und damit einhergehender Umkristallisation der Strukturen. So waren nur ca. 10 % der korallenhaltigen Proben näher bestimmbar, in den meisten Fällen allerdings nicht über die Gattungsebene hinaus.

Die Auswertung der bestimmbaren Korallen ergab eine Faunenzusammensetzung, die auf ein givetisches Alter der Riffkalke im Bereich der Kellerwände schließen läßt. Es sind dies neben der typischen *Dendrostella trigemme* (vgl. Kap. 2.1) vor allem *Grypophyllum* sp., *Stringophyllum* sp. A sowie Vertreter des Formenkreises *Temnophyllum – Alaiophyllum*. Einen zusätzlichen Altershinweis liefert wiederum *Favosites* sp. (vgl. Kap. 2.1).

Eine vollständige Auflistung der nachgewiesenen Gattungen und Arten zeigt Tabelle 1.

2.3. Kollinkofel

Korallenproben aus dem Anstehenden des Kollinkofels konnten aufgrund der sehr schwierigen Geländeverhältnisse (vgl. KREUTZER, 1989: 77) nicht gewonnen werden. Auf der Südseite des Kollinkofels wurde jedoch im Schutt reichlich korallenhaltiges Material gesammelt. Mit Hilfe der Mikrofaziesanalyse des die Korallen umgebenden Gesteins konnten die einzelnen Proben dann in das von KREUTZER (1986 und 1990) beschriebene Profil des Kollinkofels eingeordnet werden.

Es ließen sich im wesentlichen zwei Mikrofaziestypen unterscheiden:

1) Bioklastische grainstones
   Den Hauptanteil der Bioklasten stellen Echinodermenreste, ferner Bruchstücke rugoser und tabulater Korallen, Stromatoporen, Schalenreste von Muscheln und Brachiopoden sowie Ostrakoden (ein- und doppelklappig). Pellets können lagenweise oder in Nestern angereichert sein. In einigen Schliffen fand sich das Mikroproblematikum *Renalcis turbitus* WRAY. Die Komponenten und Biogene dieses Faziestyps sind durchweg sparitisch gebunden. Der überwiegende Teil der Bioklasten weist Mikritrinden auf. Die Außenwände der Riffbildner sind häufig angelöst und von Stylolithensäumen umgeben.
   Dieser MF-Typ entspricht weitgehend den Rindenkornkalken (= MF-Typ 2 bei KREUTZER, 1990: 280).
2) Framestones
   Als „framestones" werden Proben mit der kolonialen Rugose *Scruttonia julli* (PEDDER) zusammengefaßt, die am Kollinkofel wesentlich am Aufbau der Riffe beteiligt zu sein scheint. Die Proben entstammen vermutlich einem Niveau im stratigraphisch Hangenden der Rindenkornkalke, den sog. „*Phillipsastrea*-Kalken" (vgl. dazu KÜSTER, 1987: 36).

Die Auswertung der Korallenproben ergab sowohl givetische als auch frasnische Faunenelemente. Eine detaillierte Auflistung ist Tabelle 1 zu entnehmen. Ausführungen zur biostratigraphischen Verwertbarkeit der Korallenfauna finden sich in Kapitel 5.

3. Beschreibung der rugosen Korallenfauna

Im nachfolgenden Kapitel werden die wichtigsten Formen aus der rugosen Korallenfauna des Arbeitsgebietes beschrieben.

3.1. Familie Spongophyllidae DYBOWSKI, 1873

[sensu BIRENHEIDE, 1978: 122]

3.1.1. Unterfamilie Spongophyllinae DYBOWSKI, 1873

Bemerkungen: Die Zugehörigkeit der nachfolgend beschriebenen Gattungen *Dendrostella* GLINSKI, 1957 und *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851 zu den Spongophyllinae der Familie Spongophyllidae ist nicht gesichert. Im Gegensatz zu BIRENHEIDE (1978) stellt HILL in TEICHERT (1981) *Dendrostella* in die Familie Stauriidae (: F135), *Fasciphyllum* (= *Battersbyia*; s.u.) hingegen in die Familie Fasciphyllidae (: F246). Dazu bemerkt BIRENHEIDE (1985: 222): „Ich weise darauf hin, daß zwischen den Gattungen *Dendrostella* und *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME 1951 bzw. *Fasciphyllum* SCHLÜTER 1885 Übergangsformen vorkommen; solche sind schon in den Längsschnitten von GLINSKI 1957: Abb. 7b, 11a–b wiedergegeben. [...] Der Unterschied zwischen den genannten Gattungen besteht lediglich im Fehlen oder Vorhandensein von Dissepimentalblasen; Septenbau und -Anordnung hingegen sind prinzipiell stets gleich. Es ist deshalb nicht einzusehen, weshalb HILL in TEICHERT 1981 einerseits *Dendrostella* bei den Stauriina, Fam. Stauriidae (: 135) und andererseits *Fasciphyllum* (: 246; = *Battersbyia*) bei den Ptenophyllina, Fam. Fasciphyllidae erscheinen läßt." Beim vorliegenden Material sind aufgrund starker Umkristallisationen Strukturen im Längsschliff meist nur unzureichend zu beobachten. Im Querschliff stimmen die Vertreter beider Gattungen bzgl. ihres inneren Baus jedoch so gut überein, daß wir hier dem Vorgehen von BIRENHEIDE (1978) folgen möchten.

Gattung *Dendrostella* GLINSKI, 1957

[ex *Favistella (Dendrostella)* GLINSKI, 1957 durch PEDDER, 1964]

Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch GLINSKI, 1957): *Cyathophyllum rhenanum* FRECH, 1886 [= *Cyathophyllum caespitosum trigemme* QUENSTEDT, 1879].

Diagnose (Originaldiagnose aus GLINSKI, 1957: 87, der *Dendrostella* als Untergattung von *Favistella* DANA, 1846 auffaßt): „Dendroide und phaceloide *Favistella*-Arten. Coralliten mit dicker, zweizoniger Epithek. Septalapparat durch Richtsepten ausgezeichnet. Tabulae vollkommen. Vermehrung durch Tabularknospung." Ergänzung aus der Diagnose von *Favistella* (GLINSKI, 1957: 86): „Keine Dissepimente."

Vorkommen: Mittel-Devon des Nordkontinents; weltweit.

Dendrostella trigemme (QUENSTEDT, 1879)

[= *Cyathophyllum rhenanum* FRECH, 1886]

(Taf. 1, Fig. 4)

Lectotypus (kraft nachträglicher Festlegung durch H. FLÜGEL, 1959): Die in QUENSTEDT, 1879: Taf. 162, Fig. 5 abgebildete Koralle, Slg. QUENSTEDT, Geologisches Institut der Universität Tübingen. Bei H. FLÜGEL (1959: 114) ist infolge eines Druckfehlers „Taf. 182" angegeben.

Locus typicus: Vermutlich givetische Massenkalke bei Bensberg (vgl. hierzu Erläuterungen von H. FLÜGEL, 1959: 114–115).

Stratum typicum: Mittel-Devon, Givetium, vermutlich Schwelmer Kalk.

Material: Zahlreiche Koloniebruchstücke aus den Riffkalken im Gipfelbereich der Hohen Warte und der Kellerwände.

Diagnose (nach BIRENHEIDE, 1978: 123): Locker dendroide *Dendrostella*-Kolonien mit langzylindrischen Koralliten. Korallitendurchmesser ∅ = 7–8 mm. SI bis zur Achse reichend, mittlere Anzahl 18. SII etwa 1/3 der Radiuslänge erreichend. Böden vollständig, mäßig bis leicht konkav, durchschnittlich 9–13 Böden/cm Korallitenlänge.

Beschreibung: Es liegen zahlreiche Reste herausgebrochener Koralliten sowie einige Bruchstücke dendroider Kolonien vor. Die Koralliten sind langzylindrisch mit Durchmessern zwischen 8–10 mm. Ihre Wände sind durch verbreiterte Septenansätze nach innen verdickt (vgl. dazu auch Kap. 4) und können bis zu 1,2 mm messen. Die Septen selbst sind verhältnismäßig dünn. Bei gut erhaltenen Exemplaren erreichen die SI fast die Achse, wobei das Hauptseptum deutlich als verlängertes „Richtseptum" hervortritt (s. Taf. 1, Fig. 3; Korallit rechts unten). Selten ist auch ein verlängertes Gegenseptum zu erkennen. Die SII erreichen etwa 1/2 der Länge der SI. Die durchschnittliche Septenzahl beträgt 18×2. Bödenschnitte sind im Querschnitt kaum zu beobachten. Im Längsschnitt dagegen erkennt man bei günstiger Erhaltung zahlreiche, dicht stehende, unregelmäßig bis leicht konkav entwickelte Böden. Dissepimente wurden nicht festgestellt. Koralliten mit der für diese Art typischen, namengebenden Dreierknospung konnten in keinem der vorliegenden Schliffe beobachtet werden.

Bemerkungen: Das vorliegende Material entspricht bzgl. Durchmesser, durschnittlicher Septenzahl sowie internem Aufbau der Koralliten gut dem von QUENSTEDT (1879: Taf. 162, Fig. 1–5) abgebildeten Stücken ebenso wie dem vom Senckenbergmuseum, Frankfurt/Main, entliehenen Hypotypoidmaterial von GLINSKI (vgl. GLINSKI, 1957: Abb. 1–4).

Vorkommen: Riffkalke im Gipfelbereich der Hohen Warte und der Kellerwände. – Mittel-Devon, Givetium, weltweit auf dem alten Nordkontinent.

Gattung *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851

[= *Fasciphyllum* SCHLÜTER, 1885]

Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851): *Battersbyia inaequalis* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851.

Bemerkungen: GLINSKI (1957: 97) und BIRENHEIDE (1978: 125) halten *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851 und *Fasciphyllum* SCHLÜTER, 1885 für synonym. Auch HILL in TEICHERT (1981: F246) schließt eine Synonymität beider Gattungen nicht aus, weist aber darauf hin, daß das Originalmaterial zur Typus-Art von *Battersbyia, B. inaequalis,* nur unzureichend bekannt ist (vgl. auch BIRENHEIDE, 1978: 126). Vermutlich sieht sie deshalb davon ab, *Battersbyia* als eigenständige Gattung aufzuführen.

Diagnose (aus BIRENHEIDE, 1978): „Dendroide bis phaceloide Kolonien der Spongophyllinae mit kleinen bis sehr kleinen Koralliten mit überwiegend einfacher randlicher Kelchknospung (= Marginalknospung). Wände verdickt. Überwiegend lange Großsepten und sehr gering bis gut entwickelte Kleinsepten. Hauptseptum häufig als verlängertes bzw. verdicktes „Richtseptum" hervortretend. Mantelzone im Längsschnitt schwach bis mäßig entwickelt. Schlotzone mit überwiegend vollständigen axial konkaven Böden."

Vorkommen: Unter- bis Mittel-Devon; Eurasien, Australien.

Battersbyia sp.

(Taf. 1, Fig. 3)

Material: 2 Koloniebruchstücke Nr. B2.423/HW4 und B2.423/HW5.

Beschreibung: Bruchstücke dendroider Kolonien, über deren äußere Merkmale wie Umriß, Gesamtgröße und Kelchform nichts bekannt ist.

Die langzylindrischen Koralliten sind mit Durchmessern von 2–3 mm sehr klein. Im Querschnitt lassen sich – ähnlich wie bei *Dendrostella* – deutlich die im Verhältnis zum Korallitendurchmesser stark verdickten Außenwände (bis ca. 1 mm) beobachten. Interne Skelettstrukturen sind aufgrund starker Rekristallisationen nur undeutlich zu erkennen. So konnte lediglich im Querschnitt eines Koralliten des Exemplares Nr. B2.423/HW4 die vollständige Anzahl der SI (= 15) ermittelt werden. In den übrigen Schnitten waren die Septen zu stark zerstückelt oder sogar aufgelöst, um sie genau auszählen zu können. Analoge Probleme ergaben sich bei der Analyse der Längsschnitte. Eine genaue Artbestimmung war daher nicht möglich. Bzgl. Korallitendurchmesser und Septenanzahl weisen die vorliegenden Exemplare allerdings eine gewisse Übereinstimmung mit *Battersbyia conglomerata* auf, die ebenfalls Koralliten mit Durchmessern zwischen 2–3 mm oder mehr und eine durchschnittliche Anzahl der SI von 12–14 besitzt.

Vorkommen: Riffkalke im Gipfelbereich der Hohen Warte.

3.1.2. Unterfamilie Ptenophyllinae WEDEKIND, 1923

[ex Ptenophyllidae WEDEKIND, 1923]

Gattung *Acanthophyllum* DYBOWSKI, 1873

Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch SCHLÜTER, 1889): *Cyathophyllum heterophyllum* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851.

Diagnose: Zylindrische Einzelkorallen der Ptenophyllinae mit Krempen- oder Trichterkelchen. Septen beider Ordnungen. SI dünn bis stark verdickt. Bis zur Achse reichend und nicht bis stark eingedreht. Tabularium verhältnismäßig schmal mit zahlreichen axial konkaven Tabellae. Dissepimentarium breit mit der Kelchform entsprechend angeordneten Septen.

Vorkommen: Unter- bis Mittel-Devon; weltweit.

Acanthophyllum concavum (WALTHER, 1928)

(Taf. 2, Fig. 1a,b)

Holotypus: WALTHER, 1928: 114, Abb. 8.

Locus typicus: Bergisches Land, Hofermühle, Steinbruch, MTB Kettwig r: 65 100, h: 86 500.

Stratum typicum: Mittel-Devon, oberes Givetium, Schwelmer Kalk.

Material: Sieben Exemplare, Nr. B2.423/HW6, B2.423/CC3, B2.423/CC25, B2.423/CC40, B2.423/CC45, B2.423/CC54, B2.423/CC76.

Diagnose: *Acanthophyllum* mit Trichterkelchen und leicht verdickter Außenwand. Septen häufig auch am Polyparrand verdickt. SI bis in den Axialraum reichend, wo sie eingedreht sein können. Mittlere Anzahl SI 35. SII etwa ½ der Radiuslänge erreichend.

Beschreibung: Bruchstücke ± zylindrischer Polypare mit Durchmessern zwischen 21–25 mm. Die SI reichen bis in den Axialraum, wo sie mehr oder weniger stark eingedreht sind. Ihre Anzahl beträgt 31–33. Die SII sind vollständig entwickelt und erreichen bei gut erhaltenen Exemplaren etwa ½ der Radiuslänge. Peripher sind die Septen beider Ordnungen stark keilförmig verdickt, wodurch auch die Außenwand verbreitert erscheint.

Im Längsschnitt sind zahlreiche, kleine, ± halbkugelige Dissepimente der Trichterkelchform entsprechend angeordnet. An der Grenze zum Tabularium stehen sie fast senkrecht und sind stellenweise stark ausgelängt. Auffallend sind die der Kelchform parallel und schräg nach innen oben angeordneten Trabekelfächer. Das verhältnismäßig schmale Tabularium besteht aus zahlreichen, dicht stehenden Tabellae.

Vorkommen: Givetische Rindenkornkalke der Hohen Warte und des Kollinkofels.

Gattung *Grypophyllum* WEDEKIND, 1922

Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch WEDEKIND, 1922: 13): *Grypophyllum denckmanni* WEDEKIND, 1922.

Diagnose: Zylindrische Ptenophyllinae mit flachen bis tiefen Trichterkelchen und ± stark verbreiterter Epithek. Septen beider Ordnungen (SI und SII) überwiegend dünn. SI die Achse erreichend, SII fehlend bis sehr lang. Kleinsepten beiderseits des Gegenseptums ± deutlich verlängert. Lonsdaloide Dissepimente selten bis häufig. Tabularium schmal mit flachen bis axial leicht konkaven Tabellae.

Vorkommen: Mittel-Devon; weltweit.

Grypophyllum sp.

(Taf. 2, Fig. 2a,b)

Material: Fünf Exemplare, Nr. B2.423/CC14, B2.423/CC28, B2.423/CC86, B2.423/HW3, B2.423/KS14.

Beschreibung: Bruchstücke subzylindrischer Polypare, die mit einem Durchmesser von 12–13 mm für die Gattung relativ klein sind. Die Epithek ist mäßig bis stark verbreitert (0,5–2,0 mm). Kelche sind nicht erhalten. Die Anordnung der Dissepimente im Längsschnitt läßt jedoch auf eine steile Trichterkelchform schließen. Die 24–26 SI sind überwiegend vollständig ausgebildet und lassen einen Axialraum von max. 1,0 mm frei. Gelegentlich setzen sie jedoch auch an lonsdaloiden Dissepimenten an. Die SII erreichen maximal ½ der Länge der SI. Die Kleinsepten beiderseits des Gegenseptums sind deutlich verlängert. Auffallend ist in manchen Schliffbereichen eine z.T. starke Wellung vor allem der Großsepten.

Das Dissepimentarium besteht aus 3–5 Reihen steil stehender, vertikal ausgelängter Dissepimente. Das 4–5 mm breite Tabularium setzt sich aus zahlreichen dicht stehenden, axial leicht konkaven Tabellae zusammen.

Vorkommen: Rindenkornkalke im Bereich der Hohen Warte, der Kellerspitzen und des Kollinkofel.

3.2. Familie Stringophyllidae WEDEKIND, 1922

[ex Stringophyllinae WEDEKIND, 1922 durch WEDEKIND, 1925]

Gattung *Stringophyllum* WEDEKIND, 1922

Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch WEDEKIND, 1925: 64): *Stringophyllum normale* WEDEKIND, 1922 = *Endophyllum acanthicum* FRECH, 1885.

Diagnose: Zylindrische Einzelkorallen der Stringophyllidae mit Trichterkelchen. Septen meist nur einer Ordnung vollständig, Kleinsepten häufig ± stark in Einzeltrabekel aufgelöst bzw. zurückgebildet. Bilaterale Anordnung der Septen mäßig ausgeprägt. Dissepimentarium gut entwickelt mit lonsdaloiden Dissepimenten in unterschiedlicher Häufigkeit. Tabularium mit zahlreichen eng stehenden, axial z.T. stark konkav eingesenkten vollständigen Böden.

Vorkommen: Gesamtes Mittel-Devon; weltweit.

Stringophyllum sp. A

(Taf. 3, Fig. 1–3)

Material: 5 Exemplare Nr. B2.423/HW1, B2.423/HW2, B2.423/KS2, B2.423/KS7, B2.423/KS13.

Beschreibung: Verhältnismäßig kleine subzylindrische Polypare mit einem Durchmesser von 14–15 mm. Die Großsepten sind peripher stark verdickt, werden axial dünner und lösen sich dort in isolierte Trabekeln auf. Mitunter setzen sie an großen lonsdaloiden Dissepimentalblasen an. Ihre Anzahl beträgt 32–36. Die Kleinsepten sind mehr oder weniger stark aufgelöst und können dort, wo sie relativ vollständig sind, ½ der Länge der SI erreichen. Im

Längsschnitt nimmt das Tabularium etwa 1/3 des Radius ein und besteht aus dünnen, dicht stehenden, subhorizontalen bis axial leicht konkaven Böden. Das Dissepimentarium besteht aus ca. 5 Reihen vertikal z.T. stark ausgelängter Dissepimente, die einer Trichterkelchform entsprechend angeordnet sind.

Bemerkungen: *Stringophyllum* sp. A unterscheidet sich von anderen *Stringophyllum*-Arten durch die kräftigen, axial in isolierte Trabekeln aufgelösten SI, die im Vergleich zu anderen *Stringophyllum*-Arten relativ vollständigen SII und das im Verhältnis zum Radius schmalere Tabularium. Querschnitte der karnischen Form weisen hinsichtlich des Septenbaus eine gewisse Ähnlichkeit mit *Solipetra vietnamica* FONTAINE, 1961, einer bisher nur wenig bekannten Art aus dem Mitteldevon Asiens (Viet Nam-Yunnan), auf. Da deren Zuordnung jedoch nicht sicher ist (vgl. BIRENHEIDE, 1978: 152; HILL in TEICHERT, 1981: F250) und das in Saigon aufbewahrte Vergleichsmaterial nicht einsehbar war, wurden die karnischen Exemplare zunächst unter der Bezeichnung „*Stringophyllum* sp. A" zusammengefaßt.

Vorkommen: Givetische Rindenkornkalke im Bereich der Hohen Warte und der Kellerspitzen.

3.3. Familie Cyathophyllidae DANA, 1846

3.3.1. Unterfamilie Zaphrentinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850

Gattung *Alaiophyllum* GORJANOV, 1961

Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch GORJANOV, 1961): *Alaiophyllum jarushevskyi* GORJANOV, 1961.

Diagnose: Phaceloide Kolonien der Zaphrentinae. Septen beider Ordnungen gedrungen, keilförmig, peripher miteinander verschmelzend und so eine ± breite, deutlich abgesetzte Stereozone bildend. Nie die Achse erreichend. Böden vollständig oder unvollständig, horizontal bis leicht konvex oder konkav, peripher und axial mit zahlreichen zusätzlichen Tabellae. Dissepimentarium mit max. 2 Reihen blasenförmiger Dissepimente, meist in septaler Stereozone unterdrückt.

Bemerkungen: Die Eigenständigkeit von *Alaiophyllum* gegenüber *Temnophyllum* WALTHER, 1928 ist nicht gesichert (vgl. BIRENHEIDE, 1985: 239). Ebenso wie im Belegmaterial zu WALTHER, 1928 befinden sich auch im karnischen Material Formen, die Gattungsmerkmale beider Taxa aufweisen, i.e. kurze Septen und breites Tabularium bei *Alaiophyllym* bzw. bis in den Axialraum reichende SI und enges Tabularium bei *Temnophyllum*.

Vorkommen: Mittel-Devon, Givetium, bis tiefes Oberdevon; Eurasien, N-Amerika (NW-Gebiete).

Alaiophyllum jarushevskyi GORJANOV, 1961

(Taf. 3, Fig. 4a,b)

Holotypus: GORJANOV, 1961: Taf. 8, Fig. 1a-b (= Exemplar Nr. 755/1, Leningrad).

Locus typicus: S-Fergana, Boordy-Gebirgszug.

Stratum typicum: Mittel-Devon, Givetium.

Material: 1 Korallitenbruchstück Nr. B2.423/KG1.

Diagnose: Langzylindrische Koralliten mit Trichterkelchen und quergerunzelter Epithek. Septale Stereozone 2–3 mm. Korallitendurchmesser 13–15 mm. Septen beider Ordnungen, Anzahl SI 23–25. SII häufig nicht über den Innenrand der Wand hinausragend. Tabularium breit mit 24–29 Böden/cm Korallitenlänge.

Beschreibung: Es liegt ein 2,5 cm langes zylindrisches, im Querschnitt leicht ovales Korallitenbruchstück mit einem Durchmesser von 15,0 mm vor. Die 25 SI sind an der Basis keilförmig verdickt, werden außerhalb der bis zu 3 mm messenden septalen Stereozone fadenförmig dünn und nehmen etwa 1/2 der Radiuslänge ein. Die SII reichen kaum über den Innenrand der trabekulär kräftig verdickten Wand hinaus. Im Längsschnitt fällt das breite Tabularium mit umgekehrt tellerförmigen Böden sowie zahlreichen zusätzlichen, blasenförmigen Tabellae auf. Dissepimental-Bildungen sind fast vollständig durch die breiten Trabekeln der Septenansätze unterdrückt. Hin und wieder lassen sich jedoch 1–2 Reihen globoser Dissepimente beobachten.

Vorkommen: Kellergrat.

Alaiophyllum wirbelauense (PICKETT, 1967)

(Taf. 4, Fig. 2a,b)

Holotypus: PICKETT, 1967: 48, Abb. 12; Taf. 6, Fig. 25 (Exemplar Nr. SMF 18823, Senckenbergmuseum, Frankfurt/Main).

Locus typicus: Gemeinde-Steinbruch Wirbelau bei Weilburg/Lahn, Deutschland.

Stratum typicum: Iberger Kalk, Unter-Frasnium.

Material: 3 Exemplare Nr. B2.423/CC19, B2.463/CC26, B2.423/CC89.

Diagnose (nach PICKETT, 1967:47): Vergleichsweise kleine *Alaiophyllum*-Art mit kurzen, verdickten Septen und einem aus einer einzigen Reihe Dissepimenten bestehenden Dissepimentarium.

Beschreibung: Die vorliegenden Bruchstücke sind schlank zylindrisch und weisen einen durchschnittlichen Durchmesser von 8 mm (max. 10 mm) auf. Die SI sind keilförmig verdickt und kurz, ihre mittlere Anzahl beträgt 24. Die SII ragen kaum mehr als Dornen über den Innenrand der septalen Stereozone hinaus. Das Tabularium besteht aus regelmäßig ausgebildeten, umgekehrt tellerförmigen Böden. Die Tendenz zur Bildung zusätzlicher Tabellae ist vergleichsweise gering.

Vorkommen: Rindenkornkalke des Kollinkofels.

Gattung *Temnophyllum* GLINSKI, 1957

Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch LANG, SMITH & THOMAS, 1940): *Temnophyllum latum* WALTHER, 1928.

Diagnose: Überwiegend subzylindrische kleine bis mittelgroße Solitärkorallen der Zaphrentinae mit

Trichterkelchen. Keine Fossula-Andeutung, aber nicht selten verkürztes Hauptseptum. Septen randlich trabekulär verbreitert, so daß die einander berührenden Septenflanken eine Wandverdickung bilden. Randlicher Teil des Dissepimentariums aus blasenförmigen Tabellae im Längsschnitt.

Bemerkungen: Siehe Beziehungen zu *Alaiophyllum* GORJANOV.

Vorkommen: Mittel-Devon, Givetium, bis tiefes Ober-Devon; Eurasien, N-Amerika (NW-Gebiete).

Temnophyllum cf. *latum* WALTHER, 1928

Material: 17 Exemplare Nr. B3.423/CC1, B2.423/CC3–2, B2.423/CC5, B2.423/CC6, B2.423/CC7, B2.423/CC9, B2.423/CC15, B2.423/CC22, B2.423/CC23, B2.423/CC31, B2.423/CC32, B2.423/CC55, B2.423/CC75–1+2, B2.423/CC77, B2.423/KS5, B2.423/KG2.

Beschreibung: Es liegen zahlreiche subzylindrische Polypare mit Durchmessern zwischen 10–12 mm vor. Bei gut erhaltenen Exemplaren erkennt man im Querschnitt deutlich die durch keilförmig verbreiterte Septenflanken verdickte Wand, die jedoch nicht immer vollständig ausgebildet zu sein scheint. Die Großsepten sind lang, werden zur Achse hin fadenförmig dünn und können leicht eingedreht sein. Maximal lassen sie einen Axialraum von 2,3 mm frei. Ihre mittlere Anzahl beträgt 26. Die SII ragen kaum über die septale Stereozone nach innen. Im Längsschnitt erkennt man in günstigen Schnittlagen 3–4 Reihen globoser Dissepimente, die der Trichterkelchform entsprechend angeordnet sind. Häufig werden die Dissepimental-Lamellen jedoch durch die fast waagerecht stehenden septalen Trabekeln verdrängt. Das Tabularium ist zweizonig mit ± umgekehrt tellerförmigen Böden im Zentralteil, die an der Grenze zum Dissepimentarium in blasenartige Tabellae übergehen.

Vorkommen: Rindenkornkalke des Ober-Givetiums der Kellerwände und des Kollinkofels.

3.4 Familie Phillipsastreidae ROEMER, 1883 [emend. HILL, 1954]

Gattung *Pexiphyllum* WALTHER, 1928

Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch LANG, SMITH & THOMAS, 1940): *Pexiphyllum rectum* WALTHER, 1928.

Diagnose: Überwiegend subzylindrische Einzelkorallen der Phillipsastreidae mit nur gering entwickeltem Septenkragen (= Ort der Hufeisenlamellen-Ringzone) im Kelch. Septen vor allem im randlichen Querschnittbereich mäßig bis stark trabekulär verdickt und die Hufeisenlamellen verdrängend. Hufeisenlamellen-Ringzone im Längsschnitt von zusätzlichen blasenförmigen Dissepimentallamellen umgeben.

Vorkommen: Mittel-Devon, Ober-Givetium, bis Ober-Devon, Frasnium; Eurasien.

Pexiphyllum sp.

(Taf. 4, Fig. 1a,b)

Material: 2 Exemplare Nr. B2.423/CC39, B2.423/CC68.

Beschreibung: Es liegen zwei subzylindrische Polyparstücke vor, deren Kelch nicht erhalten ist. Die Außenwand ist nur teilweise erhalten und erscheint im Querschnitt dünn. Der Durchmesser beträgt ca. 14 mm. Die SI sind peripher nur mäßig verdickt und werden im Axialbereich fadenförmig dünn, was aber nur noch selten zu beobachten ist. Bei den übrigen Septen, die allgemein stark angelöst sind, wurden die feinen axialen Abschnitte infolge diagenetischer Prozesse vollkommen weggelöst. Die SII sind deutlich kürzer als die SI und scheinen nach innen nicht über den Bereich des Dissepimentariums hinauszuragen. Schnitte von Dissepimental-Lamellen zwischen den Septen sind wegen der starken Rekristallisationserscheinungen nicht mehr erkennbar. Im Längsschnitt erkennt man deutlich die Hufeisenlamellen, die z.T. von den typischen Trabekelfächern überdeckt werden. Das Tabularium besteht aus ± horizontalen Böden. Die Grenze zum Dissepimentarium ist aufgrund der diagenetischen Veränderungen verwischt.

Vorkommen: Rindenkornkalke des Kollinkofels.

4. Erhaltung und diagenetische Mikrostrukturveränderungen

Die Erhaltung der untersuchten Korallen ist makro- und mikrostrukturell geprägt durch die Fazies des Gesteins, d.h. ihre Einbettung in reinen Riffkalken. Dementsprechend sind sie weitgehend diagenetisch beansprucht, d.h. durch frühdiagenetische Zementbildungen, durch Rekristallisationen in der Art von Kornvergröberungen (aggrading neomorphism) und schließlich insbesondere durch eine spätdiagenetische Sparitisierung. Zusätzlich finden sich stärkere Korrosionserscheinungen, Verdrückungen und Brüche. Dennoch ist bei einem Teil des Materials die Architektur der jeweiligen Korallen erhalten, d.h. es sind die einzelnen Skelettelemente noch erkennbar und für eine systematische Interpretierung geeignet. In vielen Fällen konnte indessen nur eine generische Bestimmung durchgeführt werden.

Die stärksten Veränderungen finden sich bei den Mikrostrukturen. Im Gegensatz zu Korallen aus kalkmergeliger bzw. mergeliger Fazies sind die Feinstrukturen fast völlig zerstört bzw. überprägt, so daß die Skelettelemente heute nurmehr weitgehend eine mikritisch erscheinende Textur aufweisen (Taf. 5, Fig. 1,4). Dementsprechend können z.B. Trabekeln vielfach überhaupt nur – und dies auch allein in einigen Fällen – anhand ihrer Umrisse bzw. ihrer Begrenzungen oder Zentralbereiche nachgewiesen werden (vgl. Taf. 5, Fig. 2). Gelegentlich tritt eine, teils auch wirbelige Pseudolamellar-Struktur (i.S. von OEKENTORP, 1972) auf, bei der „lamellenartige" Einheiten parallel oder schief zur Skelettoberfläche verlaufen. Diese Struktur sowie zusätzlich eine Zickzack-Struktur (Taf. 5, Fig. 3,4) fand sich außer z.B. bei *Dendrostella* auch bei mit den Rugosa vergesell-

schafteten Vertretern der Gattung *Syringopora*. Beide Strukturen müssen als diagenetisch beurteilt werden, entstanden im Zusammenhang mit spätdiagenetischen Sammelkristallisationen bzw. der Ausbildung von Spaltrhomboedern. Radialfaserige Mikrostrukturen, normalerweise kennzeichned für Skelettelemente paläozoischer Korallen, konnten nicht oder nur selten beobachtet werden. Als charakteristisch zu erwarten wären diese beispielsweise bei der Gattung *Thamnopora* und *Favosites*; die Skelettelemente erscheinen vielmehr strukturlos, mikritisch, und die Skelettverdickungen als „strukturloses Stereoplasma" in der Auffassung früherer Autoren. Die Stromatoporen sind in einigen Fällen soweit rekristallisiert, daß sie wie ein mikritischer Kalk erscheinen (Taf. 1, Fig. 3) und ihre Natur allein anhand dunkler, Zentrenquerschnitte von Pilae darstellender Punkte in einer einheitlichen Grundmasse ableitbar wird.

Diese Erscheinungsbilder der Mikrostrukturen werden als diagenetisch bedingt angesehen. Sie stimmen völlig mit den Ergebnissen unserer langjährigen Untersuchungen zur Diagenese fossiler Korallen überein (s. OEKENTORP, 1980, 1989, jeweils mit umfangreicher Literatur).

Neben direkten Strukturveränderungen, d.h. z.B. einer Mikritisierung von Skelettelement-Abschnitten oder ganzer Bauteile, muß insbesondere auf sekundäre, abiogene Skelettverdickungen verwiesen werden. Diese treten bei dem hier untersuchten Material häufiger auf. Wie die Untersuchung pleistozäner Scleractinia von der Halbinsel Sinai ergab, erfolgen Skelettverdikkungen entweder über Zementbildung und nachfolgende Angleichung der Zemente und des Skelettmaterials über aggrading neomorphism oder direkt über aggrading neomorphism mit einhergehendem, teils unregelmäßigem „Auswachsen" der Kristallaggregate aus den Skelettelementen heraus (OEKENTORP, 1989). Im ersten Fall ist eine Identifizierung von Skelett und Zement oft kaum möglich, es sei denn, daß gewisse Reliktstrukturen eine Aufklärung ermöglichen. Als Beispiel sei hier auf die Verhältnisse bei *Pexiphyllum* oder *Alaiophyllum* hingewiesen (Taf. 6, Fig. 1,5). Im zweiten genannten Fall führt das Kristallwachstum zu einem unregelmäßig umgrenzten Skelettelement mit lokalen Auswüchsen und gezacktem Rand, wie im Fall *Battersbyia* (Taf. 6, Fig. 3,4) oder *Favosites* sp. (Taf. 6, Fig. 2).

Bei dem Material aus den Karnischen Alpen ist indessen die durch aggrading neomorphism hervorgegangene Faserstruktur infolge späterer Umkristallisation wieder verloren gegangen: durch Kornverkleinerung (Taf. 5, Fig. 1) bzw. spätdiagenetische Sparitisierung (Rhomboeder-Bildung) (Taf. 5, Fig. 3,4; vgl. OEKENTORP, 1980: Taf. 4, Fig. 2,3 u.a. Taf.). Sie bezog die Skelettelemente mit ein, so daß diese letztlich nurmehr als „Geisterstrukturen" vorhanden sind. Die Sparitisierung ist erkennbar an der Ausbildung der in unterschiedlicher Richtung oder teils regelmäßig zickzackartig verlaufenden Spaltrhomboeder-Scharen (Taf. 5, Fig. 3,4; vgl. Taf. 6). Sie nun ist das charakteristische Diagenesemuster der Korallen aus den Riffkalken der Karnischen Alpen.

Ein auffallendes Diagenesemuster zeigt *Dendrostella trigemme*. Dieses soll hier beispielhaft dargestellt und diskutiert werden, zumal diese Gattung weltweit auftritt und – in Abstufungen – immer wieder ein ähnliches Stukturbild als Ausdruck einer gleichgerichteten Diagenese aufweist. *Dendrostella* ist offensichtlich eine Gattung des riffnahen Rückriffes. Dies gilt auch für die karnischen Formen, die sich vergesellschaftet mit der häufig vorhandenen *Amphipora*, einer Rückriff- bzw. Lagunen-Form, findet. Die Bindung an eine bestimmte Fazies könnte somit auch ein Schlüssel zum Verständnis des charakteristischen Diagenesemusters sein. Abstufungen dieses Musters ermöglichen im übrigen eine Analyse der Skelettveränderungen.

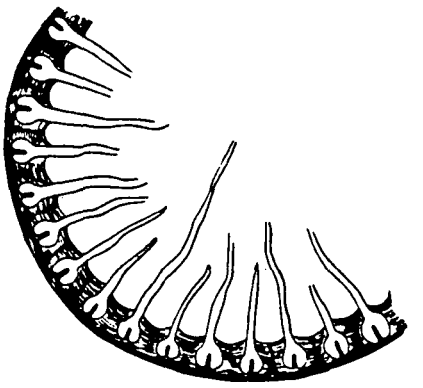


Abb. 2.
Dendrostella praerhenana GLINSKI, 1957.
Leicht schematisierter Querschnitt (nach SMF XXV 602b) mit keulig verdickten, schraubenschlüsselartigen peripheren Septenenden in einer (diagenetisch bedingten) konzentrisch faserigen Wand.
Aus GLINSKI (1957, Abb. 14).

Besonders auffällig ist bei *Dendrostella* in der Extremausbildung das Erscheinungsbild peripherer Septenabschnitte in Gestalt keulenförmiger Anschwellungen (Taf. 5, Fig. 1; Taf. 7; Taf. 8) bzw. eines „Schraubenschlüssels" (Abb. 2). Diese Stuktur wurde von GLINSKI (1957: 91) eingehend beschrieben und sei hier zitiert:

„ ... Jedes Septum erscheint als ein selbständiges Gebilde, ohne strukturelle Verbindung oder Überleitung zur Epithek. Die peripheren Septenenden sind weit in die Epithek eingelassen, scharf begrenzt und keulig verdickt. Die Verdickung ist, von der Peripherie her, median in zwei Lappen aufgespalten. Die Spaltspur erscheint im Dünnschliff als kurzer dunkler Stab. Auf den Außenseiten nicht zu stark angewitterter Koralliten sieht man diesen Einschnitt als feine Rille, die von zwei im Profil konvexen Leisten eingefaßt wird ... "

Die von GLINSKI sehr präzise charakterisierte Struktur stellt den Extremfall einer diagenetischen Entwicklung der Mikrostruktur dar, zu dem verschiedene Stadien der Veränderung bzw. Erhaltung hinführen. Zusammen mit Vergleichsuntersuchungen an GLINSKIS Originalmaterial sowie Material aus der ČSFR – ähnliche Verhältnisse zeigen auch Koralla aus den Ardennen; vom Monte Zermula/Karnische Alpen (s. FERRARI, 1968); u.a. Lokalitäten – war es möglich, die Genese dieses Erscheinungsbildes zu entschlüsseln.

1) Bei juvenilen Koralliten – z.B. im Knospungsbereich, wenn die Individuen noch nicht voneinander getrennt sind – findet sich zunächst eine dünne Wand mit einer dunklen Primärschicht der Epithek. Von dieser zieht eine nun als dunkle Mittellinie zu bezeichnende Linie jeweils in ein Septum hinein (Taf. 7, Fig. 1,2). – Hier sind im übrigen bereits diagenetische Veränderungen durch aggrading neomorphism zu beobachten (Taf. 5, Fig. 2), die zu einem verdickten Septensockel führten.
2) Mit zunehmendem Wachstum bis hin zum Reifestadium wurde weiteres Skelettmaterial angelagert, insbesondere im peripheren Bereich. Die axialen Septenabschnitte blieben hingegen dünn. Damit er-

gab sich das Bild eines peripher keilförmigen Septums in einer ebenfalls verdickten Wand (Taf. 7, Fig. 3; vgl. Taf. 8, Fig. 1,2,3) – wobei angemerkt sei, daß nicht in jedem Fall einwandfrei festgestellt werden konnte, ob die Wandverdickung eventuell zumindest teilweise auch diagenetisch verursacht sein kann; gewisse Indizien lassen diese Vermutung nicht unbegründet erscheinen. – Inwieweit die Septen trabekulär waren, wie dies GLINSKI für das von ihm untersuchte Material vermerkt, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Wir haben keine eindeutigen Hinweise entdecken können, auch nicht in den Längsschliffen; bei den karnischen Formen ohnehin nicht. Relikte einer trabekulären Septenstruktur zeigen jedoch die uns freundlicherweise von Herrn Dr. A. GALLE, Prag, zugänglich gemachten Exemplare aus dem Givetium der ČSFR (Taf. 5, Fig. 2).

3) Im Zuge der einsetzenden Diagenese – der Frühdiagenese – erfolgten nun offensichtlich von außen nach innen fortschreitend – so sehr deutlich erkennbar bei Exemplaren von *Dendrostella rhenana* (FRECH) des Materials GLINSKI – Rekristallisierungen der Art, daß zunächst im Bereich der Septensockel Kornvergrößerungen (aggrading neomorphism) mit der dunklen Mittellinie als Kristallisationskern einsetzten, bei gleichzeitiger Aufhellung des Karbonats (infolge Selbstreinigung). Hierbei spielten die Umbiegungszonen in der Kristallorientierung von den Septen zu den Wandkeilen eine gewisse Begrenzungsfunktion für die wachsenden Kristalle (Taf. 7, Fig. 3,4; vgl. Taf. 8, Fig. 1). Dieses Phänomen des Orientierungswechsels und seiner Begrenzungsfunktion ist immer wieder sowohl bei paläozoischen und mesozoischen als auch bei rezenten Korallen zu beobachten, damit nicht ungewöhnlich, jedoch ein wichtiger Faktor für Rekristallisationsvorgänge (vgl. Abb. 3).

   Die dunkle Mittellinie der Septen fungierte in diesem Zusammenhang zusätzlich als resistente Einheit. – Auch dies ist ein Phänomen, das bei Diagenesevorgängen häufigst zu beobachten und in der zunächst statistischen Orientierung der Kristallite zu Beginn der Skelettbildung zu suchen ist, jedoch nicht immer zutrifft. Hier beispielsweise wurde die dunkle Mittellinie in den axialen Septenabschnitten gleichermaßen wie das gesamte Septum mikritisiert. – Die neu wachsenden Kristalle orientierten sich vertikal zum Kristallisationskern (hier dem peripheren Abschnitt der dunklen Mittellinie) bzw. wuchsen entlang der begünstigten c-Achse. Auf diese Weise bilden sich die keulenförmigen Verdickungen mit einer mehr oder weniger radialen Ausrichtung der Fasern (Taf. 7, Fig. 4,5; vgl. Taf. 8), wie dies im übrigen ähnlich bei permischen und pleistozänen Korallen vonstatten ging (OEKENTORP, 1972, 1980, 1989). Je nach dem Verhalten des peripheren Anteils der dunklen Mittellinie bildeten sich geschlossene keulenförmige Septen – wenn peripher die Mittellinie durchbrochen werden konnte – oder peripher offene, zweilobige, schraubenschlüsselartige Verdickungen (vgl. Abb. 2).

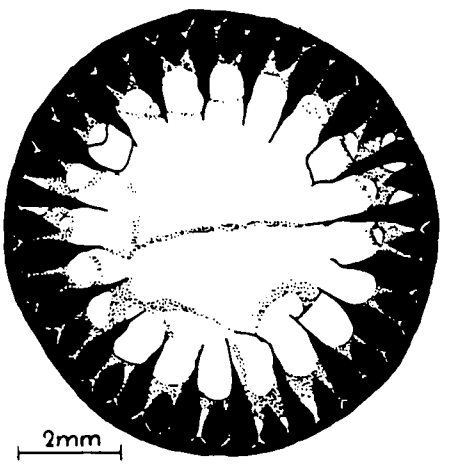


Abb. 3.
Disphyllum wirbelauense ROZKOWSKA & FEDOROWSKI, 1972.
Die periphere Spindelform der Septen wurde bewirkt durch den Faserrichtungswechsel und durch Diagenesevorgänge verstärkt.
Oberstes Givet; Olkusz, Polen.
Aus ROZKOWSKA & FEDOROWSKI (1972, Abb. 13a).

4) Dies ist im übrigen auch im Zusammenhang mit den Rekristallisationvorgängen der Wand bzw. der Wandkeile zu sehen. Auch diese unterlagen einer Veränderung, wobei unterschiedliche Vorgänge anzunehmen sind. Neben einer Kornvergröberung mit entsprechender Faserorientierung, „diktiert" durch die Begrenzungslinien und die wachsenden Kristalle der "Septenkeulen" finden sich Ausrichtungen vertikal zur Wand – soweit diese überhaupt noch rekonstruierbar sind – und zu den Septen. Besonders in wandnahen axialwärtigen Abschnitten dominieren die Orientierungen senkrecht zu den Septen, so daß hier eine wandparallele "Lamellierung" zustande kommt (s. Taf. 7, Fig. 5; Taf. 8, Fig. 2,3,4).

   Im Bereich der Wandkeile können indessen auch eigenständige radial orientierte Rekristallisationsbereiche auftreten, wobei auch hier wieder Umbiegungsgrenzen eine Rolle spielen. Dies führte dazu, daß Kristalle in die Interseptalräume hineinwuchsen und somit septenähnliche Architektureinheiten hervorbrachten (Taf. 7, Fig. 2). Ohne Berücksichtigung diagenetischer Vorgänge könnten hierin dann Septen einer dritten Ordnung gesehen werden, würde nicht das sporadische Auftreten dieser Bildung gegen eine Septendeutung sprechen. – Derartige pseudoseptale Strukturen sind im übrigen nicht selten und konnten auch bei permischen Rugosa und pleistozänen Scleractinia beobachtet werden (OEKENTORP, 1989).

   An den bei *Dendrostella* zu beobachtenden Wandverdickungen sind offensichtlich aber auch Zemente beteiligt und durch Rekristallisation in die Skelettmasse integriert. Hierfür fanden sich verschiedene Hinweise. So ist – wenn auch normalerweise auffällig – die Verdickungszone nicht immer einheitlich, wie dies mit Biodetritus verfüllte Interseptalräume verdeutlichen (Taf. 7, Fig. 5). Bei *Dendrostella rhenana* und *praerhenana* fanden sich dann in diesen Bereichen auch Zementsäume. Darüber hinaus konnten im sog. Wandbereich kleine, mit Fremdmaterial gefüllte Zwischenräume beobachtet werden (Taf. 8, Fig. 3), die gegen eine primäre Wandverdickung sprechen ebenso wie mehr oder weniger abgesetzte Bereiche einheitlicher Abmessung innerhalb der wandverdikkung, die mit den Ausmaßen der axialen, unverdickten Septen übereinstimmen (Taf. 8, Fig. 4; vgl. Taf. 7, Fig. 5). Diese stellen vermutlich die „Geisterstruktur" primärer Septen dar und zeugen für eine diagenetische Wandverdickung.

5) In einem weiteren, vielleicht auch gleichlaufenden Vorgang wurde das Skelettmaterial dann mikritisiert, so daß die Faserstruktur verloren ging.
6) Die karnischen Koralla unterlagen anschließend einer Sparitisierung, wobei die kennzeichnenden, oben geschilderten Strukturen ein weiteres Mal überprägt wurden und ebenso wie die Skelettarchitektur nurmehr schemenhaft als „Geisterstrukturen" überliefert sind, so u.a. der Schraubenschlüssel-Habitus der peripheren Septenenden.

Das karnische Material von *Dendrostella* gab somit den Anlaß zu einer eingehenderen Untersuchung von Material dieser Gattung unter Einbeziehung des im Senckenberg-Museum aufbewahrten Originalmaterials sowie vergleichbarer Formen wie *Battersbyia* u.a. Bedingt außer durch den speziellen Bau von *Dendrostella* glauben wir, daß auch fazielle Gegebenheiten, d.h. die Einbettung in riffnaher Backreef-Fazies, eine wesentliche Rolle bei der Ausprägung der so charakteristischen und weltweit zu beobachtenden Mikrostruktur spielten. Doch vor einer abschließenden Beantwortung dieser Fragestellung sind weiterführende Untersuchungen zur fazies- und taxonomisch gebundenen Diagenese erforderlich. Diese Problematik wurde bisher und wird leider immer noch viel zu wenig im Rahmen der Korallenforschung berücksichtigt.

5. Stratigraphische Verwertbarkeit der Rugosa sowie ein Vergleich mit Faunen anderer Devongebiete

Neben der systematischen Bestandsaufnahme der rugosen Korallenfauna bestand eine weitere Aufgabe des Forschungsvorhabens darin, mit Hilfe der Korallen das stratigraphische Alter der mächtigen Flachwasserkalke im Gipfelbereich des Kellerwand–Hohe-Warte-Zuges zu klären. Dies war vor allem deshalb von besonderer Bedeutung, da Conodontenanalysen der Kalke in diesem Bereich ohne Ergebnis blieben (mdl. Mitt. L. KREUTZER im Fühjahr 1987; vgl. auch KREUTZER, 1990: 289, 292).

Korallen besitzen, da sie in der Regel langlebige Gattungen und Arten hervorgebracht haben, nur in seltenen Fällen einen ähnlich guten stratigraphischen Leitwert wie z.B. Brachiopoden oder Trilobiten. Es hat sich allerdings gezeigt, daß bestimmte Korallen-Assoziationen durchaus recht genaue Aussagen über das Alter der betreffenden Ablagerungen zulassen (vgl. u.a. LÜTTE & OEKENTORP, 1988; BIRENHEIDE, 1988). Vor allem dann, wenn es – wie im Rahmen dieses Forschungsprojektes – zunächst nicht auf eine stratigraphische Feingliederung ankommt, sondern die grundlegende Fragestellung „Givetium oder Frasnium?" lautet und darüber hinaus an bestimmbarer Fauna fast ausschließlich Riffbildner zur Verfügung stehen. So lieferte die bearbeitete Korallenfauna, auch wenn die einzelnen Formen aufgrund der schlechten Erhaltung oft nur bis zur Gattung bestimmt werden konnten, wertvolle Hinweise über das Alter der Flachwasserkalke im Gipfelbereich des Kellerwand–Hohe-Warte-Zuges.

Im folgenden wird die Verbreitung und stratigraphische Verwertbarkeit einiger wichtiger Gattungen und Arten diskutiert.

5.1. Spongophyllinae DYBOWSKI, 1873

Dendrostella GLINSKI, 1957

Die Gattung *Dendrostella* ist im Arbeitsgebiet mit *D. trigemme* (QUENSTEDT, 1879) in den Riffkalken der Hohen Warte und des Kellerwandzuges vertreten. Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei dieser weltweit auf dem alten Nordkontinent verbreiteten Art um ein charakteristisches Faunenelement des Givetiums (vgl. Kap. 2.1). Hervorzuheben ist, daß *D. trigemme* zu den wenigen Korallen-Arten gehört, die für überregionale stratigraphische Korrelationen von Interesse sind (OLIVER & PEDDER, 1979: 247).

Ein weiteres Vorkommen von *D. trigemme* in den Karnischen Alpen beschreibt E. FLÜGEL (1958) aus einem Steinbruch östlich der Plöckenstraße an der Westflanke des Kleinen Pals. FERRARI (1968) kann die Art in givetischen Ablagerungen des östlich gelegenen Monte Zermula nachweisen.

Battersbyia MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851

Battersbyia wurde mit der Typus-Art *B. inaequalis* von MILNE-EDWARDS & HAIME (1851) aus givetischen Ablagerungen Südenglands beschrieben. Weitere givetische Arten sind vor allem aus der Süd-Eifel, dem Sauerland und dem Harz bekannt (vgl. u.a. GLINSKI, 1957; BIRENHEIDE, 1978).

Das aus dem Arbeitsgebiet vorliegende Material aus den Riffkalken der Hohen Warte und der Kellerwände ist schlecht erhalten, so daß eine genaue Artbestimmung nicht möglich ist. Gewisse Übereinstimmung besteht jedoch mit der im höheren Givetium des Harzes und der UdSSR vorkommenden *B. conglomerata* (vgl. Kap. 3).

FERRARI meldet mit *B. devonica* ein Vorkommen aus givetischen Ablagerungen des Monte Zermula. Die Gattungszuordnung dieser Art ist unseres Erachtens jedoch nicht gesichert. Der einzige vorliegende und zudem schlecht erhaltene Korallit besitzt einen 3-fach größeren Durchmesser als typische *Battersbyia*-Arten.

5.2. Ptenophyllinae WEDEKIND, 1923

Acanthophyllum DYBOWSKI, 1873

Die Gattung *Acanthophyllum* ist aus dem Unter- und Mittel-Devon weltweit mit zahlreichen Arten bekannt (vgl. BIRENHEIDE, 1961; 1978: 146–150). Das an allen Fundpunkten des Arbeitsgebietes nachgewiesene *A. concavum* (WALTHER, 1928) ist im gesamten Givetium Europas eine häufige Art und spielt vor allem in der karbonatischen Fazies eine Rolle (LÜTTE & OEKENTORP, 1988: 31).

Grypophyllum WEDEKIND, 1922

Ähnlich wie die verwandte Gattung *Acanthophyllum* ist auch die Gattung *Grypophyllum* weltweit in mitteldevonischen Ablagerungen vertreten. Interessant ist, daß in einer Probe vom Kollinkofel *Grypophyllum* zusammen mit dem Mikroproblematikum *Renalcis turbitus* WRAY, 1967 vorkommt. Nach Untersuchungen von KREUTZER (1990: 283, 287) ist diese ?Cyanophycee kennzeichnend für die Riffrandfazies des Frasniums.

5.3. Zaphrentinae
MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850

Alaiophyllum GORJANOV, 1961

Alaiophyllum wurde von GORJANOV (1961) aus givetischen Ablagerungen S-Ferganas (UdSSR) beschrieben. Die Typus-Art *A. jarushevskyi* GORJANOV, 1961 konnte im Arbeitsgebiet mit einem Exemplar in den Rindenkornkalken des Kellergrates nachgewiesen werden. Das Vorkommen von *Renalcis turbitus* WRAY, 1967 im Reststück dieser Probe legt nahe, daß sie schon frasnisches Alter besitzt (s.o. Bemerkungen zu *Grypophyllum*). Damit wäre *A. jarushevskyi* erstmals in stratigraphisch jüngeren Ablagerungen als im Typus-Gebiet nachgewiesen. Genauere Aussagen über die Reichweite der Art setzen allerdings weitere Untersuchungen an vermehrtem Material voraus.

Mit *A. wirbelauense* (PICKETT, 1967) kommt ein weiterer Vertreter der Gattung hinzu. Die Art wurde erstmals von PICKETT (1967) aus dem Iberger Kalk (Unter-Frasnium) beschrieben. ROZKOWSKA & FEDOROWSKI (1972) gelingt der Nachweis in oberdevonischen Ablagerungen des Heiligkreuzgebirges (Polen). Sie differenzieren zwischen den Unterarten *wirbelauense bonae* und *wirbelauense regulare*.

Temnophyllum WALTHER, 1928

Die Gattung *Temnophyllum* wurde von WALTHER (1928) mit etlichen Arten aus dem Schwelmer Kalk des Sauerlandes beschrieben. Wie sich später herausstellte, konnten von den zahlreichen *Temnophyllum*-„Arten" nur zwei als sicher voneinander unterscheidbar gelten, i.e. *Temnophyllum latum* WALTHER, 1928 und *Temnophyllum majus* WALTHER, 1928. Im Arbeitsgebiet ist *Temnophyllum* cf. *latum* in den Rindenkornkalken vor allem des Kollinkofels ein wesentlicher Bestandteil der rugosen Korallenfauna.

5.4. Phillipsastreidae ROEMER, 1883

Scruttonia ČEREPNINA, 1974

Die Gattung *Scruttonia* ist im Arbeitsgebiet mit der Art *S. julli* (PEDDER, 1986) in den Riffkalken (= „*Phillipsastrea*-Kalke"; vgl. dazu KÜSTER, 1987: 36) des Kollinkofels vertreten. Die bis dahin nur aus dem Frasnium Kanadas bekannte Art konnte damit im Rahmen dieses Forschungsprojektes erstmals auch in Europa nachgewiesen werden. ERRENST (mdl. Mitt. Frühjahr 1990) meldet ein Vorkommen aus obergivetischen debris flow-Sedimenten des nördlichen Sauerlandes und stellt den stratigraphischen Leitwert von *S. julli* im Frasnium Europas in Frage. Da Vertreter der Gattung *Scruttonia* bislang jedoch als gute Leitformen für das Frasnium galten (vgl. u.a. SCRUTTON, 1968; COEN-AUBERT, 1980; ROHART, 1982), wäre diese Aussage unseres Erachtens zunächst anhand vermehrten Materials zu prüfen.

Pexiphyllum WALTHER, 1928

Zwei Exemplare aus der am Fuß des Kollinkofels geborgenen Korallenfauna konnten der Gattung *Pexiphyllum* zugeordnet werden. Dieses Vorkommen ist deshalb von besonderem Interesse, weil Vertreter der Gattung ein Frasnium-Alter der entsprechenden Ablagerungen belegen (vgl. u.a. BIRENHEIDE, 1978: 112; 1989: 145).

*

Wie obige Ausführungen und die Auflistung in Tabelle 1 deutlich zeigen, lieferte die bearbeitete Korallenfauna sowohl Hinweise auf givetisches als auch auf frasnisches Alter der untersuchten Ablagerungen. So konnte im Gipfelbereich der Hohe Warte und der Kellerwände mit *Dendrostella trigemme, Battersbyia* sp. und *Stringophyllum* sp. A eine typische Faunenassoziation des Givetiums nachgewiesen werden. Am Kollinkofel sind *Acanthophyllum concavum, Grypophyllum* sp. sowie Vertreter des Formenkreises *Alaiophyllum – Temnophyllum* miteinander vergesellschaftet. Hinzu treten *Pexiphyllum* sp. und *Scruttonia julli*. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß BIRENHEIDE (1989) eine vergleichbare givetisch/frasnische Mischfauna aus mittel-/oberdevonischen Grenzschichten des Rheinischen Schiefergebirges beschreibt.

Die im Arbeitsgebiet nachgewiesene Faunenassoziation zeigt enge Beziehungen zur „west- und mitteleuropäischen Faunenprovinz" (OLIVER & PEDDER, 1984), die vor allem das Rheinische Schiefergebirge (einschließlich Ardennen) sowie die englischen, französischen, polnischen und tschechischen Devongebiete umfaßt.

Dank

Frau Dipl.-Geol. S. HENKELMANN begleitete die Autorin im Sommer 1986 zu den Geländearbeiten. Für ihre freundschaftliche Unterstützung sei ihr an dieser Stelle herzlich gedankt.

Ergänzendes Probenmaterial verdanken wir Herrn Dr. L. KREUTZER, Wien, sowie Herrn Dr. B. MISTIAEN, Lille.

Herr Dr. R. BIRENHEIDE, Frankfurt/Main, ermöglichte es, Vergleichsmaterial vor allem des Rheinischen Schiefergebirges aus den umfangreichen Sammlungen des Senckenbergmuseums zu studieren. Für seine Hilfs- und Diskussionsbereitschaft sind wir ihm sehr verbunden. Des gleichen danken wir Herrn Dr. A. GALLE, Prag, der *Dendrostella*-Material aus dem Devon Mährens/ČSFR zur Verfügung stellte.

Herr E.W. DÖRSCHELN, Präparator am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Münster, war uns freundlicherweise bei der Anfertigung der Dünnschliffe behilflich.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Projekt-Nr. Oe 87/5–1 finanziell unterstützt.

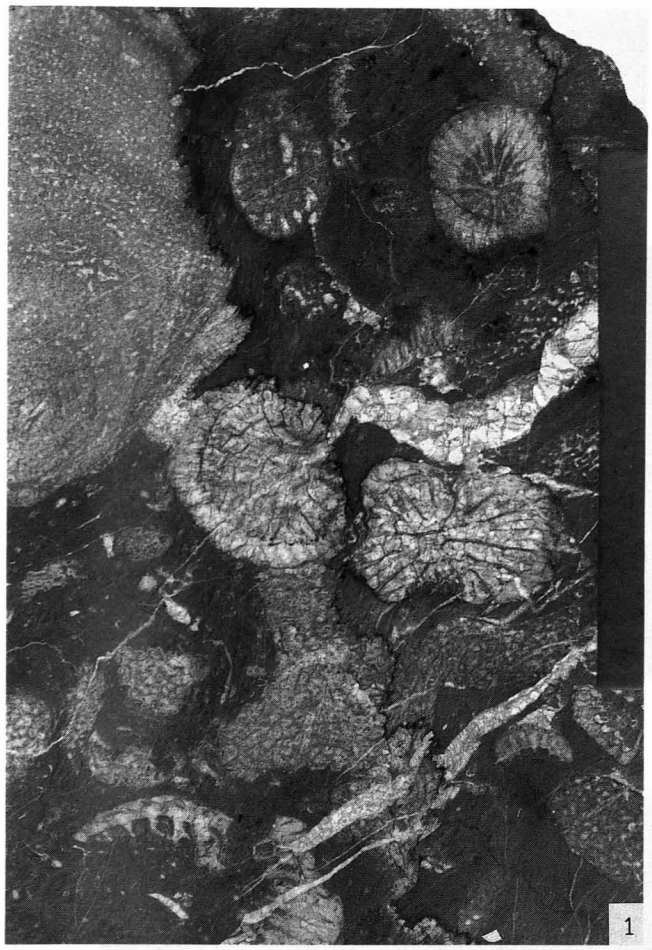
Tafel 1

Fig. 1: **Biomikrudit, Hinterriff-Fazies im Gipfelbereich der Hohen Warte.**
Die z.T. stark angelösten Riffbildner und Stylolithensäume zeugen von starker tektonischer Beanspruchung des Gesteins.
Balkenlänge = 2 cm.

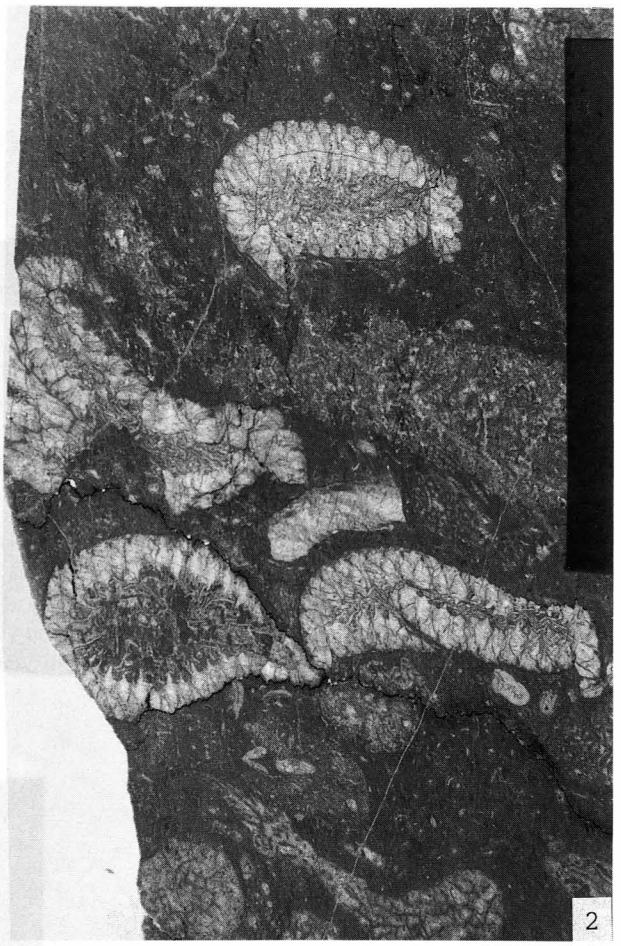
Fig. 2: **Biomikrudit, Hinterriff-Fazies im Gipfelbereich der Hohen Warte mit *Dendrostella trigemme* (QUENSTEDT).**
Die Koralliten sind stark ausgewalzt und die Skelettstrukturen fast vollständig zerstört.
Balkenlänge = 2 cm.

Fig. 3: ***Battersbyia* sp.**
Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/HW4, Riffkalke der Hohen Warte.
Balkenlänge = 2 cm.

Fig. 4: ***Dendrostella trigemme* (QUENSTEDT, 1879).**
Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/HW–S2, Riffkalke der Hohen Warte.
Balkenlänge = 2 cm.



1



2

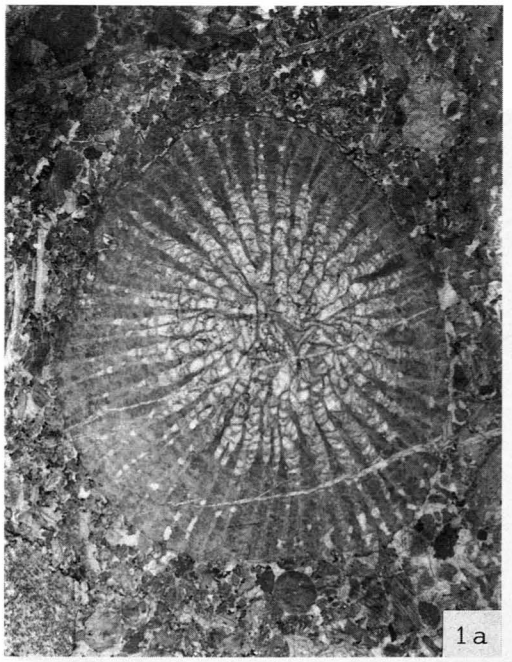
3

4

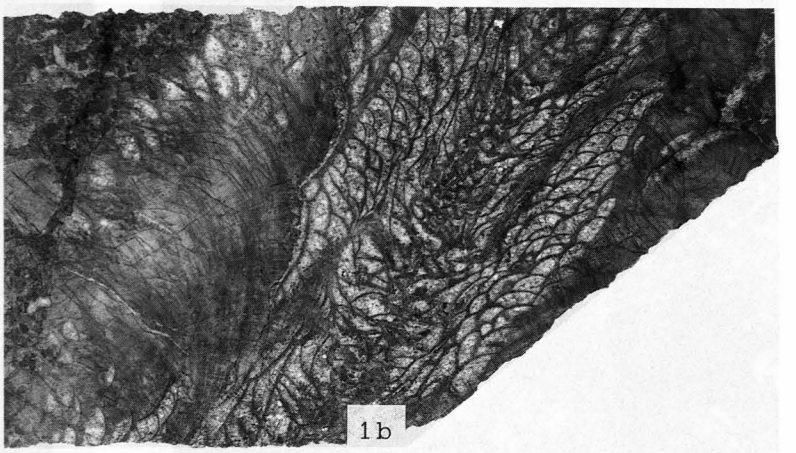
Tafel 2

Fig. 1: ***Acanthophyllum concavum*** **(WALTHER, 1928).**
a) Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC54 (×3,75).
b) Längsschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC3 (×3,75).
Rindenkornkalke des Kollinkofels.

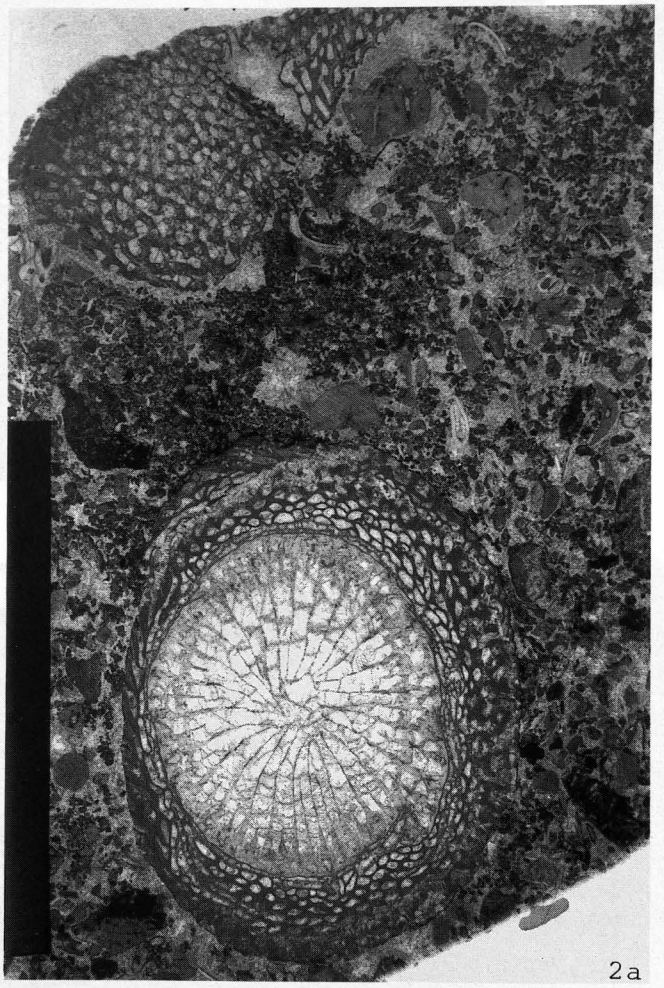
Fig. 2: ***Grypophyllum*** **sp.**
a) Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC28.
b) Längsschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC86.
Rindenkornkalke des Kollinkofels.
Balkenlänge = 2 cm.



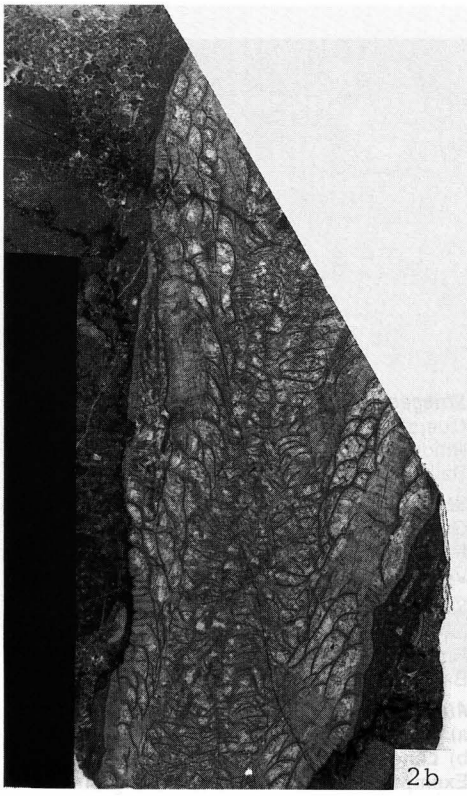
1a



1b



2a



2b

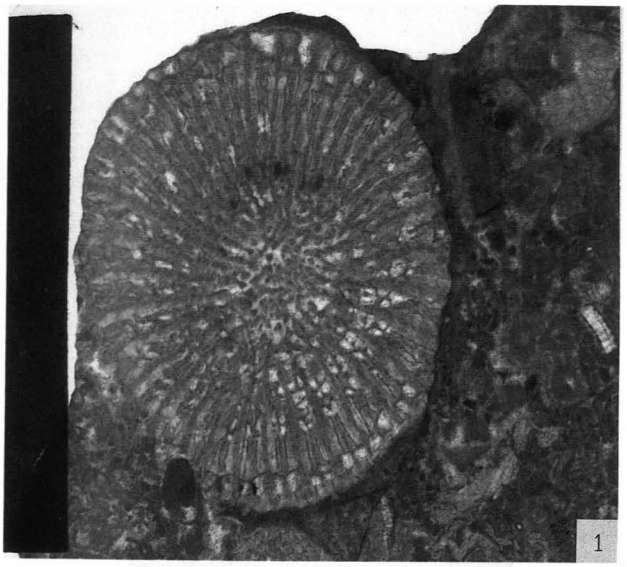
Tafel 3

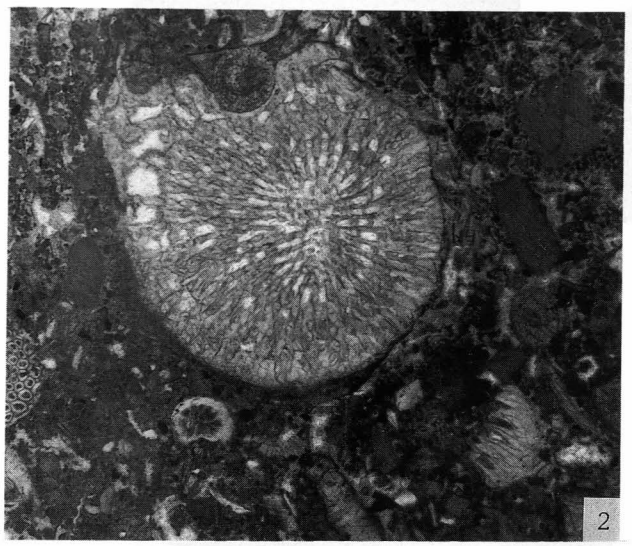
Fig. 1: ***Stringophyllum* sp. A.**
Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/KS13.
Rindenkornkalke der Kellerspitzen.
Balkenlänge = 2 cm.

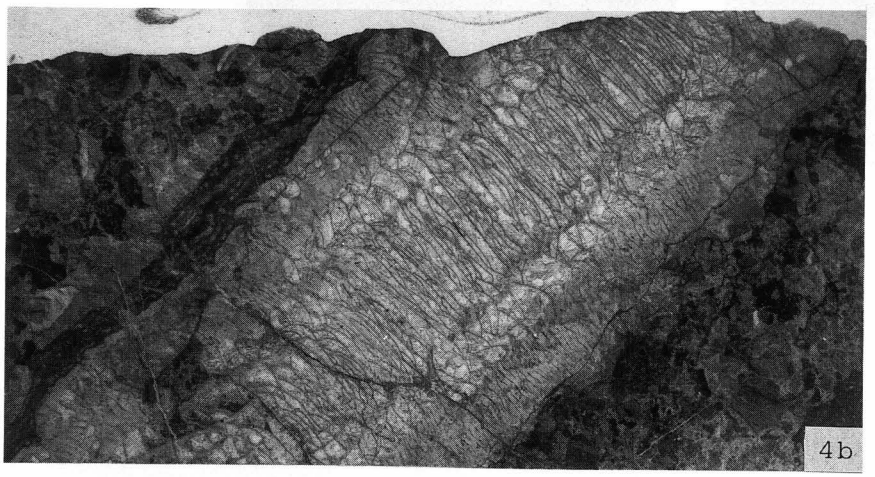
Fig. 2: ***Stringophyllum* sp. A.**
Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/KS2.
Rindenkornkalke der Kellerspitzen.
Vergrößerung wie Fig. 1.

Fig. 3: ***Stringophyllum* sp. A.**
Längsschnitt, Exemplar Nr. B2.423/KS7.
Rindenkornkalke der Kellerspitzen.
Balkenlänge = 2 cm.

Fig. 4: ***Alaiophyllum jarushevskyi* GORJANOV, 1961.**
a) Querschliff (×3,85).
b) Längsschliff (×3,85).
Exemplar Nr. B2.423/KG1, Kellergrat.



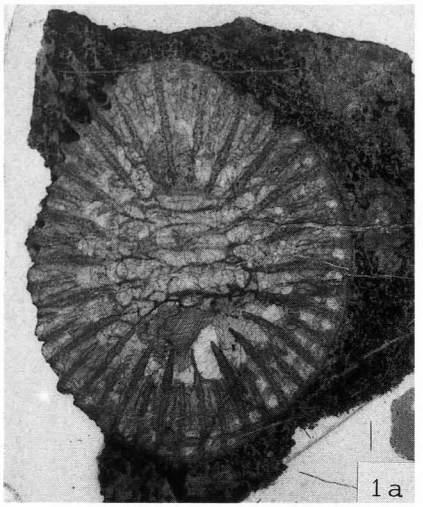




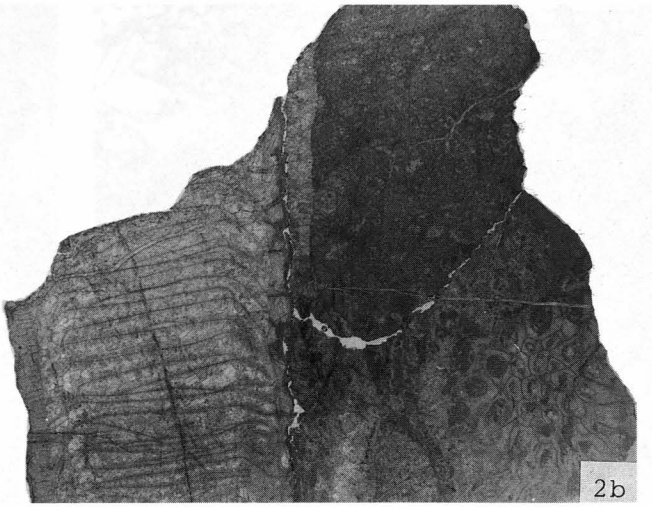
Tafel 4

Fig. 1: ***Pexiphyllum* sp.**
a) Querschliff (×3,75).
b) Längsschliff (×3,75).
Exemplar Nr. B2.423/CC68, Kollinkofel.

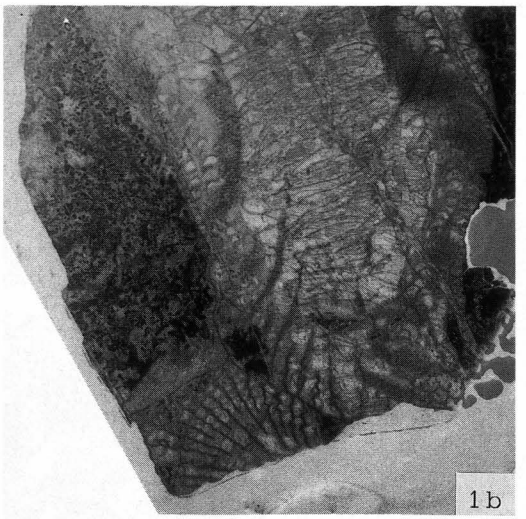
Fig. 2: ***Alaiophyllum wirbelauense* (PICKETT, 1967).**
a) Querschliff (×3,75).
b) Längsschliff (×3,75).
Exemplar Nr. B2.423/CC19, Kollinkofel.



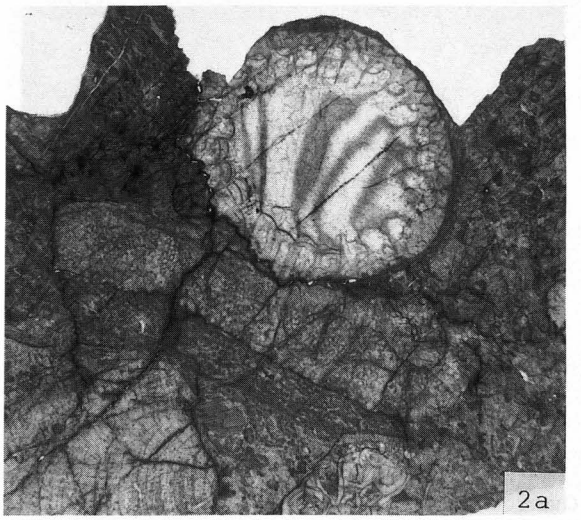
1a



2b



1b



2a

Tafel 5

Dendrostella trigemme (QUENSTEDT, 1879).
Ob. Eifelium – Unt. Givetium; Mähren/ČSFR.

Fig. 1: **Querschnitt.**
Wand des Korallums mit eingesenktem, diagenetisch keulenförmig verdicktem Septum. Relikthaft ist ein kurzer Abschnitt der dunklen Mittellinie erkennbar. Eine Faserung ist nurmehr schemenhaft im mikritisierten Skelettmaterial erkennbar.
×215.

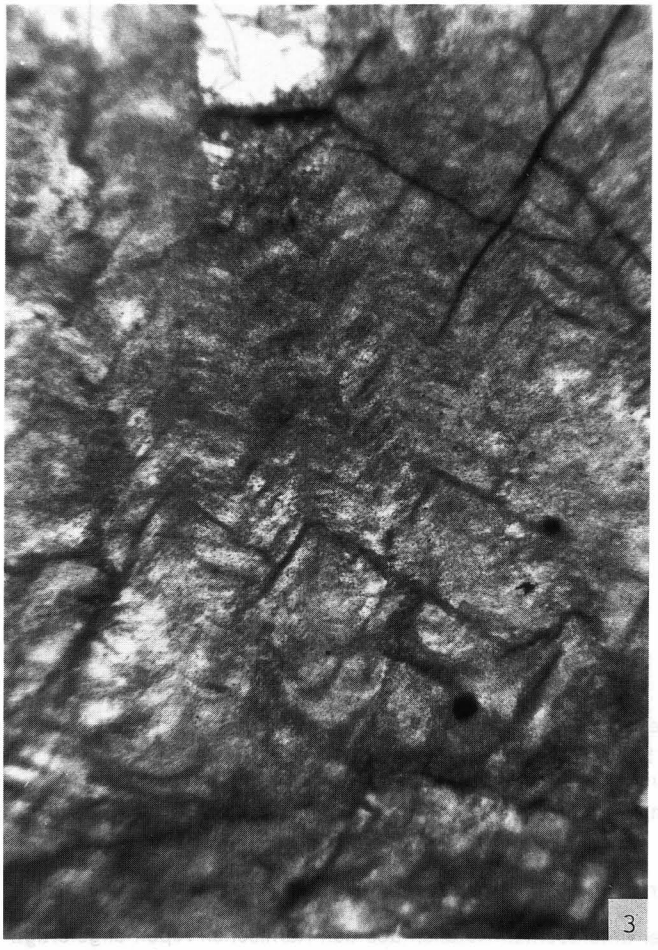
Fig. 2: **Längsschnitt.**
Relikthafte Trabekelstruktur eines Septums. Die Trabekelfächer erscheinen nurmehr in Gestalt ihrer dunklen Zentren. Die sie aufbauenden Fasern sind nicht mehr erkennbar. Die Struktur wurde mikritisiert.
×215.

Fig. 3: **Die Mikrostruktur der Wand.**
(im Übergangsbereich zu den Septen, im oberen Bildabschnitt) ist gekennzeichnet durch eine Zickzack-Orientierung von „Fasern". Diese stellen indessen lediglich Scharen von Spaltrissen bzw. von durch Sammelkristallisation entstandenen Spaltrhomboedern dar, besonders deutlich im unteren Bildteil.
×85.

Fig. 4: **Spaltrhomboeder-Bildung in der Wand.**
(Detail der Fig. 3), eine zickzackartige „Mikrostruktur" hervorrufend. Innerhalb der Zickzack-Linien lassen sich schemenhaft schräg dazu orientierte, d.h. der primären Orientierung von Fasern vielleicht entsprechende Strukturierungen beobachten.
×85.

1

2


3

4

Tafel 6

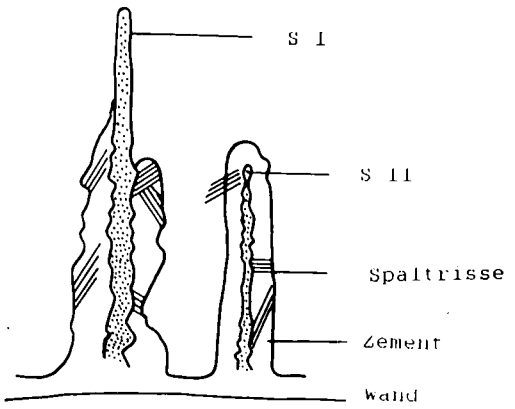
Fig. 1: **Zwei Septen von *Pexiphyllum*.**
mit unregelmäßigen Verdickungen sowie beispielhaft einigen Spaltriß-/Spaltrhomboeder-Scharen.

Fig. 2: **Wandverdickungen durch aggrading neomorphism bei *Favosites* sp.**
Lediglich im mittleren Teil findet sich ein Wandabschnitt in primärer Dicke.

Fig. 3+4: **Septenverdickungen durch aggrading neomorphism bei *Battersbyia*.**
sowie beispielhaft Spaltrhomboeder-Scharen.

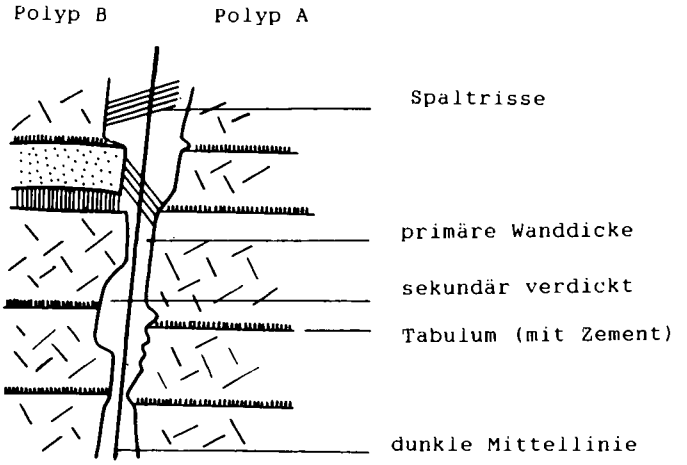
Fig. 5: **Periphere Septenverdickungen bei *Alaiophyllum*.**
Hier kann nicht definitiv zwischen primären und sekundären Verdickungen unterschieden werden.

Alle Zeichnungen wurden auf der Basis von Dünnschliffen der hier untersuchten Korallen aus den Karnischen Alpen angefertigt.



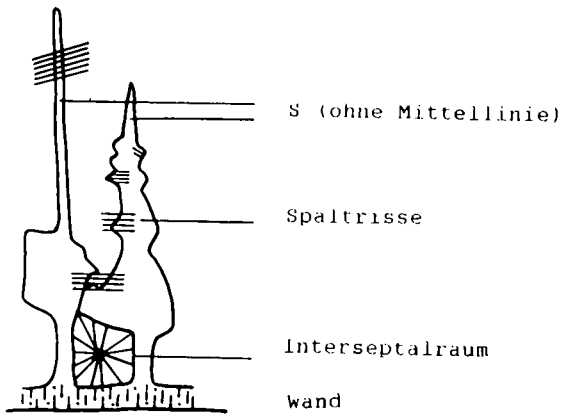
1

Battersbyia



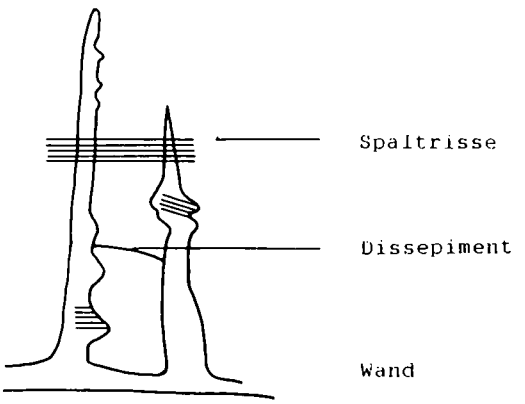
Favosites

2



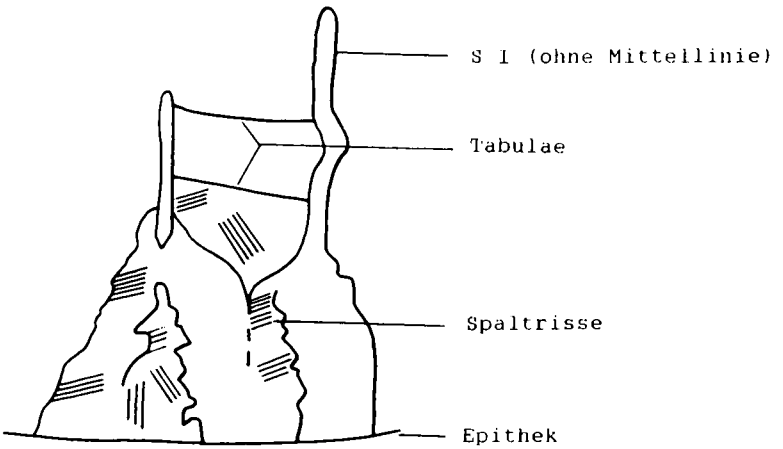
Battersbyia

3



Batterbyia

4



Alaiophyllum

5

Tafel 7

Mikrostrukturausbildung bei *Dendrostella*.

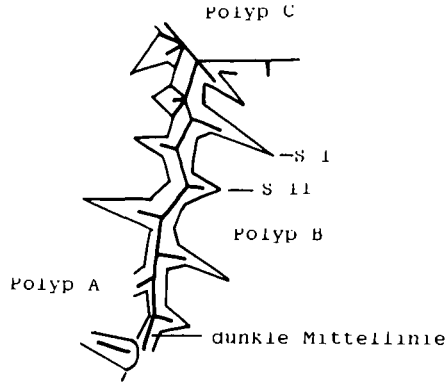
Fig. 1+2: **Septenentwicklung bei juvenilen Exemplaren.**
Wand und Septen sind noch unverdickt. Deutlich ist die dunkle Mittellinie, die sich auch in die Septen hinein erstreckt. In Fig. 2 findet sich ein rekristallisiertes (aggrading neomorphism) Septum mit groben Fasern.

Fig. 3: **Abgeleiteter Primärzustand der Septen und Wand bei *Dendrostella*.**
A) In juvenilem Zustand.
B) In adultem Zustand.
Zu beachten ist der Richtungswechsel der Faserorientierung. Dieser spielt eine wesentliche Rolle bei der Entstehung der diagenetischen keulenförmigen Septenanschwellung.

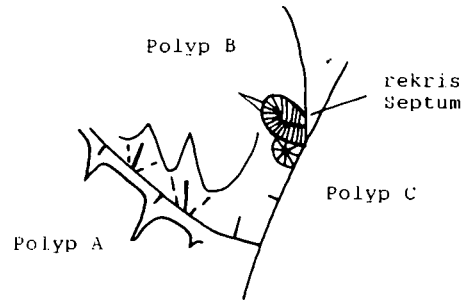
Fig. 4: **Zusammenstellung verschiedener Stadien diagenetischer Mikrostrukturen bei *Dendrostella*.**
Zeichnungen nach Dünnschliffen.

Fig. 5: **Unterschiedliche Wand-/Septenverdickungen bei *Dendrostella praerhenana* GLINSKI, 1957,**
zur Verdeutlichung der "Wandstruktur" einerseits und – wegen der unterschiedlichen Ausdehnung – zweifellos diagenetischen Entstehung der Verdickung.
Zeichnung nach Dünnschliff SMF XXV 602b, Sammlung des Naturmuseums Senckenberg.

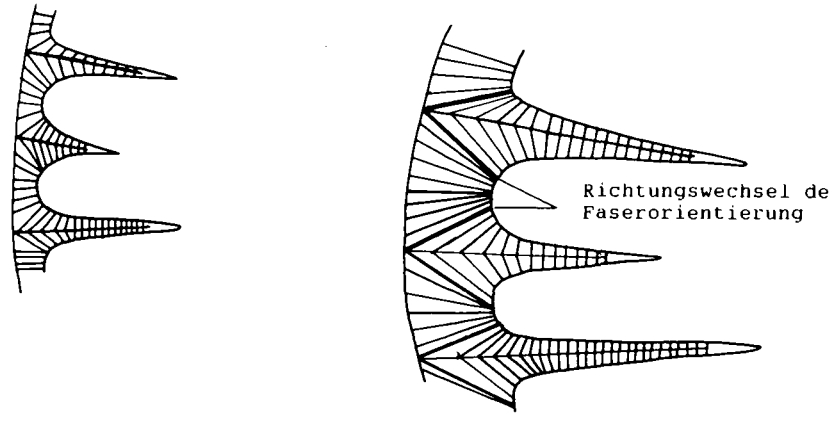
Die Zeichnungen 1, 2 und 5 basieren auf Dünnschliffen von Koralla aus dem rheinischen Devon (Bearbeitung durch GLINSKI, 1957); die Zeichnungen 3 und 4 sind schematische Darstellungen.



Dendrostella praerhenana
(juvenile Koralliten) 1



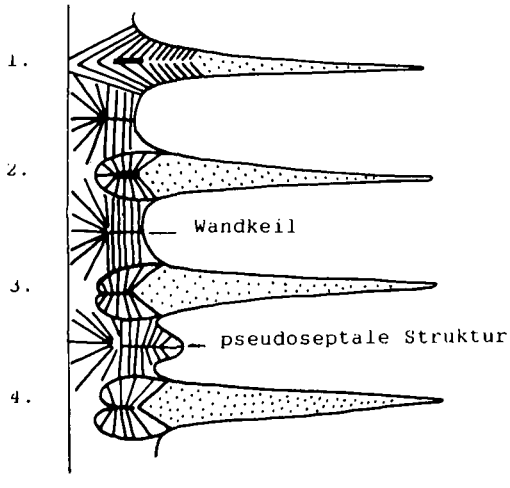
Dendrostella praerhenana
(juvenile Koralliten) 2



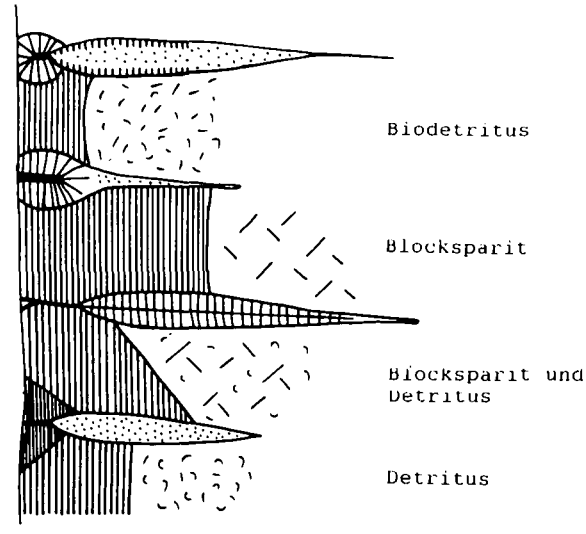
A juvenil

B adult

Mikrostrukturen bei
Dendrostella
Primärzustand 3



Dendrostella
Stadien genetischer
Mikrostrukturveränderungen
nach Dünnschliffen 4



Dendrostella praerhenana
(Schliff nach XXV 602 b)
Wandverdickungen 5

Tafel 8

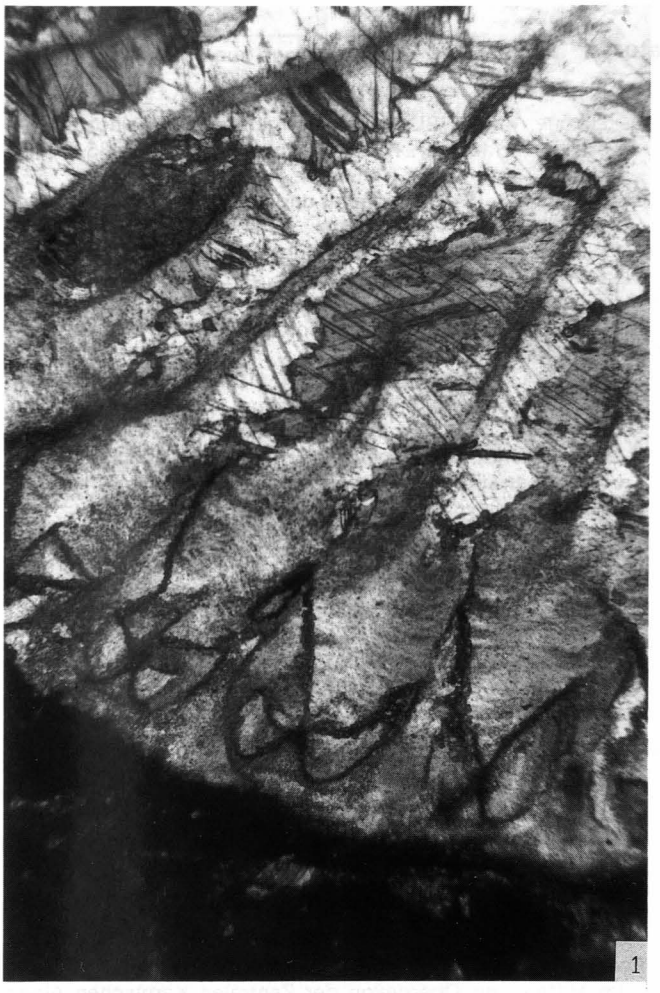
Dendrostella trigemme (QUENSTEDT, 1879).
Oberes Eifelium – Unteres Givetium; Mähren/ČSFR.

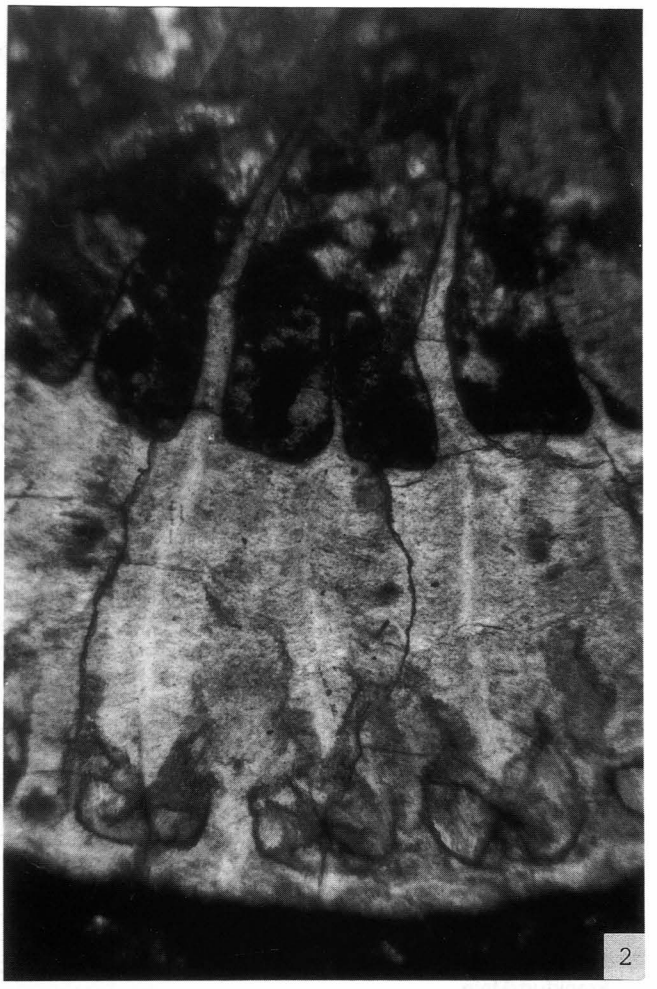
Fig. 1: **Querschnitt.**
Die axial dünnen Septen sind peripher verdickt. Infolge aggrading neomorphism und beeinflußt durch den Richtungswechsel der Fasern in der primären Orientierung entstanden im Verlaufe der Diagenese keulenförmige oder schraubenschlüsselähnliche Erscheinungsbilder. Durch eine spätdiagenetische Überprägung, Rhomboeder-Bildung, erfolgte die Ausbildung von Spaltrhomboedern.
×85

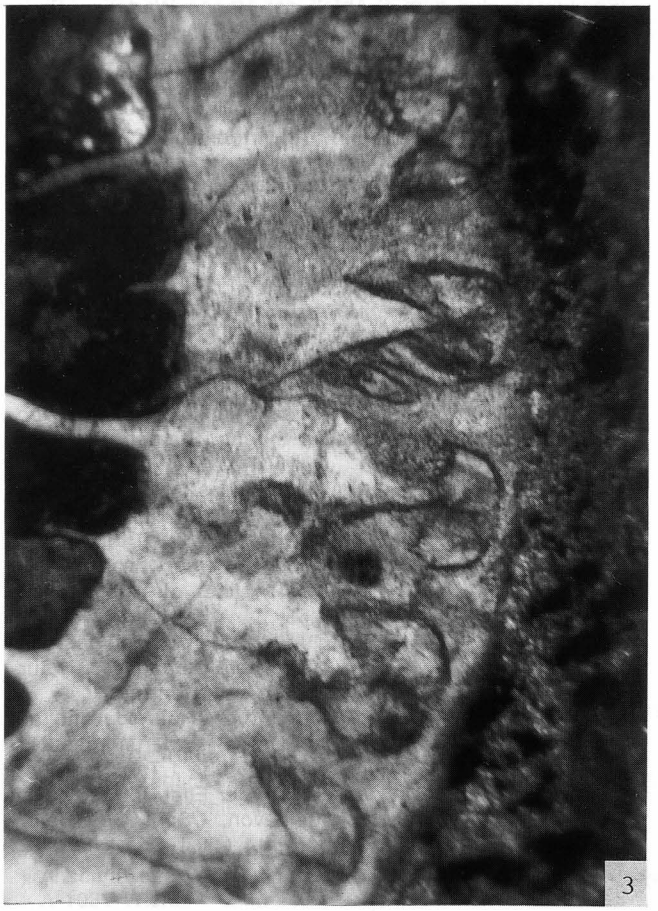
Fig. 2: **Querschnitt.**
Im Gegensatz zu Fig. 1 ist hier die Wand-/Septenverdickung breiter und regelmäßiger. Die "Fasern" orientieren sich mehr oder weniger parallel zur Korallum-Oberfläche.
×85.

Fig. 3: **Querschnitt.**
Wie in Fig. 2 ist der Bereich Wand/Septen sehr dick. In der rechten Bildhälfte finden sich offensichtlich mit skelettfremdem Material gefüllte Räume, die als Indiz für eine diagenetische Entstehung der Wand-/Septenverdickungen über Zemente bzw. aggrading neomorphism sprechen. Die Septenenden erscheinen lobiert, schmetterlingsartig.
×85.

Fig. 4: **Querschnitt.**
Innerhalb des verdickten Bereichs von Wand/Septen lassen sich relikthaft dünne Septenumrisse erkennen, die dafür sprechen, daß die Septen primär bis kurz vor der Wand unverdickt waren und erst diagenetisch die typische Verdikkungszone von Wand und Septen entstanden ist.
×85.


1


2


3

4

Literatur

BIRENHEIDE, R. (1978): Rugose Korallen des Devon. – In: KRÖMMELBEIN, K. (Hrsg.): Leitfossilien, begründet von GEORG GÜRICH. – 2., völlig neu bearb. Aufl., 2: vi + 265 S., 119 Abb., 2 Tab., 21 Taf.; Berlin – Stuttgart (Borntraeger).

BIRENHEIDE, R. (1988): Middle/Upper Devonian Boundary Rugose Coral Stratigraphy in the Rhenish Mountains of W. Germany. – In: MCMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Hrsg.): Devonian of the World, III: 141–145, 1 Abb., 1 Tab.; Calgary.

BIRENHEIDE, R. & LIAO, WEI-HUA (1985): Rugose Korallen aus dem Givetium von Dushan, Provinz Guizhou, S-China. 3: Einzelkorallen und einige Koloniebildner. – Senckenbergiana lethaea, **66** (3/5): 217–267, 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/Main.

COEN-AUBERT, M. (1980): Représentants du genre *Scruttonia* TCHEREPNINA, S.K. 1974 (Rugosa) en Belgique. – Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., **51** (4): 1–14, 1 Abb., 2 Taf.; Bruxelles.

FERRARI, A. (1968): Tetracoralli delle Alpi Carniche – La Fauna di Monte Zermula. – Ann. Mus. geol. Bologna, (2a) **36** (2): 531–594, 12 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Bologna.

FLÜGEL, E. (1958): Eine mitteldevonische Korallen-Stromatoporen-Fauna vom Plöckenpaß (Kleiner Pal-Westflanke, Karnische Alpen). – Carinthia II, **68**: 49–61; Klagenfurt.

FLÜGEL, H. (1959): Zur Kenntnis der Typen von *Favistella (Dendrostella) trigemme trigemme* (QUENSTEDT, 1881) und *Thamnophyllum trigeminum trigeminum* PENECKE, 1894. – N. Jb. Geol. Paläont. (Mh.), 113–120; Stuttgart.

GLINSKI, A. (1957): Taxionomie und Stratigraphie einiger Stauriidae (Pterocorallia) aus dem Devon des Rheinlandes. – Senckenbergiana lethaea, **38** (1/2): 83–108, 16 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.

GORJANOV, V.B. (1961): Novyj rod rugoz iz Srednedevonskich otlozenij juznoj Fergany. – Akad. Nauk SSSR, paleont. Z. **1961** (1): 70–74, Taf. 7–8, 1 Tab.; Moskva.

HILL, D. (1981): Rugosa and Tabulata. – In: TEICHERT, C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, F, Coelenterata, Suppl. 1, 1–2: I-XL + 762 S., 462 Abb., 3 Tab.; Boulder/Col., Lawrence/Kan.

KREUTZER, L.H. (1986): Geologische Detailkartierung des Gebietes zwischen Kellerwarte und Cellon im Karnischen Hauptkamm, Kärnten, Österreich. – Dipl.-Kartierung TH Aachen: 75 S., 28 Abb.; Aachen (unveröff.).

KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon, Kärnten, Österreich. – Jb. Geol. B.-A., **133**: 275–343, 35 Abb., 9 Taf.; Wien.

KÜSTER, P. (1987): Nachweis von Frasnium durch *Scruttonia julli* (PEDDER, 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **66**: 33–56, 1 Abb., 6 Taf.; Münster.

LANG, W.D., SMITH, S. & THOMAS, H.D. (1940): Index of palaeozoic coral genera. – Brit. Mus. (natur. Hist.): VII + 1–231; London.

LÜTTE, B.-P. & OEKENTORP, KI. (1988): Die stratigraphische Verteilung der solitären Rugosa im Givetium (Mittel-Devon) der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Newsl. Stratigr., **20** (1): 29–42, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.

MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J. (1851): Monographie des polypiers fossiles des terrains palaeozoiques. – Arch. Mus. Hist. natur., **5**: 1–502, 20 Taf.; Paris.

OEKENTORP, KI. (1972): Sekundärstrukturen bei paläozoischen Korallen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **24**: 35–108, 9 Abb., 1 Tab., 13 Taf.; Münster.

OEKENTORP, KI. (1980): Aragonit und Diagenese bei jungpaläozoischen Korallen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **52**: 119–239, 25 Abb., 15 Taf.; Münster.

OEKENTORP, KI. (1989): Diagenesis in corals: Syntaxial cements as evidence for postmortem skeletal structures. – Mem. Ass. Australas. Palaeontols., **8**: 169–177, 6 Abb.; Brisbane.

OLIVER, W.A. jun. & PEDDER, A.E.H. (1979): Rugose corals in Devonian stratigraphical correlation. – Spec. Pap. Palaeont., **23**: 233–248, 1 Tab.; London.

OLIVER, W.A. jun. & PEDDER, A.E.H. (1984): Devonian rugose coral biostratigraphy with special reference to the Lower–Middle Devonian boundary. – Pap. geol. Surv. Can. **84–1A**: 449–452.

PEDDER, A.E.H. (1972): Species of the tetracoral genus *Temnophyllum* from Givetian/Frasnian boundary beds of the district of Mackenzie, Canada. – J. Paleont., **46** (5): 696–710, 5 Abb., 5 Taf.; Menasha/Wis.

PEDDER, A.E.H. (1973): Description and biostratigraphical significance of the Devonian coral genera *Alaiophyllum* and *Grypophyllum* in western Canada. – Contr. canad. Paleont., Bull. **222**: 93–127, Abb. 31–58, Taf. 11–15; Ottawa.

PEDDER, A.E.H. (1986): The Devonian rugose coral genera *Haplothecia, Kuangxiastraea* and *Scruttonia*. – Curr. Res., A, Geol. Surv. Canada, Paper **86–1A**: 649–661, Abb. 78.1–78.22; Calgary.

PICKETT, J. (1967): Untersuchungen zur Familie Phillipsastreidae (*Zoantharia rugosa*). – Senckenbergiana lethaea, **48** (1): 1–89, 19 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/Main.

POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 134 S.; Bonn (unveröff.).

QUENSTEDT, F.A. (1878–1881): Petrefactenkunde Deutschlands. 6): Die Röhren- und Sternkorallen. – 1093 S., 184 Taf. (Atlas); Leipzig (Fues).

ROHART, J.-C. (1982): Phillipsastraeidae (Rugosa) du Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). 2. – *Scruttonia boloniensis* (M.E. et H., 1851). – Ann. Soc. géol. Nord, **101**: 105–115, 6 Abb., Taf. 9–10; Lille.

ROZKOWSKA, M. & FEDOROWSKI, J. (1972): Genus *Disphyllum* DE FROMENTEL (Rugosa) in the Devonian of Poland and its distribution. – Acta palaeont. polonica, **17** (3): 265–340, 28 Abb., 11 Taf., 5 Tab.; Warszawa.

SCHLÜTER, C. (1889): Anthozoen des rheinischen Mitteldevon. – Abh. geol. spec.-Kt. Preußen thüring. Staaten, **8** (4): x + 1–207, 16 Taf.; Berlin.

SCRUTTON, C.T. (1968): Colonial Phillipsastraeidae from the Devonian of south-east Devon, England. – Bull. brit. Mus. nat. Hist., Geol., **15** (5): 181–281, 21 Abb., 18 Taf.; London.

WALTHER, C. (1928): Untersuchungen über die Mitteldevon-Oberdevongrenze. – Diss.: 1–58, 34 Abb.; Marburg.

WEDEKIND, R. (1922): Zur Kenntnis der Stringophyllen des oberen Mitteldevon. – Sitz.-Ber. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, **1** [1921]: 1–16, 18 Abb.; Marburg.

WEDEKIND, R. (1923): Die Gliederung des Mitteldevons auf Grund von Korallen. – Sitz.-Ber. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, **1992** (4): 24–35, 7 Abb., 1 Tab.; Marburg.

WEDEKIND, R. (1925): Das Mitteldevon der Eifel. II. Materialien zur Kenntnis des mittleren Mitteldevon. – Schr. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, **14** (4): 1–85, 4 Tab., 17 Taf.; Marburg.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 261–272	Wien, März 1992

Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen

Von LUTZ HERMANN KREUTZER*)

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Kärnten
Karnische Alpen
Devon
Stratigraphie
Mikrofazies
Tektonik
Paläogeographie
Palinspastik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung ... 261
Abstract ... 262
1. Einleitung ... 262
2. Mikrofazies-Typen ... 262
2.1. MF-Typ 2 (KREUTZER, 1990): Rindenkorn-Grainstone ... 262
2.2. MF-Typ 4b (KREUTZER, 1990): mikritischer Loferit ... 262
2.3. MF-Typ 4c: Mikroklastischer Loferit ... 262
2.4. MF-Typ 5c (KREUTZER, 1990): Bindstones ... 262
2.5. MF-Typ 11: Amphiporen-Bafflestone ... 264
2.6. MF-Typ 12: Quarzreicher Dolosparit ... 264
2.7. MF-Typ 13: Ostracoden- und Parathuramminacea-Packstone ... 264
3. Profilbeschreibungen ... 264
3.1. Profil am Gamskofel ... 264
3.2. Profile im Biegengebirge ... 264
3.2.1. Austriascharte ... 265
3.2.2. Seekopf ... 266
3.3. Feldkogelzug (Polinik-Profil) ... 266
4. Paläogeographie ... 266
5. Palinspastik ... 268
5.1. Ausglättung der Cellonfalte ... 268
5.2. Deckenstirnfalte der Kellerwanddecke ... 269
5.3. Der hochpelagische Ablagerungsraum ... 269
5.4. Entfernungen der Faziesräume ... 269
6. Vorschlag neuer Formationsnamen ... 269
6.1. Faziesübergreifende Formationen ... 269
6.1.1. Rauchkofel-Kalk ... 269
6.1.2. Pal-Kalk ... 270
6.1.3. Kronhof-Kalk ... 270
6.1.4. Hochwipfel-Formation ... 270
6.2. Formationen der Kellerwanddecke (südliches Flachwasser) ... 270
6.3. Cellondecke (Übergangs-Fazies) ... 271
6.4. Rauchkofel-Schuppendecke (Pelagische Karbonat-Fazies) ... 272
6.5. Bischofalm-Schuppendecke (Stillwasser) ... 272
6.6. Feldkogeldecke (Nördliches Flachwasser) ... 272
Dank ... 272
Literatur ... 272

Zusammenfassung

Vier neu bearbeitete Profile in den Flachwasserkalken des Devons des Zentralkarnischen Hauptkammes zeigen eindeutige Hinweise bezüglich ihrer Entstehungsbedingungen. Auf der Grundlage der Arbeit von KREUTZER (1990) lassen sich paläogeographische Rückschlüsse ziehen. Nach der nun vorliegenden erweiterten mikrofaziellen und stratigraphischen Bearbeitung der

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. LUTZ HERMANN KREUTZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

devonischen Karbonate des Zentralkarnischen Hauptkammes müssen die Formationsnamen und deren stratigraphischer Umfang revidiert werden. Diese Revision wird hier in Form einer stratigraphischen Tabelle (Tab. 1) mit fazieller Unterteilung abgebildet.

Palinspastic Reconstruction and Revised Subdivision of the Devonian in the Central Carnic Alps According to New Investigations

Abstract

Four new sections from the shallow water facies of the Devonian of the central Carnic Alps are clearly referred to distinct facies types. On the basis of the paper from KREUTZER (1990) paleogeographical conclusions are drawn. In addition, a revised stratigraphic scheme is presented (Table 1) in which all existing Devonian formations are considered and briefly characterized.

1. Einleitung

Während der vergangenen Jahre wurden vom Autor mikrofazielle Beobachtungen am Cellon-/Kellerwandzug im Herzstück des Zentralkarnischen Hauptkammes ausgearbeitet, die es zuließen, in Kombination mit neuen stratigraphischen Daten tektonisch komplizierte Verhältnisse einer Entschlüsselung näherzubringen (KREUTZER, 1985, 1986, 1989a, 1990; KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984). In den benachbarten Gebieten des Cellon-/Kellerwandzuges, dem Biegengebirge im Westen, dem Gamskofelmassiv im Norden sowie dem Polinik im Nordosten (s. Abb. 1), wurden die Untersuchungen weitergeführt. Die Profilaufnahmen ließen sich oft nur unter Anwendung alpinistischer Methoden bewerkstelligen (s. KREUTZER, 1989b, 1990).

2. Mikrofazies-Typen

Am Gamskofel und im Biegengebirge sind Flachwasserkarbonate aufgeschlossen; sie stehen in engem Zusammenhang mit dem benachbarten Cellon-/Kellerwand-Zug, wo bisher 10 Mikrofazies-Haupttypen (KREUTZER, 1990) vom Intertidal bis zum pelagischen Bereich unterschieden wurden (die im Rahmen der vorliegenden Arbeit aufgestellten neuen Mikrofaziestypen werden aus diesem Grund bezüglich ihrer Numerierung an diese 10 Typen an- bzw. eingereiht:

2.1. MF-Typ 2 (KREUTZER, 1990): Rindenkorn-Grainstone

Matrix: Sparitisch.

Komponenten: Bioklasten, Peloide, Rindenkörner.

Biogene: Echinodermenbruchstücke, Dasycladaceen.

Gefüge: Meist stark tektonisiert.

Deutung: Unter hoher Wasserenergie innerhalb der photischen Zone entstandenes Hinterriff-Sediment.

2.2. MF-Typ 4b (KREUTZER, 1990): Mikritischer Loferit

Matrix: Mikrit.

Komponenten: Wenig Biogene.

Biogene: Parathuramminacea, selten Ostracoden.

Gefüge: Hohlräume (LF-B-I-Gefüge), birdseyes und stromatactis mit Internsedimenten aus Dolomitkristallsilt, oft wolkige Strukturen, Feinschichtung, oft tektonisch beansprucht.

Deutung: Diese Gesteine wechseln sich ab mit den unter 2.5. beschriebenen Amphiporen-bafflestones, den unter 2.3. beschriebenen mikroklastischen Loferiten und den unter 2.4. beschriebenen Algen-Bindstones. Aufgrund der mikritischen Matrix müssen sie unter ruhigen Bedingungen, jedoch in sehr flachem Wasser in Nähe des intertidalen Milieus entstanden sein, was im Schliffbereich hangende oder liegende Algen- und Dolomitkrusten zeigen. Der Sedimentationsraum lag im sehr flachen Wasser in der photischen Zone, allerdings von Welleneinwirkung weitgehend abgeschnürt.

2.3. MF-Typ 4c: Mikroklastischer Loferit

Matrix: Sparit, teilweise limonitisch, lagenweise Dolomit.

Komponenten: Gerundete Mikroklasten.

Klasten: Oft aus aufgearbeitetem Echinodermenschutt oder Mikritklasten, andere Klasten durch sekundäre Mikritisierung nicht zu identifizieren.

Gefüge: Hohlraumgefüge (L-F-B-II-Gefüge), komponentengestützt, Feinschichtung durch lagenweise Anreicherung von Limonit oder Dolomit.

Deutung: Diese Gesteine sind Aufarbeitungslagen. Dafür spricht die vollkommene Rundung der Körner. Der ständige Wechsel mit Dolomitlagen und mikritischen Loferiten spricht für die Sedimentierung im Bereich des Intertidals.

2.4. MF-Typ 5c (KREUTZER, 1990): Bindstones

Matrix: Mikrit, primärer Dolomit.

Komponenten: Biogene.

Biogene: Algenkrusten, sehr selten Ostracoden und Parathuramminacea.

Gefüge: Feinschichtung durch Wechsel von Dolomit und Algenkrusten, Hohlraumgefüge mit birdseyes; Trockenrisse und scherbiger Bruch, Lithoklasten.

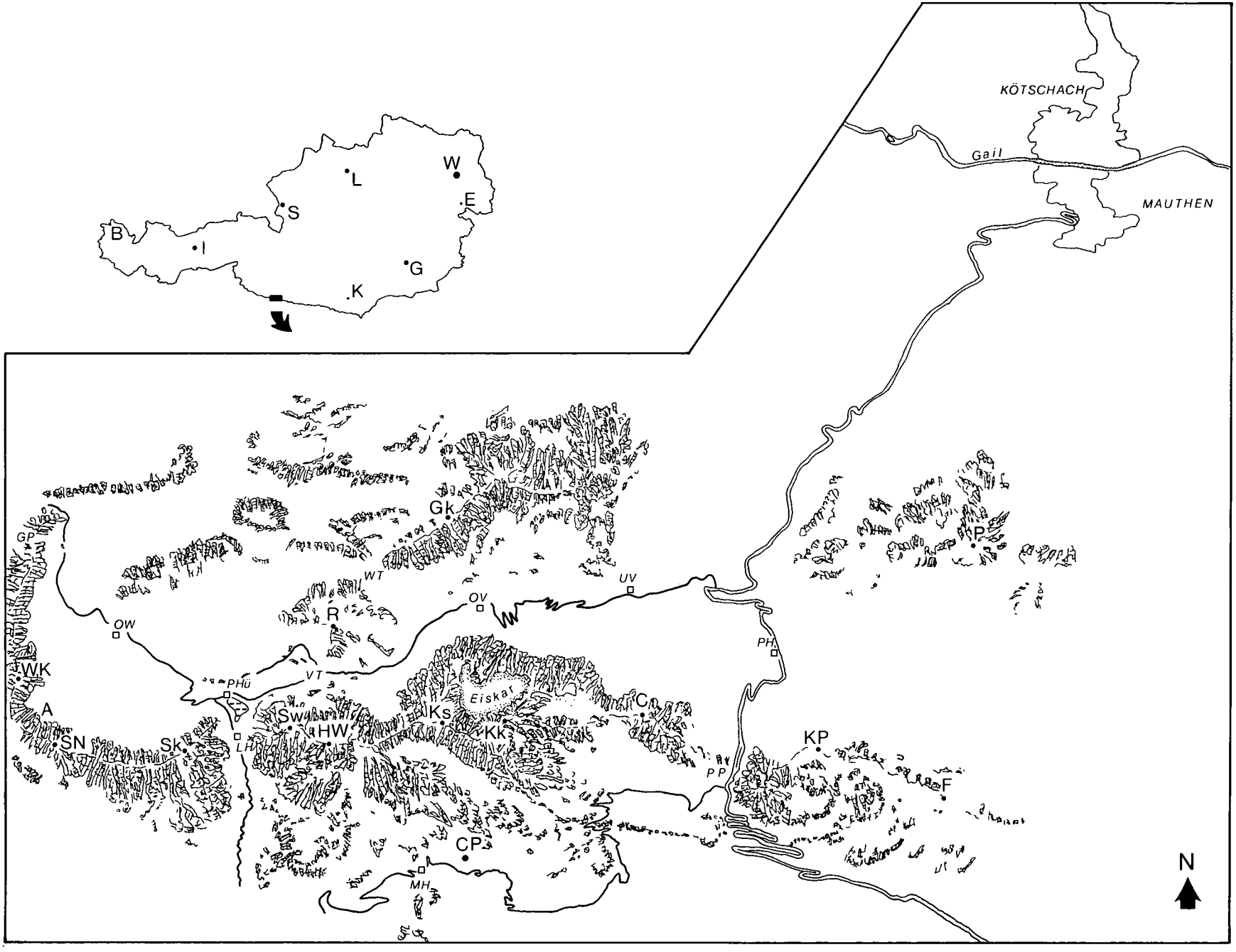


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes.
Übersichtskarte: B = Bregenz; E = Eisenstadt; G = Graz; I = Innsbruck; K = Klagenfurt; S = Salzburg; W = Wien.
Detailkarte: Wände und Berge: A = Austriascharte; C = Cellon; CP = Cima Plotta; F = Freikofel; Gk = Gamskofel; HW = Hohe Warte; Kk = Kollinkofel; KP = Kleiner Pal; Ks = Kellerspitzen; P = Polinik; SN = Sasso Nero; Sk = Seekopf; Sw = Seewarte. Pässe: PP = Plöckenpaß; VT = Valentintörl; WT = Wodnertörl.
Alpenvereins-Hütten und Almen: LH = Rifugio Lambertenghi e Romanin; MH = Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli; OV = Obere Valentinalm; OW = Obere Wolayer-Alm; PH = Plökkenhaus; PHü = Eduard Pichl-Hütte; UV = Untere Valentinalm.

Deutung: Diese Gesteine entstehen im Intertidal; Trockenrisse oder durch Trocknung zerbrochene Algenkrusten machen dies deutlich.

2.5. MF-Typ 11: Amphiporen-Bafflestone

Matrix: Mikrit oder Mikrosparit, Dolomit.

Komponenten: Biogene, selten Peloide.

Biogene: Sessile Amphiporen, selten Brachiopodenschalen und Dasycladaceen.

Gefüge: Schlammgestützt, Amphiporen oft tektonisch ausgelängt, Mikrit zeigt tektonische Orientierungsmuster. Hohlraumgefüge sehr selten.

Deutung: Die Amphiporen wuchsen im flachen Wasser auf Karbonatschlamm, der Sedimentationsraum muß sich vor Wellen geschützt befunden haben. Übergänge zu Rindenkorn-Grainstones (MF-Typ 2; KREUTZER, 1990) mit Dasycladaceen sind möglich.

2.6. MF-Typ 12: Quarzreicher Dolosparit

Matrix: Dolomit, Sparit.

Komponenten: Authigener Quarz, primärer Dolomit, Algenstromatolithen.

Gefüge: Feinschichtung durch Wechsel von dolomitischen und Quarzhorizonten, teilweise auch Algenstromatolithen.

Deutung: Typische Gesteine des Intertidals. Authigene Quarzlagen deuten auf salinare Bedingungen hin. Algenstromatolithen sind die einzigen Lebenszeichen, die in diesen Gesteinen zu finden sind.

2.7. MF-Typ 13: Ostracoden- und Parathuramminacea-Packstone

Matrix: Mikrit/Sparit.

Komponenten: Peloide, Biogene.

Biogene: Ostracoden, Calcisphaeren, Parathuramminidae, wenige Algenkrusten.

Gefüge: Feinschichtung, Hohlraumgefüge.

Deutung: Randbereich des Intertidals, mäßige Wasserzirkulation.

3. Profilbeschreibungen

3.1. Profil am Gamskofel

Am Gamskofel wurde ein Profil durch die augenscheinlich gut gebankten Karbonate gelegt, welche die Gipfelregion des Massives aufbauen. Conodonten konnten aus diesen Gesteinen nicht isoliert werden. Liegend wurde von BANDEL (1972) ein kurzes Profil in der Gamskofel-Südwand aufgenommen. BANDEL fand keine stratigraphisch eindeutigen Hinweise.

Das hier beschriebene Profil befindet sich auf der Nordwestseite des Massives am sogenannten „Bösen Gangele" (Übergang vom Raimundatörl zum Wodner Törl) und wurde 1988 von M. ZOBEL beprobt. Das Profil beginnt in 2190 m NN in einer markanten Senke zwischen zwei Bergrippen und arbeitet sich nach Westen in Richtung Wodner Törl vor. Es umfaßt eine Mächtigkeit von insgesamt 45 Meter.

Am Gamskofel können vier der oben beschriebenen Mikrofaziestypen unterschieden werden: MF-Typ 4b, 4c, 5c und 11. Sie gehen vertikal mit mehr oder weniger scharfen Grenzen ineinander über. Die Übergänge von Laminiten oder Loferiten zu Amphiporenkalken sind in den meisten Fällen scharf, die von Amphiporenkalken zu Loferiten und die von Loferiten zu Laminiten kontinuierlich.

Milieu

Das Profil zeigt Flachwasserentwicklung im Hinterriff, das episodisch von Wasserspiegelschwankungen erfaßt wurde, sodaß sich Fauna und Flora diesen unterschiedlichen Bedingungen anpassen mußten. Während Amphiporen unter lagunären Bedingungen siedeln konnten, zogen sie sich zurück, sobald das Wasser flacher wurde, Loferite mit geringer Fauna und Flora entstanden im sehr flachen abgeschnürten Wasser, oft sank der Wasserspiegel soweit, daß sich Dolomit- und Algenkrusten bildeten. Sobald das Wasser wieder gestiegen war, breiteten sich rasch Amphiporen über dem ruhigen Meeresboden aus.

Bemerkungen

Im Gegensatz zu den Amphiporen-bafflestones am Gamskofel (MF-Typ 11) sind die ausgedehnten Amphiporenrasen in den Kellerwänden und an der Hohen Warte ohne mikritische Matrix. Hier hat eine größere Wasserenergie dafür gesorgt, daß die Rindenkorn-Sedimente (MF-Typ 2: KREUTZER, 1990) ausgewaschen worden sind. Während die Amphiporen-Gesteine des Kellerwandzuges mit Crinoiden, Korallen, Dasycladaceen, Muscheln, Ostracoden und Gastropoden eine diverse Plattformflora und -fauna bergen (mit Verzahnungen zum Riffkörper), beschreiben die Verhältnisse am Gamskofel eine spärliche Fauna, die außer Amphiporen selten andere Elemente hat. Das Wasser war ruhiger, zeigt aber vertikal rasche Übergänge zu intertidalen Sedimenten.

3.2. Profile im Biegengebirge

Das Biegengebirge besteht aus einem Ost-West gestreckten Zug (Seekopf, Monte Canale, Chianalettagrat) und einem anschließenden Süd-Nord-Zug (Sasso Nero, Austriascharte, Wolayer Kopf, Biegenköpfe, Giramondopaß). Zwischen Sasso Nero und Chianalettagrat zieht die bedeutendste Störung im Biegengebirge hindurch, erkennbar an einer tief eingeschnittenen Scharte, an der die Gesteine völlig zerrüttet sind.

Begeht man das Schuttfeld entlang dem Biegengebirge im Norden des Ost-West gestreckten Teils oberhalb der Wolayer Alm, lassen sich mehrere Karbonatgesteine unterscheiden, die aus den steilen Nordwänden stammen:

1) Hinterriffschuttkalke mit Crinoidenschutt und Rindenkörnern (MF-Typ 2; MF-Typ 4b), wie sie in den Kellerwänden und der Hohen Warte vorkommen (s. KREUTZER, 1990),

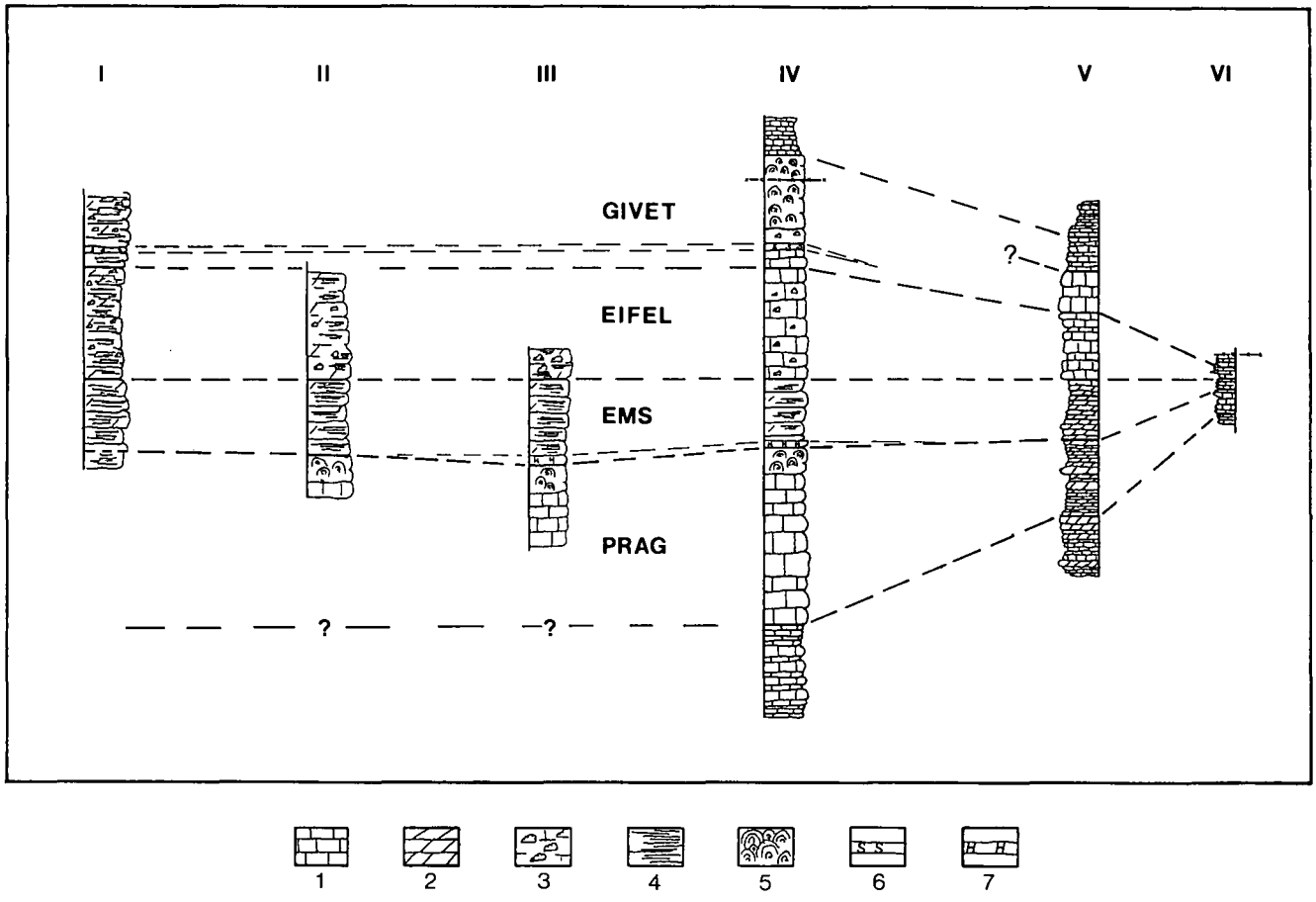


Abb. 2.
Profilkorrelation.
Südliche Flachwasserfazies: I = Gamskofel; II = Austriascharte; III = Seekopf; IV = Hohe Warte – Obere Kellerwand (KREUTZER, 1990).
Übergangsfazies: V = Untere Kellerwand – Cellon (KREUTZER, 1990).
Pelagische Karbonatfazies: VI = Profil Oberbuchach II (SCHÖNLAUB, 1985), 1 = Kalk, 2 = Dolomit, 3 = Loferit, 4 = Laminit, 5 = Riffkalk, 6 = Stringocephalenkalk, 7 = Hercynellenkalk (Seewartekalk).

2) gelblich-graue Laminite mit Zwischenlagen von sparitisch gebundenen Crinoidenschutt- und Rindenkornkalken, typisch für die Ausbildung der Hohen Warte und Seewarte im oberen Ems,
und
3) wenige dunkelgraue bis schwarze Schlammkalke mit großen Gastropoden, typisch für das untere Ems der Seewarte (Seewartekalk n. JHAVERI, 1969).

Auffällig ist die starke Zerrüttung im Ost-West-Zug des Biegengebirges. Vertikale Störungen und Ruschelzonen haben das Massiv zerstückelt und lassen die Schichtung (südliches Einfallen) nur noch erahnen. Hingegen ist der Bereich zwischen dem Sasso Nero und dem Giramondopaß kaum tektonisiert: Die horizontal angeschnittenen Schichtbänke sind schon von weitem sehr gut sichtbar und ziehen von Süden nach Norden ungestört durch. Die grauen und gelben Bänke erinnern an die Ausbildung des Nordgrates am Mooskofel (also im Gamskofelmassiv), den die Erstbegeher eben wegen dieser hellen und dunklen Streifen "Zebragrat" getauft haben.

Aufgrund der unterschiedlichen Gesteinsausbildung erschien es angebracht, durch beide Teile des Biegengebirges je ein Profil zu legen, um sie untereinander aber auch mit bereits bekannten Profilen vergleichen zu können. Dazu wurden der Seekopf-Nordostgrat und der Klettersteig durch die Austriascharte gewählt.

3.2.1. Austriascharte

Die Austriascharte ist eine markante Vertiefung im Kamm des Biegengebirges zwischen Sasso Nero und Wolayer Kopf. Das Profil wurde durch die Nordostwand bis zum Gipfel des Wolayer Kopfes (Profilhöhe ca. 470 m) verfolgt. Durch diese Nordostwand führt ein markierter Steig. Dieser Steig ist die leichteste Route senkrecht zur Schichtung im nördlichen Biegengebirge, obwohl in dessen oberem Drittel anhaltend senkrechte Wandpartien durchstiegen werden müssen, die mit Drahtseilen versichert sind.

Die Karbonate im Profil des Biegengebirges sind mikrofaziell denen des Gamskofelmassives ähnlich. Alle Proben zeigen starke Anzeichen von Tektonisierung.

Im unteren Teil der Austriascharte (1990 m bis 2070 m NN) stehen spätige Karbonate an, die bereichsweise vollkommen rekristallisiert sind. Einige Reliktgefügemerkmale beweisen jedoch, daß diese Gesteine primär sparitisch gebundene Bioklastkalke waren (etwa dem MF-Typ 2 entsprechend). Echinodermenbruchstücke und selten Dasycladaceen sind noch zu erkennen.

Diese Kalke werden von regelmäßig gebankten Karbonaten überlagert, in denen sich 0,5 bis 1 m mächtige ockerfarbene dolomitische Lagen (MF-Typ 4c) mit 5 bis 10 m mächtigen Kalken des MF-Typs 2 abwechseln. Zum Hangenden (ab 2090 m NN) werden die Abstände zwischen den gelben Bänken immer geringer, die kar-

bonatischen Zwischenschichten werden vom MF-Typ 4b eingenommen.

In Höhe 2200 m NN erfolgt eine Traverse durch die Wand Richtung Nordwesten, die Wand wird steiler, die Kalke massiger. Ab hier folgen Amphiporenkalke des MF-Typs 11, wie am Gamskofel in Wechselfolge mit Loferiten und Algen-Laminiten. Diese Folge hält an bis zum Gipfel des Wolayer Kopfes (2472 m NN).

Das beschriebene Profil ist gültig für das gesamte Biegengebirge vom Sasso Nero bis zum Giramondopaß.

3.2.2. Seekopf

Der Seekopf bildet den östlichen Eckpfeiler des Biegengebirges, er liegt direkt südwestlich des Wolayer Sees. Seine Ostflanke und die Westwand der Seewarte formen das Wolayer Törl, den Grenzübergang zwischen Italien und Österreich. Das Profil (Wandhöhe ca. 450 m) wurde entlang der Ostwand des Seekopfes durch Abseilen aufgenommen, zuvor wurde der für den Aufstieg in Bezug auf Steinschlag sichere markante Ostgrat durchstiegen (meinem Seilpartner REINHARD RANNER möchte ich herzlich danken).

Das Profil beginnt am Einstieg der Ostflanke in 2190 m NN (dem untersten Punkt der Abseilpiste). Hier stehen helle Crinoidenschuttkalke des Prags an, in deren Dünnschliffe Korallenbruchstücke, vereinzelt Tentakuliten die markanten Biogene darstellen. Ab 2290 m wird der Kalk reicher an Gerüstbildnern: Hier beginnt der Riffkalk des Prags (s. BANDEL, 1969; KREUTZER, 1990).

In 2340 m NN zeigt der Seekopf eine markante morphologische Stufe, die Wand springt zurück. Hier beginnt die Entwicklung des unteremsischen Seewartekalkes (JHAVERI, 1969). Das Gestein ist dunkelgrau bis schwarz und mikritisch. Aus dieser Schicht wurden (am gegenüberliegenden Wandfuß des Seekopfes) von JHAVERI (1969), PALLA (1967) und ERBEN et al. (1962) die Fauna und Flora an der Seewarte beschrieben.

In 2350 m NN beginnen die emsischen Laminite, die an der Seewarte von POHLER (1982) beschrieben wurden. Diese Gesteine bauen den letzten Aufschwung des Seekopfes bis zum Gipfel auf.

3.3. Feldkogelzug (Polinik-Profil)

Am Polinik wurde ein Profil am Gipfelgrat gelegt, das sich vom südlichsten (und höchsten) Punkt bis zum Gipfelkreuz erstreckt. Das Profil wurde bereits von BANDEL (1972) aufgenommen. Er erklärte sein Kurzprofil an der Gamskofel-Südwand und die Polinikabfolge für identisch. Dies wird schon aufgrund makroskopischer Vergleiche der hier und dort vorkommenden Karbonate vom Verfasser bezweifelt. Deshalb wurde das Polinik-Gipfelprofil zum mikrofaziellen Vergleich erneut aufgenommen.

Die Abfolge beschränkt sich auf Karbonate des Intertidals oder seiner Randbereiche. Vorherrschend sind die MF-Typen 5c, 12 und 13. Zusätzlich treten sekundär dolomitisierte Gesteine auf, über deren Ursprungsgefüge kaum etwas ausgesagt werden kann. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um dolomitisierte feinlaminierte Karbonate (etwa Stromatolith-Kalke).

Die Algenstromatolithe (MF-Typ 5c) unterscheiden sich von denen des Gamskofels in der Farbe und der Feinschichtung. Die Poliniklaminite sind dunkler und wesentlich feinlaminierter. Außerdem enthalten sie am Polinik mehr Ostracoden und Parathuramminacea. Hohlraumgefüge sind am Polinik eher selten, dagegen am Gamskofel häufig.

Bemerkenswert ist der MF-Typ 12 (Quarzreicher Dolosparit). Authigene Quarze treten so gehäuft auf, daß sie Gerüste bilden. Diese Lagen werden überdeckt von Dolomitkristallschichten, und diese oft von Stromatolith-Krusten. Diese quarzreichen Gesteine sind nur im Polinikprofil zu finden.

MF-Typ 13 ist ebenfalls nur am Polinik zu beobachten. Ostracoden und vor allem Parathuramminacea sind oft dicht gepackt. Sie können Algenkrusten enthalten, das Gestein zeigt aber nahezu keine Lamination.

Milieu

Das Profil zeigt eine streng an das Intertidal gebundene Entwicklung, unterscheidet sich jedoch bezüglich des Gesteinscharakters von der Intertidalentwicklung am Gamskofel erheblich. Es besteht nach Auffassung des Verfassers kein direkter Zusammenhang zwischen den beiden Entstehungsräumen. Polinik und Gamskofel gehörten zwei voneinander getrennt liegenden Flachwassergebieten an.

4. Paläogeographie

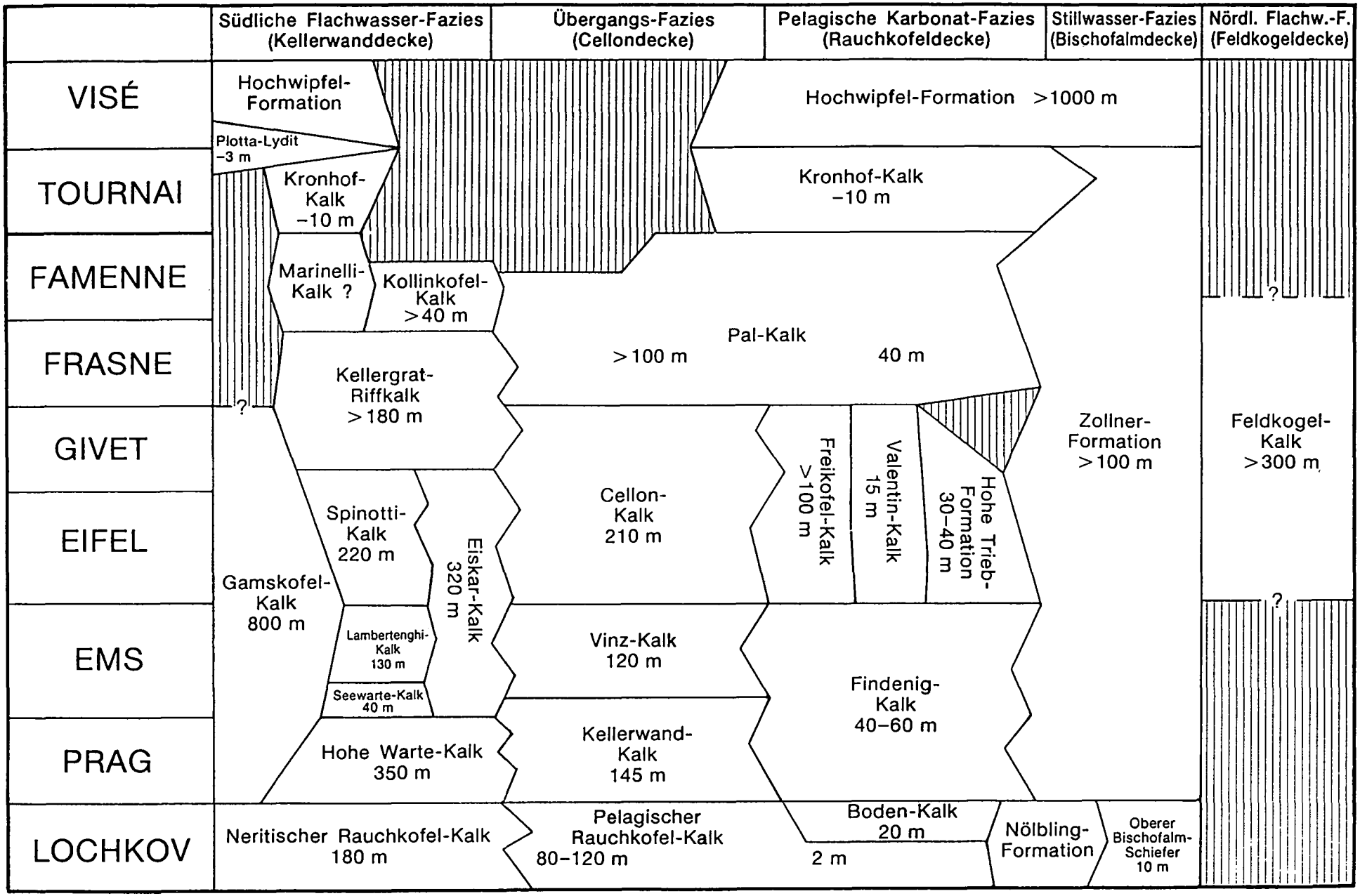
Die Karbonate in den Zentralkarnischen Alpen stehen in enger Beziehung zueinander. Früher wurde hier mit einem strengen Deckenmodell gearbeitet (v. GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936), das auch heute noch die grundlegenden Zusammenhänge der einzelnen Komplexe erklären kann. Allerdings gibt es bezüglich dieser strengen Einteilung einige Widersprüche (SCHÖNLAUB, 1979, 1985). So werden zwar die hochpelagischen Einheiten am Rauchkofel und an der Bischofsalm immer noch als Schuppendecken bezeichnet. Ihre paläogeographische Auflösung ist bis heute jedoch nicht gelungen. Die tektonischen Einflüsse auf das Gebiet sind so komplex und zahlreich, daß es schwierig wird, die einzelnen Phasen voneinander zu trennen, im Gegensatz zu anderen klassischen Forschungsgebieten des Paläozoikums (die variscische Tektonik ist in den Karnischen Alpen noch einmal von der alpidischen überprägt worden).

Das Massiv des Gamskofels, das Biegengebirge und das Massiv des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges gehören zur Kellerwanddecke (s. KREUTZER; 1990). Die liegende Cellondecke zeigt Karbonate vom Silur bis zum Unterkarbon in Vorriff-Fazies, die der Kellerwanddecke in Riff- oder Hinterriff-Fazies (s. KREUTZER, 1990).

Das Profil des Seekopfes ist quasi identisch mit dem Seewarte-Profil, das in Teilabschnitten von ERBEN et al. (1962), VAI (1963), BANDEL (1969), JHAVERI (1969) und POHLER (1982) beschrieben wurde (eine Zusammenfassung findet sich bei KREUTZER, 1990). Die beiden Berge sind durch eine Blattverschiebung gegeneinander um ungefähr 250 bis 300 Meter versetzt. Die Störung ist linksdrehend, also gegensinnig zum älteren Zentralkarnischen Bogen (SCHÖNLAUB, 1979; KREUTZER, 1990) angelegt.

Der Ost-West-Zug des Biegengebirges vom Seekopf über den Chinalettagrat bis zum Sasso Nero bildet ge-

Tabelle 1.
Neugliederung der Schichtenfolge des Devons in den Karnischen Alpen.



genüber dem Süd-Nord-Zug (Austriascharte – Wolayer Kopf – Biegenköpfe – Giramondeopaß) eine Hochscholle, die Störung zwischen Sasso Nero und Austriascharte ist eine Abschiebung mit steiler, nach Nordwesten einfallender Störungsfläche. Sind am Seekopf die Laminite des Oberems („Lambertenghi-Laminit"; s.Tab. 1) nur am Gipfelaufbau zu finden (ab 2350 m NN), so beginnen sie im Profil der Austriascharte bereits ca. 30 Meter über dem Einstieg (ab 2040 m NN). Die Wände des Ost-West-Zuges werden demnach hauptsächlich aus den massigen Crinoiden- und Riffkalken des Prags („Hohe Warte-Kalk"; s.Tab. 1) aufgebaut, die des Süd-Nord-Zuges aus den gut geschichteten Laminiten des Oberems.

Die Gipfelkalke am Gamskofel wurden bereits von KREUTZER (1990) aufgrund von Fossilfunden im Schutt ins Givet gestellt. Im oben beschriebenen Profil konnten diesmal anstehend, wenn auch nur schlecht erhalten, Bruchstücke von *Stringocephalus burtini* identifiziert werden.

Das von BANDEL (1972) aufgenommene Kurz-Profil am Gamskofel zeigt die gleiche Entwicklung, also ebenfalls Laminite und Amphiporenkalke. Es liegt nahe, das kurze BANDEL-Profil aufgrund dessen Geländelage (liegend zum hier beschriebenen Profil) ins Ems bis Eifel zu stellen. Das bedeutet: Am Gamskofel herrschten sowohl im Unter- als auch im Mitteldevon intertidale Verhältnisse. Während in der Kellerwand und an der Hohen Warte im Eifel und Givet Riff- und Plattformkalke entstanden („Spinotti-Kalk", „Eiskar-Kalk", „Kellergrat-Riffkalk"; s.Tab. 1), lag der Gamskofel immer noch im Einflußbereich der Gezeiten. Da ein Becken im Nord-Nordosten dem Riff vorlagerte und das Hinterriff im Süd-Südwesten war (KREUTZER, 1990), muß der Sedimentationsraum des Gamskofels („Gamskofel-Kalk"; s.Tab. 1) am weitesten südlich positioniert werden.

Am Polinik haben ebenfalls intertidale Bedingungen geherrscht. Allerdings sind die Sedimente („Feldkogel-Kalk"; s.Tab. 1) denen der Kellerwanddecke unähnlich. Die tektonische Einheit des Feldkogelzuges kann den Flachwasserkalken der Kellerwanddecke nur nördlich vorgelegen haben. Es muß in den Karnischen Alpen mindestens zwei Flachwasserareale gegeben haben, die anscheinend durch das Stillwasser (Becken) der „Bischofalmschiefer" und „Zollner-Formation" (s. Tab. 1) getrennt waren.

5. Palinspastik

Aufgrund der Auflösung der Tektonik in Zusammenhang mit der mikrofaziellen und stratigraphischen Erfassung der Zentralkarnischen Kette zwischen Cellon und Seewarte (KREUTZER, 1990) wird eine Fazieszonierung von Südsüdwest nach Nordnordost vorausgesetzt.

5.1. Ausglättung der Cellonfalte

Im Norden des Cellons ist an der Theresienhöhe ein nordvergentes Faltensystem angeschnitten, das aus

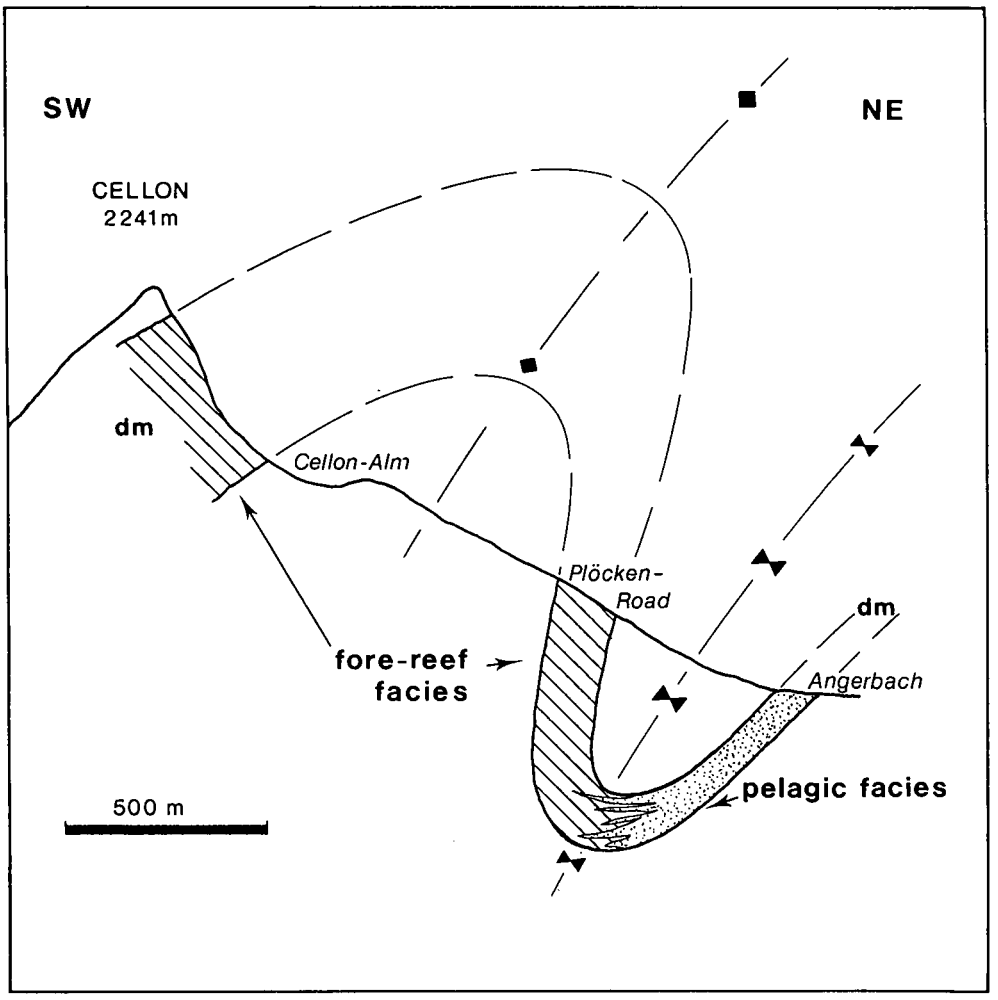


Abb. 3.
Faziesverzahnung in der Cellonfalte.

einem Sattel und einer Mulde besteht (s. Abb. 3). Der Sattel ist die Fortsetzung des Pal-Zuges, die Mulde setzt sich aus dem Angerbachtal fort. Der Südschenkel des Sattels baut die steilen Flanken des Cellons auf. Der Sattelkern besteht aus oberordovizischen Schiefern. Den Hauptanteil des Süd-Schenkels stellen unterbis mitteldevonische Kalke in Übergangsfazies (Vorriff mit detritischen Lagen). Im Nordschenkel sind diese Karbonate überkippt gelagert und in der Mächtigkeit leicht reduziert.

Die sich nach Norden anschließende Mulde beinhaltet einen lateralen Fazieswechsel. Während der Südschenkel noch in reduzierter Übergangsfazies vorliegt, ist der Nordschenkel schon in pelagischer Fazies ausgebildet, also in Rauchkofelfazies (s. SCHÖNLAUB, 1985; KREUTZER, 1990).

Der Scheitel der Mulde wurde demnach an einer Schwächezone angelegt: dem Bereich der Verzahnung von pelagischer zur Übergangsfazies.

5.2. Deckenstirnfalte der Kellerwanddecke

Die hangende Kellerwanddecke wurde von Südwest nach Nordost (ca. 35°) auf die Cellondecke aufgeschoben, wobei die in der Nordwestwand der Kellerspitzen imposant aufgeschlossene Stirnfalte entstand. Eine Auflösung dieser tektonisch eindrucksvollen Struktur ist bei KREUTZER (1990) nachzulesen.

5.3. Der hochpelagische Ablagerungsraum

An die Rauchkofelfazies schließt sich im Norden die hochpelagische schiefrige Fazies der Bischofalm-Schuppenzone an. Sowohl Rauchkofel- als auch Bischofsalmeinheit sind so stark verschuppt, daß eine palinspastische Entzerrung nicht eindeutig durchführbar ist.

5.4. Entfernungen der Faziesräume

Für das Arbeitsgebiet lassen sich Entfernungen bestimmen, die über die paläogeographische Lage der einzelnen Faziesräume recht genaue Werte liefern (Abb. 4). Dies scheint gerade im Devon erstaunlich, das zweimal von einer Gebirgsbildung betroffen worden ist. Die relativ nahe Lage der einzelnen Faziesräume zueinander und die fazielle Stabilität des Riffkomplexes Karnische Alpen im Gesamtdevon machen dies möglich.

Die Entfernungen der verschiedenen Fazies zueinander sind für ein Riff sehr gering: Intertidal und die Zone der pelagischen Kalke waren nie weiter als 8 bis 9 km voneinander entfernt. Zwischen dem Riff und der pelagischen Zone blieb der Abstand immer zwischen 4,5 und 5,5 km. Welche Ausdehnung die Schwelle der pelagischen Kalke (Rauchkofelfazies) gehabt hat, ehe sie in das offene Becken mit Schiefern (Bischofalmfazies) überging, läßt sich aufgrund der starken Verschuppung nicht sagen.

6. Vorschlag neuer Formationsnamen

Nachdem hiermit die relevanten Profile im Zentralkarnischen Hauptkamm mikrofaziell und stratigraphisch als hinreichend ausführlich bearbeitet betrachtet werden können, müssen die alten Bezeichnungen (SCHÖNLAUB, 1986) der einzelnen Kalke und ihr jeweiliger stratigraphischer Umfang auf den aktuellen Stand gebracht werden. Zum Teil werden Formationsnamen ergänzt oder neue vorgeschlagen, die jeweils nach Gemarkungen oder Örtlichkeiten benannt sind. Das Alter der Schichten in Tab. 1 reicht vom Unterdevon bis einschließlich Unterkarbon. Die im Text vorgenommenen Zuordnungen zu einer Fazies in der Kellerwand- und Cellondecke beziehen sich auf die Fazies-Einteilung von KREUTZER (1990).

6.1. Faziesübergreifende Formationen

6.1.1. Rauchkofel-Kalk

Der Name Rauchkofel-Kalk steht für alle Kalke des Lochkovs der Karnischen Alpen trotz fazieller Verschiedenheiten. An diesem Namen soll festgehalten

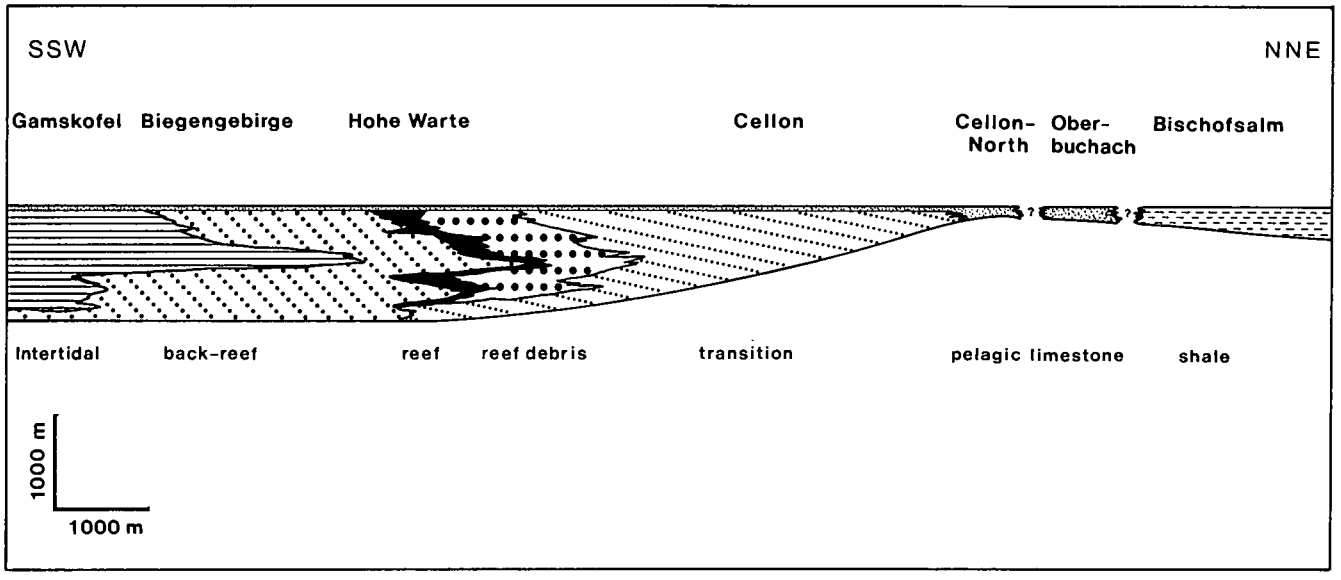


Abb. 4.
Palinspastisches Profil durch die Zentalkarnischen Alpen an der Devon/Karbon-Grenze.

werden, weil er sich in der Literatur mittlerweile durchgesetzt hat. Allerdings wird hier eine Differenzierung vorgeschlagen. Die pelagische Entwicklung der nördlichen Fazies innerhalb dieser Schichten soll hier den Namen pelagischer Rauchkofel-Kalk, und die Plattformkarbonate der südlichen Fazies den Namen neritischer Rauchkofel-Kalk erhalten.

Locus typicus
Wandfuß an der Südflanke des Rauchkofels, am Beginn des Hochtales zwischen Kellerwänden und Rauchkofel (SCHÖNLAUB, 1971).

6.1.2. Pal-Kalk

Der Pal-Kalk erstreckt sich im Oberdevon von der Übergangs-Fazies bis zur pelagischen Karbonat-Fazies. Es handelt sich um rötlich bis graue Cephalopoden-Flaserkalke mit einer Gesamtmächtigkeit zwischen 40 und 100 m.

Locus typicus
Gipfel des Pal.

6.1.3. Kronhof-Kalk

Auf den Famenne-Kalken liegen noch einige nicht erodierte Inseln von geringmächtigem unterkarbonischem Cephalopodenkalk, der Kronhof-Kalk. Er beendet die karbonatische Faziesdifferenzierung des Devons.

Locus typicus
Hinterer Kronhofgraben südöstlich Würmlach.

6.1.4. Hochwipfel-Formation

Die Hochwipfel-Formation wird als karbonischer Flysch gedeutet. Es handelt sich um Wechselfolgen zwischen turbiditisch gradierten Quarzsandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern.

Locus typicus
Der Hochwipfel im östlichen Karnischen Hauptkamm.

6.2. Formationen der Kellerwanddecke (südliches Flachwasser)

○ Das tiefste devonische Schichtglied der Riff-Fazies ist der neritische Rauchkofel-Kalk des Lochkovs (s. Kap. 6.1.1). Er wird an der Seewarte und Hohen Warte bis zu 180 m mächtig (BANDEL, 1969).
Ausbildung
Graue Crinoidenschuttkalke (Peloid-Pack-/Grainstone mit Bioklasten).
Fazies
Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Darüber lagern Crinoidenkalke des Prags, der Hohe Warte-Kalk (frühere Bezeichnung: *Conjugula-* und Riffkalke). Insgesamt erreicht er eine Mächtigkeit von 350 m.
Locus typicus
Nordwand der Hohen Warte, KOBAN-PRUNNER-Route, unterer Teil.
Ausbildung
Crinoidenschuttkalk mit patch-reefs (Peloid-Grainstone mit Bioklasten).
Fazies
Crinoiden-Rindenkorn- oder Riff-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Ab dem Ems läßt sich differenzieren. Paläogeographisch im Süden (s. Abb. 4) kommt es zur Ausbildung von Intertidalkalken vom Typ am Gamskofel, also Laminite im Wechsel mit Loferiten (s. Kap. 3.1.) und mikritisch gebundenen Amphiporenkalken. Sie sollen als südlichste Fazies zu den Gamskofel-Kalken (neue Formation) zusammengefaßt werden. Ihre Entwicklung hält an bis ins Givet. Ihre Untergrenze ist am Gamskofel tektonisch abgerissen, ihre Obergrenze erodiert. Ihre Mächtigkeit wird auf ca. 800 m geschätzt.
Locus typicus
Profil am Bösen Gangele zwischen Raimunda- und Wodner-Törl auf der Nordseite des Gamskofels.
Ausbildung
Algenlaminit (Bindstones) im Wechsel mit Amphiporenkalk (Amphiporen-Bafflestones) und Loferiten, meist stark tektonisiert.
Fazies
Intertidale Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Paläogeographisch weiter nördlich an der Seewarte setzt spätestens an der Obergrenze Prag der 40 m mächtige Seewarte-Kalk (JHAVERI, 1969) ein.
Locus typicus
Seewarte, im mittleren Wandbereich, Ausbiß in der Westflanke am Wandfuß.
Ausbildung
Tiefschwarzer bituminöser Kalk mit großen Gastropoden (Hercynellen) und Algen, Hinterriff.
Fazies
Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Sie werden überlagert von 130 m mächtigem emsischem Lambertenghi-Kalk (frühere Bezeichnung: *Consuelo-Laminit*). Ihr lateraler Übergang zu den Gamskofel-Kalken verläuft fließend.
Locus typicus
Wände östlich und westlich der Rifugio Lambertenghi e Romanin (Wandfuß der Westflanke der Seewarte und Gipfelaufbau des Seekopfes).
Ausbildung
Laminit mit großen Bereichen primärer Dolomitisierung im Wechsel mit Loferiten und Crinoidenschuttkalken.
Fazies
Intertidale und Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990.

○ Darüber lagert ca. 90 m mitteldevonischer Crinoidenkalk und 130 m birdseye-Kalk mit Amphiporen, wobei die Grenze zwischen Eifel und Givet unklar ist. Sie werden hier als Spinotti-Kalk zusammengefaßt.
Locus typicus
Steig zwischen Rifugio Lambertenghi e Romanin und Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli namens "Sentiero Spinotti".
Ausbildung
Birdseye-Kalke (Loferite) im Wechsel mit Peloid-Grainstones mit Bioklasten und Amphiporen-Grainstones.
Fazies
Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Noch weiter im Norden an den Kellerspitzen wird ab dem Ems der Eiskar-Kalk akkumuliert. Er reicht bis ins mittlere Givet und wird ca. 320 m mächtig.
Locus typicus
Nordwand der Oberen Kellerwand, am südlichen Gletscherrand des Eiskares beginnend.
Ausbildung
Birdseye-Kalke im Wechsel mit Dasycladaceen-reichen Grainstones.
Fazies
Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Der Eiskarkalk und der Lambertenghi-Kalk werden vom givetischen Kellergrat-Riffkalk (frühere Bezeichnung: Korallen-Stromatoporen-Kalk und *Phillipsastrea*-Kalk) überlagert, der mindestens 150 m mächtig ist. Der Riffkalk reicht bis in das Frasne mit zusätzlichen mindestens 30 m (untere *gigas*-Zone). Der alte Name *Phillipsastrea*-Kalk wird verworfen, da es sich bei den irrtümlich namengebenden Korallen tatsächlich um *Scruttonia julli* handelt.
Locus typicus
Der Kellergrat zwischen den Kellerspitzen im Westen und dem Kollinkofel im Osten.
Ausbildung
Kompakte massige Riffkalke (Frame- und Bafflestones) mit großen Stromatoporen und Korallen.
Fazies
Riff-Fazies (KREUTZER, 1990.

○ Als wichtiger Leithorizont zieht sich durch das gesamte Areal des südlichen Flachwassers kurz unterhalb der Riffkalke im Givet eine Lage mit *S. burtini.* Sie ist formationsübergreifend (s. KREUTZER, 1990).

○ Dem frasnischen Riff-Kalk liegt am Kollinkofel der Kollinkofel-Kalk (neue Formation) auf. Seine markanten Merkmale sind Anhäufungen von Rhynchonellen und Lithoklasten. Er reicht im Famenne bis in die untere *postera*-Zone und wird mindestens 40 m mächtig (KREUTZER, 1990; s.a. FERRARI & VAI, 1973).
Locus typicus
Nord-Ost-Grat und Südflanke des Kollinkofels.
Ausbildung
Dunkle Rhynchonellenkalke (Brachiopoden-Pack-/ Floatstones) im Wechsel mit sparitisch gebundenen Lithoklasten-Breccien.
Fazies
Lithoklastische Fazies (KREUTZER, 1990.

○ Zeitgleich mit dem Kollinkofel-Kalk wird weiter südlich im Famenne der Marinelli-Kalk (neue Formation) gebildet. Er ist nur lokal auffindbar und bildet das Liefergebiet für den Biodetritus in den Kollinkofel-Kalken.
Locus typicus
Oberster aufgegebener Steinbruch "Cava di marmo", Südseite der Kellerspitzen, unterhalb der Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli.
Ausbildung
Birdseye-Kalk (Loferit).
Fazies
Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Über dem Marinelli-Kalk folgt der bis zu 10 m mächtige unterkarbonische Kronhof-Kalk (s. Kap. 6.1.3.)
Ausbildung
Grauer Cephalopodenkalk (wackestone mit Cephalopoden).
Fazies
Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

6.3. Cellondecke (Übergangs-Fazies)

○ Im Lochkov wurde pelagischer Rauchkofel-Kalk mit Übergängen zu neritischem Rauchkofelkalk abgelagert (s. Kap. 6.1.1.).
Ausbildung
Plattige, dunkelgraue bis schwarze Plattenkalke (Pelagische Mudstones oder Lamellierte Peloid-Grainstones mit Radiolarien).
Fazies
Übergangs- bis Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Darüber folgt 145 m Kellerwand-Kalk, der sich stratigraphisch über die Obergrenze Prag fortsetzt.
Locus typicus
Untere Kellerwand im Bereich zwischen Oberer Valentinalm und Cellon.
Ausbildung
Gelber Tentakulitenkalk (Bioklastische Wackestones), stellenweise stark dolomitisiert im Wechsel mit organodetritischen Zwischenschichten (Peloid-Pack-/Grainstones mit Bioklasten).
Fazies
Übergangs-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Der plattige Vinz-Kalk (frühere Bezeichnung: dunkler Plattenkalk) des Ems umfaßt im Mittel 115 m (am Cellon ist er geringmächtiger als in der Unteren Kellerwand). Er reicht bis an die Grenze Ems/Eifel (KREUTZER, 1990).
Locus typicus
Vinz-Verschneidung östlich des Nordpfeilers der Grünen Nase, Untere Kellerwand.
Ausbildung
Dunkelgraue Plattenkalke (Bioklastische Wackestones) im Wechsel mit detritischen Peloid-Pack-/ Grainstones mit Pharathuramminacea oder Bioklasten.
Fazies
Übergangs-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Die Sedimentation des Cellon-Kalkes beginnt erst an der Grenze Ems/Eifel und umfaßt das gesamte Mitteldevon des Cellons und der Unteren Kellerwände. Die Mächtigkeit beträgt im Mittel 210 m. Die bei SCHÖNLAUB (1986) angegebenen 400 m beziehen sich auf überholte Vorstellungen über die tektonische Einteilung.
Locus typicus
Felsflanke des Cellons ab dort, wo der Klettersteig in die markante Rinne führt (ca. 1890 m NN) bis zum Ausstieg.
Ausbildung
Graue Massenkalke (Bioklastischer Wackestone) im Wechsel mit Peloid-/Pack-/Grainstones.
Fazies
Übergangs-Fazies (KREUTZER, 1990).

○ Der Formationsname Kunzkopf-Kalk wird fallengelassen. Nach den faziellen Untersuchungen von KREUTZER (1990) können die Kalke an den Kunzköp-

fen den Cellonkalken eingegliedert werden. Faziell bestehen hier keine Unterschiede.

○ Über den Cellon-Kalken folgt der oberdevonische Pal-Kalk. Er umfaßt das Frasne und Famenne und wird insgesamt bis zu 100 m mächtig (mit seiner Fortsetzung im Unterkarbon, dem Kronhof-Kalk, s.Tab. 1, reicht das Profil am Cellon mit Unterbrechungen bis in die untere *duplicata*-Zone).
Ausbildung
Grau bis rosafarbene Flaserkalke (Pelagischer Mudstone).
Fazies
Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

6.4. Rauchkofel-Schuppendecke (Pelagische Karbonat-Fazies)

○ Die Namen Boden-, Findenig-, Freikofel-, Valentin-, Pal-Kalk und Hohe Trieb-Formation (SCHÖNLAUB, 1979, 1986) werden nicht verändert. Hinsichtlich ihrer Ausbildung wird im Rahmen dieser Arbeit weder die Mikrofazies noch die Stratigraphie revidiert.

6.5. Bischofalm-Schuppendecke (Stillwasser)

○ An den Formationen Bischofalm-Schiefer und Zollner-Formation (SCHÖNLAUB, 1979, 1986) werden weder stratigraphisch noch faziell Veränderungen vorgenommen.

6.6. Feldkogeldecke (Nördliches Flachwasser)

○ Zu den Karbonaten des Feldkogelzuges gehören die Gesteine des Polinikprofiles. Am Mooskofel konnte anhand von *Palmatolepis* sp. (KREUTZER, 1990) nachgewiesen werden, daß diese Flachwasserkalke bis in das Oberdevon reichen. Ob innerhalb der Feldkogeldecke mikrofazielle Differenzierungen sinnvoll sind, können weiterführende Untersuchungen zeigen. Hier sollen die Gesteine als Feldkogel-Kalk zusammengefaßt werden.
Locus typicus
Feldkogel südlich von Gundersheim.
Ausbildung
Algenstromatolithe im Wechsel mit Dolomiten.
Fazies
Intertidale Fazies.

Dank

Für die Vergabe eines Feodor Lynen-Stipendiums möchte ich der Alexander von Humboldt-Stiftung in Bonn herzlich danken. Im Rahmen dieser Förderung konnte ich die vorliegende Arbeit verfassen. Der Geologischen Bundesanstalt und Herrn Dr. HANS PETER SCHÖNLAUB danke ich für ihre Unterstützung während meiner Zeit in Wien.

Literatur

BANDEL, K. (1969): Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 197–234; Wien.

BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica, **141**, Abt. A, 1–117; Stuttgart.

ERBEN, H.K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O.H. (1962): Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – Symp. Silur/Devon-Grenze 1960, 71–79; Stuttgart.

FERRARI, A. & VAI, G.B. (1973): Revision of the Famennian Rhynchionellid Genus *Plectorhynchella*. – Giorn. Geol. (2) **34**, fasc. I, 163–220; Bologna.

GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199; Wien.

HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – Geol. Inst. Univ. Graz, 205 S.; Graz.

JHAVERI, R.B. (1969): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica Abt. A, **133**, 146–176; Stuttgart.

KREUTZER, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den zentralen Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 342–343; Wien.

KREUTZER, L. (1986): Geologische Detailkartierung des Gebietes zwischen Kellerwarte und Cellon im Karnischen Hauptkamm, Kärnten, Österreich. – Unveröff. Dipl.-Kartierung der RWTH Aachen, 75 S., 28 Abb.; Aachen.

KREUTZER, L. (1989a): Reef-basin distance in the Devonian of the Carnic Alps. – Ann. Soc. Geol. Belgique, **112**, 159–163, 3 fig.; Liège.

KREUTZER, L. (1989b): Alpinismus und Geologie – Fünf Jahre im Fels der Karnischen Alpen. – Alpenvereinsjahrbuch BERG '90, **114**, 99–110; München.

KREUTZER, L. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**/2, 275–343; Wien.

KREUTZER, L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen Kellerwarte und Plöckenpaß. – Erläuterungen Blatt 197 Kötschach, Beilage 2, Wien (Geol. B.-A.).

PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codeacean Algae from Carnic Alps. – Natura, **58**, 94–112, 3 Taf.; Milano.

POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum Südabfall der Hohen Warte). – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedrich-Wilhelm-Univ. Bonn, 134 S., Bonn.

SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. Deutsch. Geol. Ges., **122**, 97–111, 3 Abb.; Hannover.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 3–124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.) (1980): Field Trip A: Carnic Alps. – In: Second European Conodont Symposium (Ecos II), Guidebook Abstracts. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57, 29 Abb., 10 Taf.; Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, 34–52, 6 Abb., Geol. B.-A.; Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1986): Significant Geological Events in the Paleozoic Record of the Southern Alps (Austrian Part). – In: WALLISER (ed.): Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 8: Global Bio-Events, 163–167; Berlin – Heidelberg – New York (Springer).

VAI, G.B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaia (Alpi Carniche). – Giorn. Geol. (2), **30**, 137–198; Bologna.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 273–285	Wien, März 1992

Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich)

Von GERD RANTITSCH*)

Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln (1 Farbbeilage)

Österreich
Karawanken
Seeberger Aufbruch
Devon
Riffkalke
Fazies
Diagenese

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 212

Inhalt

Zusammenfassung ... 273
Abstract ... 273
1. Einleitung ... 273
2. Beschreibung der Mikrofazies-Typen ... 274
3. Struktur der Organismen ... 275
4. Vergleich mit den Karnischen Alpen ... 276
5. Diagenese ... 276
5.1. Durchlichtbeobachtungen ... 276
5.2. Kathodenlumineszenz-Untersuchungen ... 277
5.3. Diagenesepfad ... 277
6. Zusammenfassung und Diskussion ... 278
Dank ... 280
Literatur ... 280

Zusammenfassung

Die devonischen (Ems bis Frasne) Kalke des Seeberger Aufbruches im Bereich nördlich des Gehöftes „Haller" wurden in acht Mikrofazies-Typen gegliedert, die alle riffnahen Bildungsräumen zugeordnet werden konnten. Der Riffkern wird durch eine Stromatoporen-Renalcis-Fazies gebildet. Die Diagenese konnte zementstratigraphisch und mit Hilfe der Kathodenlumineszenz in fünf Phasen untergliedert werden.

Facies and Diagenesis of Devonian Reef Limestones from the "Seeberger Aufbruch" (Carinthia, Austria)

Abstract

Devonian limestones of the "Seeberger Aufbruch" (Karawanken) has been subdivided into eight microfacies types, all of them being related to near-reef-environments. A Stromatoporid-Renalcid-facies represents the reef-core-facies. The diagenetic succession has been subdivided in five phases by means of cementstratigraphy and the cathodoluminescence.

1. Einleitung

Die devonischen Karbonatgesteine des Seeberger Aufbruches der Ostkarawanken wurden zuletzt von TESSENSOHN (1974a,b) stratigraphisch und faziell gegliedert (s. Abb. 1). Von diesem großräumigen Modell ausgehend wurde versucht, die Fazies der Riff-Phase (Ems bis Frasne) detaillierter zu erfassen, sowie den Diageneseablauf zu rekonstruieren.

Das Arbeitsgebiet befindet sich ca. sechs km südwestlich von Eisenkappel an der westlichen Talflanke des Vellach-Tales (s. Abb. 2).

Hier sind nach TESSENSOHN (1974a,b) Korallenkalke und massige, strukturlose Kalke bzw. Dolomite des Ems bis Oberdevon II, die in klastischen Sedimenten der karbonen Hochwipfelschichten tektonisch eingeschuppt sind, anstehend.

*) Anschrift des Verfassers: Mag. Gerd RANTITSCH, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

AUFARBEIT. PHASE	U. KARBON	BREKZIEN U. KONGLOMERATE MISCHFAUNEN SCHICHTLÜCKEN	AUFARBEITUNG TROCKENFALLEN
	FAMENNE		
RIFF-PHASE	FRASNE	RIFFKALKE + BECKENSEDIMENTE	ZENTRALER RIFFGÜRTEL + BENACHTBARE BECKENBEREICHE
	GIVET		
	EIFEL		
	EMS		
RIFF-VORPHASE	SIEGEN	ROTE FLASERKALKE	OXIDIERENDES MILIEU
	GEDINNE	SCHWARZE PLATTENKALKE	WEITES, FLACHES, LEICHT EUXIN. NEBENMEER

Abb. 1.
Stratigraphie und Fazies im Devon des Seeberger Aufbruches.
Nach TESSENSOHN (1974a,b).

Der Forstweg nordwestlich des Gehöftes „Haller" (s. Abb. 6) erlaubt den besten Einblick in die verschiedenen Faziesausbildungen. Das Gelände um diesen Forstweg wurde daher als engeres Untersuchungsgebiet gewählt.

Hier zeigt sich noch deutlicher, daß die quartäre Bergzerreißung den ursprünglichen Gesteinsverband in einzelne subanstehende Blöcke zerlegt hat, sodaß deren ursprüngliche Zusammenhänge nicht mehr erkennbar sind.

Es wurde bereits im Gelände versucht, Mikrofaziestypen zu erfassen, eine genauere Unterscheidung war jedoch nur an Dünnschliffen möglich.

Die einzelnen Mikrofazies-Typen stellen hiermit eine Gruppe von Dünnschliffen mit gleichen paläontologischen, strukturellen und diagenetischen Merkmalen dar („Mikrofazieskonzept", cf. FLÜGEL, 1982).

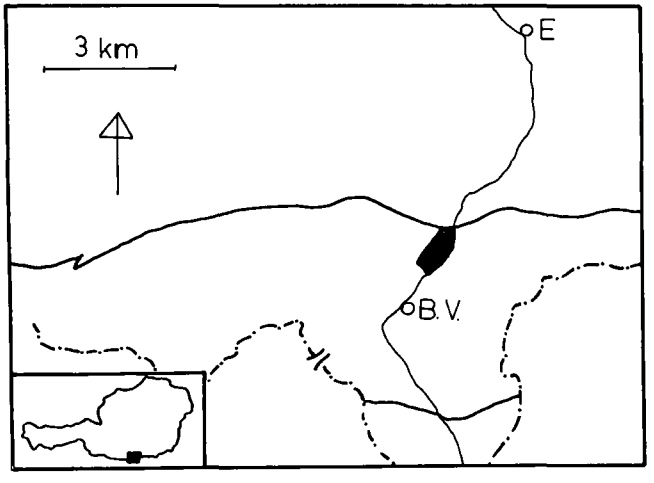


Abb. 2.
Geographische Lage des Arbeitsgebietes.
E = Eisenkappel; B.V. = Bad Vellach; der Seeberger Aufbruch ist umrahmt.

2. Beschreibung der Mikrofazies-Typen (MF-Typen)

MF-Typ 1: Mudstone-Fazies

Die Hauptmasse der bearbeiteten Gesteine bilden hellgraue, strukturlose, grob gebankte Mudstones, in denen i. A. keine Fossilien erkennbar sind.

Sie werden hier als lagunäre Bildungen oder als Gesteine des Inter-Reef-Bereiches gedeutet.

MF-Typ 2: Algen-Laminit-Fazies

Dieser MF-Typ besteht aus fossilarmen (einige Echinodermenreste, Ostracodenschalen und tabulate Korallen) und deutlich lamellierten Bafflestones. An Hohlraumgefügen treten häufig „Birdseyes" und „stromatactis"-artigen Strukturen (ohne Internsediment) auf. An einigen Stellen sind „Teepee-Strukturen" erkennbar.

Diese Gesteine werden als Bildungen eines lagunären, inter-bis supratidalen Back-Reef-Bereiches gedeutet.

MF-Typ 3: Pelmikrit-Rudstone-Fazies

Mudstone- bzw. Pelmikrit-Klasten schwimmen in einer sparitischen Matrix und bilden dadurch einen Rudstone. In den Klasten sind Calcisphären-, Ostracoden-und Echinodermenreste erkennbar.

Durch die Fauna und das Gefüge läßt sich dieser MF-Typ als Produkt eines lokalen Überarbeitungs-und Erosionsereignisses lagunärer Back-Reef-Sedimente interpretieren (cf. KREBS, 1974; PLAYFORD, 1980; BURCHETTE, 1981; GALLI, 1985).

MF-Typ 4: Stromatoporen-Korallen-Fazies (Taf. 1, Fig. 1)

Dieser MF-Typ ist ein fossilreicher Floatstone. An Organismen sind nodulare Stromatoporen, dendroide Stromatoporen (*Stachyodes*- und *Amphipora*-Typus), tabulate Korallen (*Thamnopora*), rugose Korallen (*Thamnophyllum*), Stromatolithenkrusten, Echinodermenreste, Calcisphären und vereinzelt Ostracoden-, Muschel- und Brachiopodenschalen vertreten, die i.a. randlich mikritisiert sind.

Diese Organismen sind nach KREBS (1974), PLAYFORD (1980) und BURCHETTE (1981) hauptsächlich Bewohner des eigentlichen Riffkernes. Faunenelemente des Back-Reef-Bereiches stellen die dendroiden Stromatoporen des *Amphipora*-Typus und die Calcisphären dar.

Es ergeben sich somit die Merkmale eines riffnahen, mäßig turbulenten und wasseroberflächennahen Bildungsraumes, der in Zusammenhang mit dem Back-Reef-Bereich steht. Dieser kann dann als mäßig energetisch beanspruchter Teil der Riff-Ebene (Reef-Flat) interpretiert werden (cf. VIAU, 1983; GALLI, 1985). Dort entstehen im Leebereich des Riffkernes geschützte Bereiche, die den riffogenen Detritus, der durch die ständige physikalische bzw. biophysikalische Beanspruchung des Riffes gebildet wird, aufnehmen.

MF-Typ 5: Korallen-Stromatoporen-Rudstone-Fazies (Taf. 1, Fig. 2)

Rudstones mit Stromatoporen (v.a. *Actinostroma*, aber auch *Amphipora* und *Stachyodes*), rugose Korallen (*Thamnophyllum*), tabulate Korallen (v.a. *Thamnopora*) und vereinzelten Ostracoden- und Brachiopodenschalen in einer sparitischen Matrix bilden diesen MF-Typ.

Der Fauneninhalt entspricht demjenigen des MF-Typs 4, jedoch sind hier aufgrund der intensiven Zementation hochenergetische Verhältnisse anzunehmen.

Als Bildungsraum ergibt sich ein hochenergetischer Teil der Riffebene, wo wechselnde hydrodynamische Bedingungen eine Mischung von Riffkern-Organismen und Back-Reef-Organismen bewirken.

MF-Typ 6: Schill-Fazies (Taf. 1, Fig. 3)

An einem Aufschluß (s. Abb. 6) ist ein linsenförmiges Einschneiden eines dichtgepackten Muschel- bzw. Brachiopoden-Schills (eine sichere Zuordnung wird durch

die nicht erkennbare Schalenstruktur verhindert) in einem Floatstone des MF-Typs 4 zu erkennen.

Durch den engen Zusammenhang dieses MF-Typs mit dem MF-Typ 4 ist der Schill als Ablagerung in einer Erosionsrinne innerhalb der Riffebene („spur and groove-System", FAGERSTROM, 1987) interpretierbar (cf. FLÜGEL, 1968; KREBS, 1974).

Nach STRAUCH (1990) ist hier ein Strömungsschill anzunehmen.

MF-Typ 7: Stromatoporen-*Renalcis*-Framestone-Fazies (Taf. 1, Fig. 4,5,6; Taf. 2, Fig. 1,2)

Dieser MF-Typ ist als Framestone ausgebildet. Massige Stromatoporen werden von *Renalcis* (= coccoide Blau-Grün-Alge) umkrustet. *Renalcis* wächst in die Hohlräume des Stromatoporen-Gerüstes, die gleichzeitig zementiert werden, hinein.

An diesen Algen sind gekammerte („chambered"), klumpige („clotted") und taschenförmige („saccate") Wuchsformen (nach PRATT, 1984) mit allen Zwischenformen (z.T. in einem Cluster vorkommend) zu beobachten (s. Taf. 1, Fig. 5,6).

Die Hohlräume des Stromatoporen-Gerüstes sind durch zwei Zementgenerationen (Radiaxial Fibröser Zement und drusiger Zement), die teilweise von einem Internsediment überlagert werden, vollständig ausgefüllt (s. Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1). Mikritbereiche zwischen Renalcis-Cluster können als Mikritzement angesprochen werden (MOUNTJOY & RIDING, 1981). Hohlräume innerhalb und zwischen Renalcis-Cluster sind mit Mikrosparit gefüllt (s. Taf. 1, Fig. 5,6).

Massige Stromatoporen und *Renalcis* sind für den Riffkern devonischer Riffe charakteristisch (TSIEN, 1979; MOUNTJOY & RIDING, 1981, PLAYFORD, 1980).

Durch die Inkrustierung von *Renalcis* um das Gerüst der massigen Stromatoporen wird ein wellen- und strömungsresistenter Framestone erzeugt.

Synsedimentäre Zementation verfestigt das biogene Gerüst zu einer rigiden Masse. Dieser MF-Typ ist eine Bildung des eigentlichen Riffkernes.

Durch diese Fazies ist für einen Teil des bearbeiteten Riffkomplexes ein Algen-Zement-Riff nachgewiesen. Ein solches Riff wird durch Algenkrusten und rasche synsedimentäre Zementation gebildet (FLÜGEL et al., 1984b). Dieser Rifftypus wurde aus dem Perm von Slowenien (FLÜGEL et al., 1984a) und aus Trias-Gesteinen Spaniens (FLÜGEL et al., 1984b) beschrieben.

MF-Typ 8: Detritische Rudstone-Fazies (Taf. 2, Fig. 3)

Dieser MF-Typ erscheint als Rudstone. Stromatoporen, tabulate und rugose Korallen, Echinodermen, Brachiopoden, Ostracoden und vereinzelt *Girvanella* als Organismen und Aggregatkörner, Onkoide und Intraklasten als Allocheme, schwimmen in einer sparitischen Matrix.

Der Unterschied zum MF-Typ 5 ergibt sich durch den größeren Anteil sparitisch zementierter Hohlräume und das vermehrte Auftreten von Aggregatkörnern, Onkoiden und Intraklasten.

Die typische Fauna riffnaher Bereiche und die intensive Zementation lassen auf einen höheren, hochenergetischen Fore-Reef-Bereich schließen.

3. Struktur der Organismen

In Anlehnung an die Darstellung der strukturellen Zusammenhänge („Gildenkonzept") von Rifforganismen in

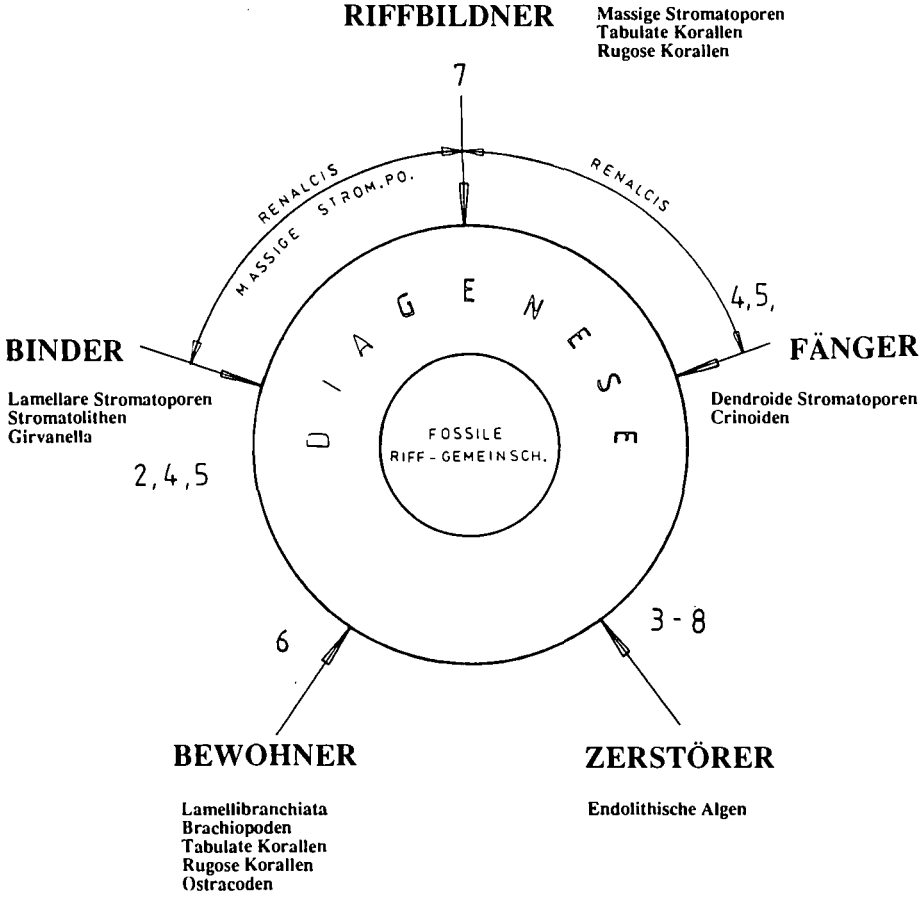


Abb. 3.
Gildenstruktur der Rifforganismen in den bearbeiteten Gesteinen.
Nach FAGERSTROM (1987, 1988).
Die Ziffern bezeichnen die für die Gilde charakteristischen Mikrofazies-Typen.

FAGERSTROM (1987, 1988) läßt sich auch für die bearbeiteten Gesteine eine solche konstruieren (Abb. 3).

Die Funktion der riffbildenden Organismen („Constructor") übernehmen hier vorwiegend massige Stromatoporen zusammen mit *Renalcis*. Untergeordnet gehören rugose und tabulate Korallen in diese Gilde.

Die Gilde der Binder („Binder") ist durch *Renalcis*, lamellare Stromatoporen, Stromatolithen und vereinzelt *Girvanella* vertreten.

Die überlappende Funktion von *Renalcis* ist auch in der Sedimentfänger-Gilde („Baffler") erkennbar, wo feinkörniger Mikrit zwischen den *Renalcis*-Aggregaten stabilisiert wird. Weiters gehören dendroide Stromatoporen (*Amphipora* und *Stachyodes*) in diese Gilde. Eine große Rolle spielen hier auch Crinoiden, deren Reste in allen MF-Typen zu finden sind.

In die Gilde der Zerstörer („Destroyer") gehören endolithische Algen und andere Mikroorganismen.

Die Rolle der Riffbewohner („Dweller") nehmen Muscheln, Brachiopoden, rugose und tabulate Korallen ein.

Das rigide organische Gerüst wird durch die ausgeprägte frühdiagenetische submarine Zementation verstärkt.

4. Vergleich mit den Karnischen Alpen

Die hier beschriebenen Mikrofazies-Typen (MF-Typen) können mit der Fazies zeitgleicher Riffe der Karnischen Alpen verglichen werden. Diesbezügliche Beschreibungen liegen von AUFERBAUER (1971), BANDEL (1969, 1972), SCHÖNLAUB & FLAJS (1975), GALLI (1985) und KREUTZER (1990) vor.

Folgende Parallelitäten ergeben sich:

MF-Typ 2

Algen-Laminite sind häufige und weitverbreitete Bildungen devonischer Riffkomplexe. Vergleichbare Gesteine findet man z.B. in KREUTZER (1990) mit „Pelsparit-Loferiten", die ähnlich wie im MF-Typ 2 ausgebildet sind und als tidale Ablagerungen gedeutet werden.

Dort sind auch „mikritische Loferite" als Algenbildung in niedrigenergetischen Back-Reef-Bereichen beschrieben, die ebenfalls im MF-Typ 2 auftreten.

MF-Typ 3

GALLI (1985) beschreibt eine „interclastic facies" die aus angularen, fossilarmen, mikritischen bis dolomikritischen Intraklasten in einer mikritischen und dolosparitischen Matrix besteht. Diese Fazies wird durch lokale Überarbeitung und Erosion von Lagunensedimenten erklärt.

MF-Typ 4

Dieser MF-Typ ist mit der „detritial *Thamnopora* facies" von GALLI (1985) vergleichbar. Verschiedene Biogenteile (*Thamnopora, Amphipora*, Crinoiden, Calcisphären und Brachiopoden) in einer biopelsparitischen Matrix lassen sich hier als riffnahe Back-Reef-Bildung interpretieren.

MF-Typ 5

Die „Rindenkorn-Grainstone-Fazies" von KREUTZER (1990) ist sowohl mit dem MF-Typ 4 als auch mit dem MF-Typ 5 zu parallelisieren. Sie besteht aus sparitisch gebundenen Rindenkörnern, Peloiden, Biogenteilen und seltenen Ooiden. Der Bildungsraum wird als hochenergetischer Back-Reef-Bereich interpretiert.

GALLI (1985) beschreibt eine „detritial crinoidal stromatoporid facies" als Bildung einer hochenergetischen Riffebene, die aus Bioklasten in einer biopelsparitischen Matrix besteht.

MF-Typ 7

Vergleichsmöglichkeiten für diese Riffkernfazies gibt es mit Framestones die von KREUTZER (1990) beschrieben wurden. Dort tritt *Renalcis turbitus* WRAY 1967 gesteinsbildend oder als stromatolithische Inkrustierung um Stromatoporen auf. Ausgeprägte sparitisch zementierte Hohlräume wie im MF-Typ 7 fehlen dort.

MF-Typ 8

Die „Riffschuttbreccie" in KREUTZER (1990) ist mit der hier beschriebenen direkt vergleichbar, sie zeigt jedoch nicht die im MF-Typ 8 beobachtete ausgeprägte Zementation der Komponenten.

AUFERBAUER (1971) beschreibt am Oisternig als mitteldevonische Riff-Flankenbildung einen „Klastkalk" mit verschiedenen Bioklasten in einer Matrix aus sparitisch zementierten Crinoiden.

*

Diese Vergleiche zeigen die erwarteten Parallelitäten zu den Riffkalken der Karnischen Alpen.

5. Diagenese

Die Untersuchung der diagenetischen Merkmale erfolgte im Durchlicht und mit Hilfe der Kathodenlumineszenz (KL).

5.1. Durchlichtbeobachtungen

Mikritisierung

Eine Mikritisierung der Biogene und Allocheme durch bohrende Mikroorganismen ist in allen MF-Typen nachzuweisen. Besonders ausgeprägt ist sie im MF-Typ 5 und 8.

Mikritzement und mikrokristalliner Zement

Mikritzement und mikrokristalliner Zement bilden im MF-Typ 7 die Matrix, die einzelne *Renalcis*-Aggregate verbinden (s. Taf. 1, Fig. 5,6; Taf. 2, Fig. 2).

Aus dem Nebeneinandervorkommen von Mikritzement und mikrokristallinem Zement mit den *Renalcis*-Aggregaten ist erkennbar, daß die Zementation gleichzeitig mit dem Wachstum der Kalkalgen erfolgte.

Radiaxial Fibröser Zement

(RFZ, s. Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 4,5,6)

Dieser Zement charakterisiert den MF-Typ 7, in den MF-Typen 3, 5 und 8 tritt er untergeordnet auf. Es lassen sich alle charakteristischen Merkmale dieses Zementes beobachten (BATHURST, 1959; KENDALL & TUCKER, 1973).

Die isopachen Krusten (bis zu 3 cm mächtig) des RFZ werden i.a. von drusigem oder granularem Zement überlagert. In einigen Fällen ist er von einem Internsediment überlagert. Wo kein Mikritzement oder mikrokristalliner Zement auftritt, stellt er immer die erste Zementgeneration dar.

Er wird meist als synsedimentäre, marin phreatische Fällung beschrieben (KREBS, 1969; KENDALL & TUCKER, 1973; SCHNEIDER, 1977; BURCHETTE, 1981; KENDALL, 1985; WALLS & BURROWES, 1985; KERANS, HURLEY & PLAYFORD, 1986; HURLEY & LOHMANN, 1989).

Syntaxialer Rindenzement

Dieser Zement entwickelt sich in allen MF-Typen.

Hundezahn-Zement

Hundezahn-Zement (Dog-Tooth Cement, Dentate Cement, Scalenohedric Calcite Cement) tritt sehr selten auf. Er besteht aus kleinen, klaren, ca. 1 mm langen Kristallen mit steilen, spitzen Enden. Innerhalb von Hohlräumen bildet er den Randzement und ist in einigen Fällen von drusigem Zement oder Internsediment überlagert.

Drusiger und granularer Zement

Sie treten in allen MF-Typen als einzige oder als zweite Zementgeneration auf.

Internsediment

(s. Taf. 2, Fig. 4,5,6)

Internsedimente kommen im Zentralbereich größerer Hohlräume, meist über RFZ vor. Die zentrale Position innerhalb von Zementbereichen unterscheidet dieses Sediment deutlich von den geopetalen Internsedimenten in den Hohlräumen von Biogenen.

Durch das Vorkommen überarbeiteter, abgebrochener Zementkristalle der vorherigen Zementgenerationen im Internsediment ist die zeitlich der Zementation nachfolgende Überarbeitung und Ablagerung ersichtlich.

Die Lamination des Internsedimentes belegt seine mechanische Ablagerung. In Hohlräumen, die in erster Generation von RFZ und in zweiter Generation von drusigem bzw. granularem Zement erfüllt sind, läßt sich eine Überarbeitung beider Generationen feststellen.

Diese Merkmale erlauben eine Interpretation des Internsedimentes als vadoser Silt sensu DUNHAM (1969).

5.2. Kathodenlumineszenz-Untersuchungen

(Taf. 3)

Die Untersuchungen erfolgten mit einem Luminoscop der Nuclide Corp. (ELM-2B) mit einer „cold electron gun" bei einer Anregungsspannung von 10 kV und 0,6 mA.

Der granulare bzw. drusige Zement und der syntaxiale Rindenzement lumineszieren schwach bis überhaupt nicht (s. Taf. 3, Fig. 1), der Mikritzement und der mikrokristalline Zement zeigt dunkle, rötlich-orange Lumineszenzfarben.

Der RFZ zeigt in Schnittlagen parallel zu seiner c-Achse eine deutliche Wachstumszonierung. Die einzelnen Wachstumsstadien zeichnen die aciculäre Ausgangsform (BATHURST, 1959) dieser Kristalle deutlich nach (Taf. 3, Fig. 1,2).

Die Zementkristalle zeigen deutliche Überarbeitungserscheinungen. Abgebrochene Kalzitkristalle, die das Lumineszenzverhalten des RFZ zeigen, belegen eine mechanische Überarbeitung, die dann durch neomorphe Umwandlung für Durchlichtbeobachtungen unkenntlich gemacht werden (Taf. 3, Fig. 2,3).

Der vadose Silt, der im Durchlicht mehr oder weniger homogen mit einigen größeren Kristallen erscheint, ist mit Hilfe der KL als Gemenge kleiner und kleinster Kalzitkristalle (Größe im µm-Bereich) mit einigen Bruchstücken des RFZ charakterisierbar (s. Taf. 3).

5.3. Diagenesepfad

Aus einer „Zementstratigraphie" (MEYERS, 1974) der diagenetischen Merkmale ist die folgende Reihenfolge der Ereignisse ersichtlich:

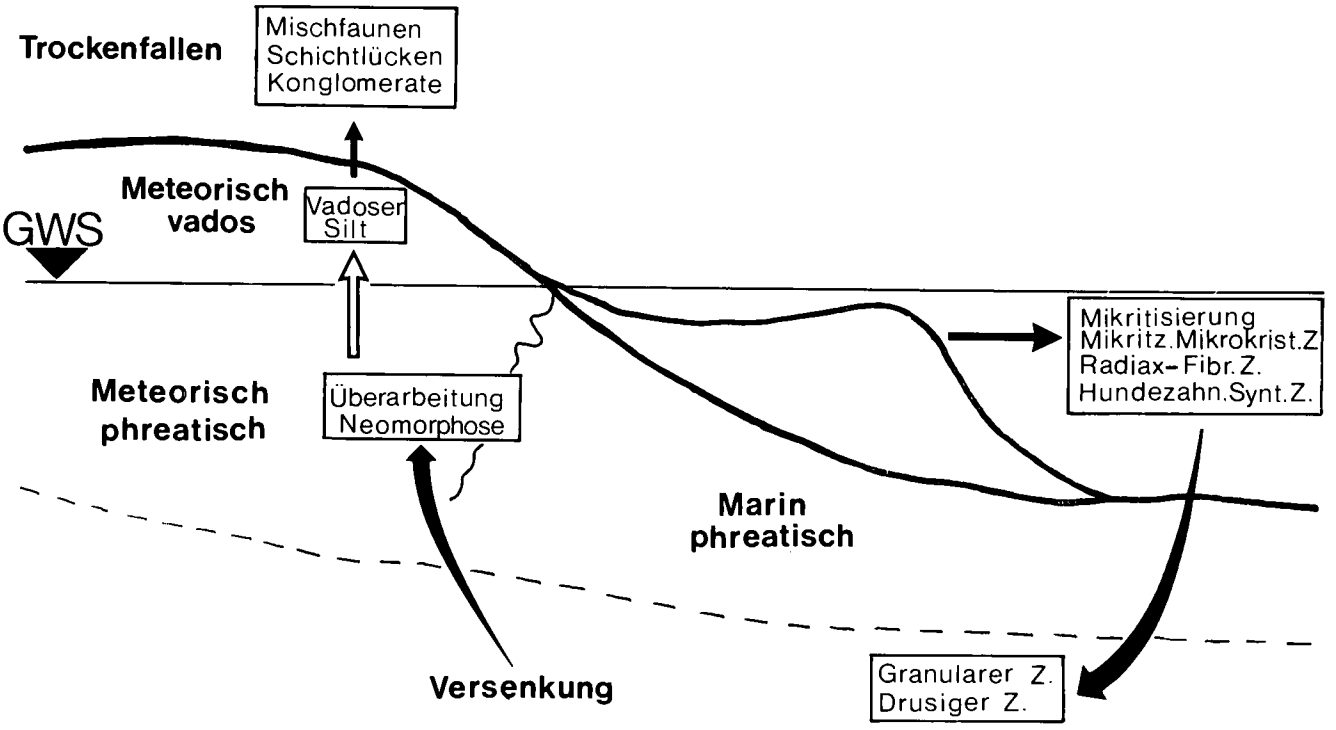


Abb. 4.
Diagenesepfad der bearbeiteten Gesteine.

1) Mikritisierung.
2) Zementation des Mikritzementes und des mikrokristallinen Zementes (nur im MF-Typ 7).
3) Zementation des RFZ, Hundezahnzementes und syntaxialen Rindenzementes.
4) Zementation des granularen und des drusigen Zementes.
5) Überarbeitung.
6) Neomorphose.
7) Bildung des vadosen Silts.
8) Drucklösung und Kompaktion.

Daraus läßt sich folgender „Diagenesepfad" rekonstruieren (s. Abb. 4):

1) Eogenetische (CHOQUETTE & PRAY, 1970), marin-phreatische Diagenese.
   Mikritisierung, Zementation des Mikritzementes, mikrokristallinen Zementes, RFZ, Hundezahnzementes und syntaxialen Rindenzementes.
2) Flache Versenkungsdiagenese.
   Granularer und drusiger Zement.
3) Meteorisch-Phreatische Diagenese.
   Überarbeitung und darauf folgende Sammelkristallisation (nur mit Hilfe der KL nachweisbar).
4) Meteorisch-Vadose Diagenese.
   Bildung des vadosen Silts.
5) Versenkungsdiagenese.
   Drucklösung und Kompaktion.

An der Frasne/Famenne-Grenze bricht die Karbonatsedimentation ab (s. Abb. 1). Aufarbeitungserscheinungen wie Conodonten-Mischfaunen, Schichtlücken und Aufarbeitungskonglomerate sind die Folge einer Heraushebungsphase (TESSENSOHN, 1974a).

Daneben sind im höheren Oberdevon und tiefen Unterkarbon auch Bereiche mit einer kontinuierlichen Karbonatsedimentation gegeben (SCHÖNLAUB, 1971; TESSENSOHN, 1974a).

Die hier erkannte Phase einer meteorischen Diagenese läßt sich nicht direkt in das Schema von TESSENSOHN (1974a,b, Abb. 1) einordnen. Es wird bei Annahme der Vorstellungen von TESSENSOHN diese Phase dem oberdevonischen bis unterkarbonen Aufarbeitungsereignis (als „interregional paleokarst" sensu CHOQUETTE & PRAY, 1988) zugeordnet.

Andererseits könnte es sich auch um ein lokales Ereignis („local paleokarst"), das durch tektonische Vorgänge oder durch geringfügige Meeresspiegelschwankungen bewirkt wird (CHOQUETTE & PRAY, 1988), handeln. Hier werden nur Teile eines Karbonatschelfes herausgehoben.

In den Karnischen Alpen ist eine Heraushebungsphase mit weitverbreiteten Karsterscheinungen an der Tournais/Vise-Grenze des Unterkarbons nachgewiesen (SCHÖNLAUB et al., 1991).

Dabei sind ähnliche diagenetische Merkmale zu beobachten, die mit den hier beschriebenen direkt vergleichbar sind.

6. Zusammenfassung und Diskussion

❶

Für die bearbeiteten Karbonatgesteine ergibt sich eine fazielle Gliederung in acht Mikrofazies-Typen, die durchwegs riffnahen Bildungsräumen zugeordnet werden (Abb. 5).

Die beschriebenen MF-Typen zeigen einige Parallelitäten zur Fazies zeitgleicher Gesteine der Karnischen Alpen (cf. AUFERBAUER, 1971; BANDEL, 1969, 1972; SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975; GALLI, 1985; KREUTZER, 1990). Sie können in das Standard-Mikrofazies-Typ-(SMF-Typ)-Modell von WILSON (1975) eingeordnet werden:

Dabei ist der Faziesbereich 5 (buildup, platform margin) und der Faziesbereich 4 (foreslope) vertreten.

Innerhalb des Faziesbereiches 5 kann mit dem MF-Typ 7 der SMF-Typ 7 (organic reef) und mit dem MF-Typ 6 der SMF-Typ 12 (bioclastic packstone) nachgewiesen werden.

Im Faziesbereich 4 kann mit dem MF-Typ 8 der SMF-Typ 6 (fore-reef-slope) und mit dem MF-Typ 4 und 5 der SMF-Typ 5 (reef-flank) erkannt werden.

❷

Als Teil des Riffkernes konnte eine Algen-Zement-Assoziation erkannt werden. Kalkalgen vom *Renalcis*-Typ bilden mit massigen Stromatoporen ein wellenresistentes Gerüst, das durch synsedimentäre Zementation stabilisiert wird.

❸

Mit Hilfe zementstratigraphischer Methoden und der Kathodenlumineszenz konnte ein fünfstufiger Diagenesepfad rekonstruiert werden, der von einer eogenetischen marin-phreatischen Diagenese über eine meteorisch-vadose Diagenese bis zu einer Versenkungsdiagenese verläuft.

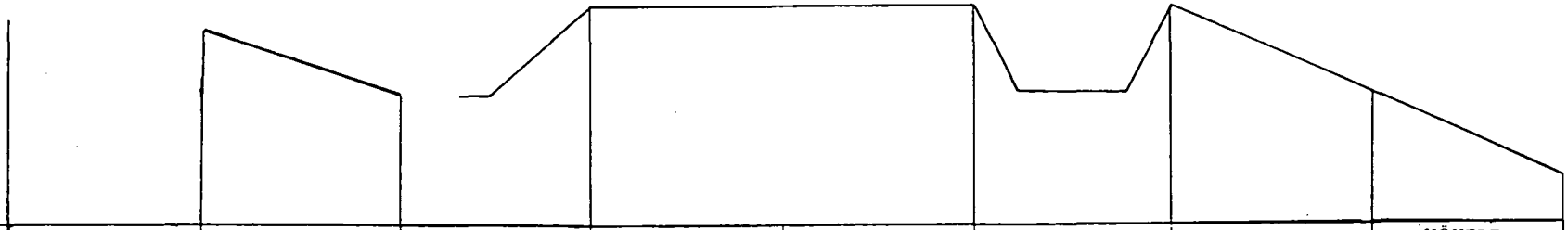
*

Die bearbeiteten Gesteine gehören durchwegs zur Riffphase (nach TESSENSOHN, 1974a). Durch die variszische und alpidische tektonische Überprägung und die quartäre Bergzerreißung ist im Arbeitsgebiet eine ökologische Abfolge („ecological succession") sensu ODUM (1969) nicht mehr rekonstruierbar. Das generelle Bild eines Klimaxstadiums der Riffentwicklung (COPPER, 1988) ist aufgrund der Ausbildung und der hierarchischen Struktur der Rifforganismen, der voll ausgebildeten dreidimensionalen Riffarchitektur, der internen Faziesdifferenzierung, der geringen terrigenen Beeinflußung (Karbonatgehalte von 95 bis 100 %) und der hochenergetischen Bildungsbedingungen erkenntlich.

Die Aufschlußverhältnisse verhindern eine genaue Rekonstruktion des Ablagerungsraumes, da die Zusammenhänge zwischen den einzelnen MF-Typen sowie laterale und vertikale Übergänge nicht beobachtet werden können.

Da die unterschiedenen Faziesbereiche im Kartenbild auf engstem Raum nebeneinander vorkommen (s. Abb. 6), kann man auf ein relativ kleinräumiges Riffsystem schließen.

TESSENSOHN (1974a) kommt in seiner Interpretation zu dem Bild eines „zentralen Riffgürtels" mit angrenzenden Beckenbereichen. Große Bereiche dieses Riffgürtels nehmen strukturlose Kalke ein. Im Arbeitsgebiet sind ebenfalls große Teile der bearbeiteten Gesteine als strukturlose Mudstones (MF-Typ 1) ausgebildet. Für diese Gesteine bietet sich die Interpretation einer Inter-Reef-Fazies (Bereiche zwischen den eigentlichen Riffsystemen) an.

MF - TYP	1	2	3	4	5	6	7	8
								
INTERPRETATION	INTERREEF- od. LAGUNE	INTER-SUPRA-TIDALER BACK-REEF-BER.	ÜBERARBEITUNG IM BACK-REEF-BER.	RIFFEBENE NIEDRIG-ENERGETISCH	RIFFEBENE HOCH-ENERGETISCH	EROSIONS-RINNE	RIFFKERN	HÖHERER FORE-REEF-BER.
FAZIES	MUDSTONE	ALGEN-LAMINIT	PELMIKRIT RUDSTONE	STROMATOPOREN-KORALLEN-FLOATSTONE	KORALLEN-STROMATOPOREN-RUDSTONE	SCHILL	STROMATOPOREN-RENALCIS-FRAMESTONE	DETRITISCHE RUDSTONE FAZIES
KLASSIFIKATION	MUDSTONE	BINDSTONE	RUDSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE	PACKSTONE	FRAMESTONE	RUDSTONE
GRUNDMASSE	MIKRIT	MIKRIT,SPARIT	SPARIT	PELSPARIT	PELSPARIT	MIKRIT,SPARIT	SPARIT	SPARIT
BIOGENE	BIODETRITUS	ECH,OSTR	CALC,OSTR,ECH	STROPO,TAB,RUG STROLI,ECH	STROPO,RUG,TAB ECH,OSTR	LAM bzw. BRAPO	RENALCIS STROPO,ECH	STROPO,RUG,TAB ECH,OSTR
ALLOCHEME		PELL,EXTRA,INTRA RK	INTRA,EXTRA	PEL	PEL,AK,INTRA			PEL,AK,ONK,INTRA
ZEMENTE		GRAN	RFZ	SRZ,GRAN	SRZ,RFZ,DRUS	DRUS	MIZ,MZ,RFZ,DRUS	SRZ,RFZ,DRUS

BIOGENE

ECH	Echinodermatenreste
OSTR	Ostracoden
CALC	Calcisphären
STROPO	Stromatoporen
TAB	Tabulate Korallen
RUG	Rugose Korallen
STROLI	Stromatolithen
LAM	Lamellibranchiata
BRAPO	Brachiopoden

ALLOCHEME

PELL	Pellets
EXTRA	Extraklasten
INTRA	Intraklasten
RK	Rindenkörner
AK	Aggregatkörner
ONK	Onkoide

ZEMENTE

GRAN	Granularer Zement
DRUS	Drusiger Zemant
RFZ	Radiaxial Fibröser Zement
SRZ	Syntaxialer Rindenzement
MIZ	Mikritzement
MZ	Mikrokristalliner Zement

Abb. 5.
Zusammenfassung der Mikrofazies-Typen mit ihren wichtigsten diagnostischen Merkmalen.

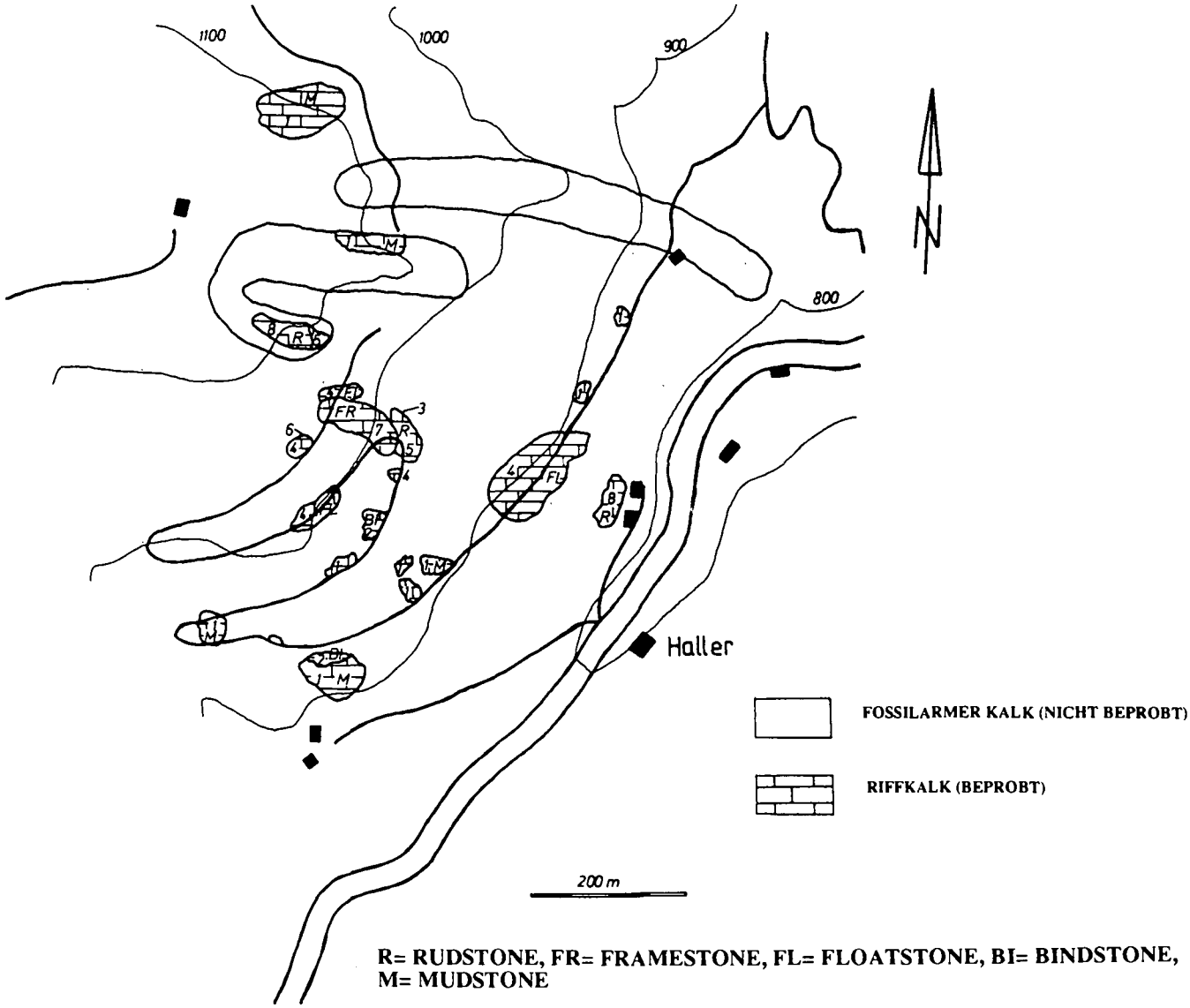


Abb. 6.
Faziesverteilung im Arbeitsgebiet.
Die devonischen Karbonatgesteine sind in den karbonen Hochwipfelschichten tektonisch eingeschuppt und entlang des Forstweges nordwestlich des Gehöftes „Haller" durch quartäre Bergzerreißung in einzelne Blöcke zerlegt.

Somit läßt sich die „zentrale Riffzone" (TESSENSOHN, 1974a) in mehrere individuelle Riffkörper, die möglicherweise als Atolle ausgebildet sind, auflösen.

Diese Bild würde auch mit dem Faziesmodell von KREUTZER (1990) übereinstimmen, der für die devonischen Riffe der zentralen Karnischen Alpen ein Barrier-Riff-Modell beschreibt.

Dabei trennen einzelne Riffkörper, die in Ost-West-Richtung angeordnet sind, eine nördliche pelagische Entwicklung (Rauchkofelfazies) von einer südlichen Back-Reef-Entwicklung.

Dank

Die vorliegende Arbeit stellt die Ergebnisse einer Diplomarbeit an der Universität Graz vor (RANTITSCH, 1990). Für die Betreuung dieser Arbeit möchte ich Herrn Univ. Prof. Dr. A. FENNINGER meinen herzlichen Dank aussprechen.

Literatur

AUFERBAUER, H.: 1. Fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Devon des Osternig (Karnische Alpen). 2. Zur Kenntnis der Silur-Devon-Folge von Pessendellach (Kärnten). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 152 S., Graz 1971.

BANDEL, K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See: zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 197–234, 1 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Wien 1969.

BANDEL, K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica (A), **141**, 1–117, 82 Abb., 10 Taf., Stuttgart 1972.

BATHURST, G.C.: The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England. – J. Geol., **67**, 506–521, 2 Abb., 2 Taf., Chicago 1959.

BURCHETTE, T.P.: European Devonian reefs: A review of current concepts and models. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European fossil reef models. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **30**, 85–142, Tulsa 1981.

CHOQUETTE, P.W. & JAMES, N.P.: Introduction. – In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (Eds.): Paleokarst. – 1–21, 7 Abb., New York – Tokyo (Springer Verlag) 1988.

CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.G.: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **54**, 207–250, 13 Abb., 3 Taf., Tulsa 1970.

COPPER, P.: Ecological succession in phanerozoic reef environments: is it real? – Palaios, **3**, 136–152, 4 Abb., 3 Taf., Tulsa 1988.

DUNHAM, R.J.: Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico. – In: FRIEDMANN, G.M. (Ed.): Depositional environment in carbonate rocks. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., **14**, 139–181, 22 Abb., Tulsa 1969.

FAGERSTROM, J.A.: The evolution of reef comunities. – 600 S., 51 Taf., New York – Chichester – Brisbane – Toronto – Singapore (John Wiley & Sons) 1987.

FAGERSTROM, J. A.: A structural model for reef communities. – Palaios, **3**, 228–232, 2 Abb., Tulsa 1988.

FLÜGEL, E.: Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **158**, 38–65, 1 Abb., 5 Tab., Klagenfurt 1968.

FLÜGEL, E.: Microfacies analysis of limestones. – 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin – Heidelberg – New York (Springer Verlag) 1982.

FLÜGEL, E., KOCHANSKY-DEVIDE, V. & RAMOVS, A.: A Middle Permian calcisponge/algal/cement Reef: Straza near Bled, Slovenia. – Facies, **10**, 179–256, 7 Abb., 19 Taf., Erlangen 1984a.

FLÜGEL, E., FLÜGEL-KAHLER, E., MARTIN, J.M. & MARTIN-ALGARRA, J.: Middle Triassic Reefs from Southern Spain. – Facies, **11**, 173–218, 7 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Erlangen 1984b.

GALLI, G.: Depositional environment in the devonian limestone succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). – Facies, **12**, 97–112, 5 Abb., 2 Taf., Erlangen 1985.

HURLEY, N.F. & LOHMANN, K.C.: Diagenesis of devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. – J. Sed. Petrol., **59**, 127–146, 19 Abb., 2 Taf., Tulsa 1989.

KENDALL, A.C.: Radiaxial Fibrous Calcite: A reappraisal. – In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (Eds.): Carbonate cements. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., **36**, 59–77, 14 Abb., Tulsa 1985.

KENDALL, A.C. & TUCKER, M.E.: Radiaxial Fibrous Calcite: A replacement after accicular carbonate. – Sedimentology, **20**, 365–389, 9 Abb., Amsterdam 1973.

KERANS, C., HURLEY, N.F. & PLAYFORD, P.E.: Marine diagenesis in devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): Reef diagenesis. – 357–380, 13 Abb., Berlin-Heidelberg (Springer Verlag) 1986.

KREBS, W.: Early void filling cementation in devonian fore-reef limestones (Germany). – Sedimentology, **12**, 279–299, 8 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1969.

KREBS, W.: Devonian carbonate complexes of Central Europe. – In: LAPORTE, L.F. (Ed.): Reefs in time and space. Selected examples from the recent and ancient. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., **18**, 155–209, 25 Abb., 10 Taf., Tulsa 1974.

KREUTZER, L.H.: Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 275–343, 35 Abb., 3 Tab., 9 Taf., Wien 1990.

MEYERS, W.J.: Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. – J. Sed. Petrol., **44**, 837–861, 19 Abb., Tulsa 1974.

MOUNTJOY, E.W. & RIDING, R.: Foreslope Stromatoporid-Renalcid bioherm with evidence of early cementation, devonian Ancient Wall reef complex, Rocky Mountains. – Sedimentology, **28**, 299–319, 15 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1981.

ODUM, E.P.: The strategy of ecosystem development. – Science, **164**, 262–270, Washington 1969.

PLAYFORD, P.E.: Devonian „Great Barrier Reef" of Canning Basin, Western Australia. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **64**, 814–840, 27 Abb., Tulsa 1980.

PRATT, B.R.: Epiphyton and *Renalcis* – Diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae. – J. Sed. Petrol., **54**, 948–971, 14 Abb., 2 Taf., Tulsa 1984.

RANTITSCH, G.: Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit Univ. Graz, 120 S., 37 Abb., 5 Beil., 34 Taf., Graz 1990.

SCHNEIDER, W.: Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – Geol. Jb. (D), **21**, 3–107, 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf., Hannover 1977.

SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138**, 157–168, 3 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Stuttgart 1971.

SCHÖNLAUB, H.P. & FLAJS, G.: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **165**, 83–96, 7 Abb., Klagenfurt 1975.

SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MORDECKAI, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S.: Lower Carboniferous paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, **25**, 91–118, 7 Abb., 4 Tab., 9 Taf., Erlangen 1991.

STRAUCH, F.: Zur Gliederung einiger känozoischer Schill-Typen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **181**, 417–430, 1 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1990.

TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–130, 6 Abb., 3 Phototaf., 1 Taf., Wien 1974a.

TESSENSOHN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, **164**, 137–160, 7 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Klagenfurt 1974b.

TSIEN, H.H.: Paläoecology of algal-bearing facies in the Devonian (Couvinian to Frasnian) reef complexes of Belgium. – Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoecol., **27**, 103–127, 33 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1979.

VIAU, Ch.: Depositional sequences, facies and evolution of the Upper Devonian Swan Hills reef buildup, Central Alberta, Canada. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Core Workshop No. 4, 112–143, 12 Abb., Dallas 1983.

WALLS, R.A. & BURROWES, G.: The role of cementation in the diagenetic history of devonian reefs, Western Canada. – In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (Eds.): Carbonate cements. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., **36**, 185–220, 23 Abb., 3 Tab., Tulsa 1985.

WILSON, J.L.: Carbonat facies in the geological history. – 471 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer Verlag) 1975.

Tafel 1

Fig. 1: **MF-Typ 4.**
Tabulate Korallen und Echinodermenreste in einer pelsparitischen Matrix.
Bildlänge = 3 cm.

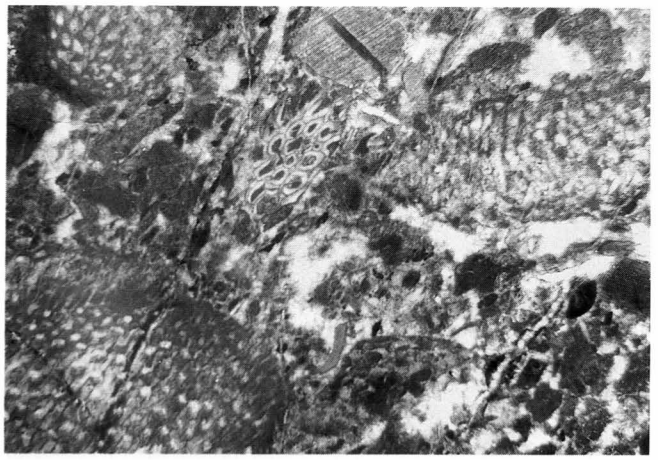
Fig. 2: **MF-Typ 5.**
Dendroide Stromatoporen in sparitischer bis pelsparitischer Matrix.
Bildlänge = 3 cm.

Fig. 3: **MF-Typ 6.**
Schill mit orientierungslosen Geopetalgefügen in mikritischer Matrix.
Bildlänge = 3 cm.

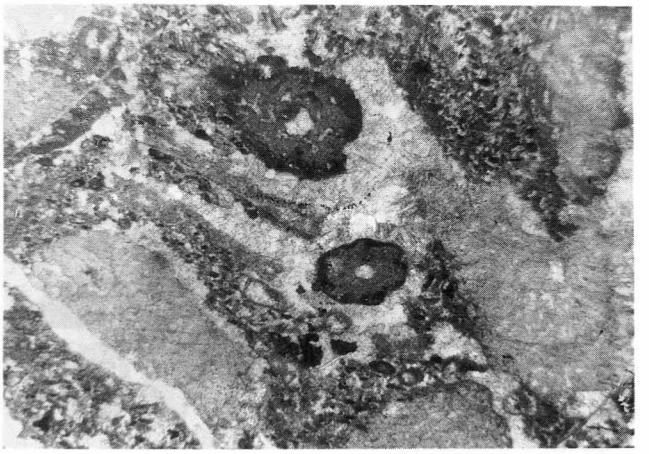
Fig. 4: **MF-Typ 7.**
Renalcis-Krusten um Stromatoporen; die Hohlräume sind mit Radaxial fibrösem und drusigem Zement gefüllt; beide Zementgenerationen werden von einem Internsediment überlagert.
Bildlänge = 3 cm.

Fig. 5: **MF-Typ 7.**
Renalcis-Cluster vollständig von Radiaxial fibrösem Zement umgeben.
Bildlänge = 6 mm.

Fig. 6: **Detail aus Fig. 5.**
Renalcis mit gekammerten und klumpigen Wuchsformen (nach PRATT, 1984).
Bildlänge = 1 mm.

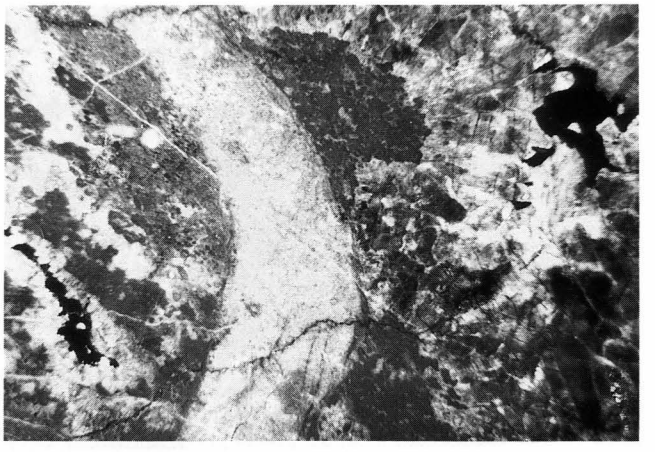


1

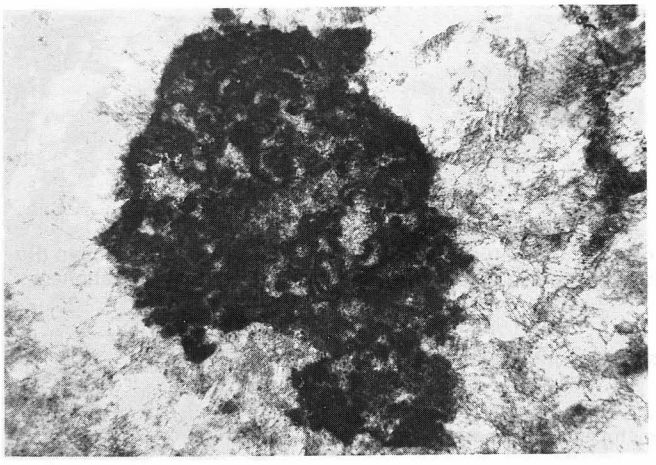


2

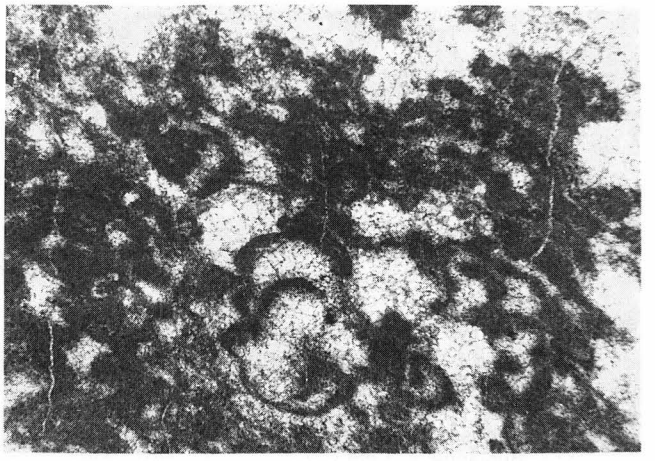
3



4



5



6

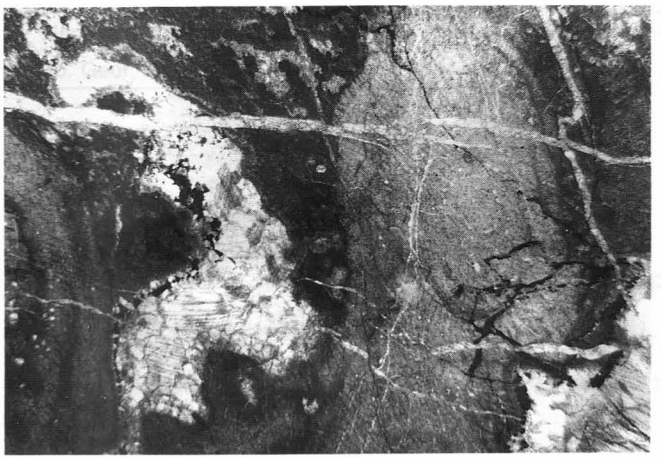
Tafel 2

Fig. 1: **MF-Typ 7**
Stromatoporen-*Renalcis*-Framestone. Die Hohlräume innerhalb des Gerüstes sind durch zwei Zementgenerationen (Radiaxial fibröser Zement und drusiger Zement) verfüllt. Ein Internsediment überlagert beide Zementgenerationen.
Bildlänge = 3 cm.

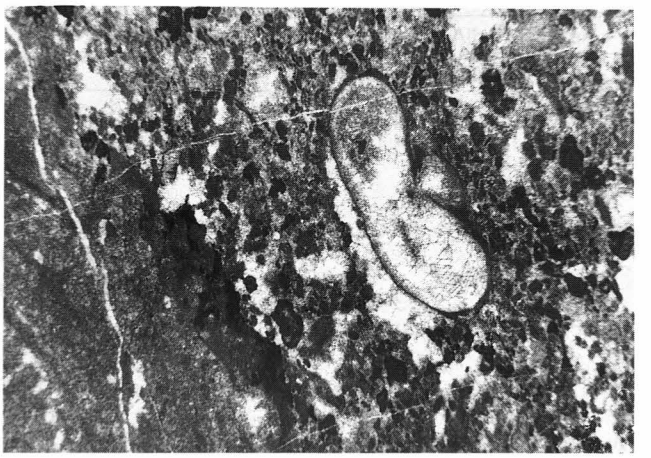
Fig. 2: **MF-Typ 7.**
Renalcis-Krusten um Stromatoporen. In den Algenkrusten ist eine Ostracodenschale eingeschlossen.
Bildlänge = 6 mm.

Fig. 3: **MF-Typ 8.**
Rugose Koralle (durch *Girvanella* inkrustiert) und Stromatoporen in sparitischer Matrix.
Bildlänge = 3 cm.

Fig. 4,5,6: **Hohlraum in einem Rudstone des MF-Typ 8.**
Ein lamelliertes Internsediment mit abgebrochenen Kristallspitzen korrodiert den RFZ (untere Bildhälfte) und den granularen Zement (obere Bildhälfte).
Bildlänge = 3 mm.

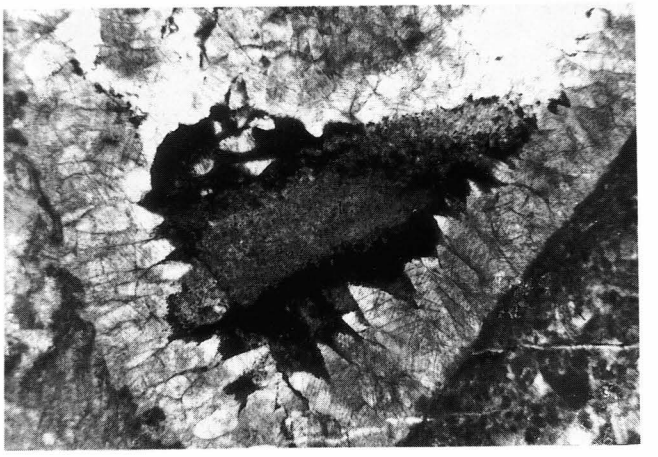


1

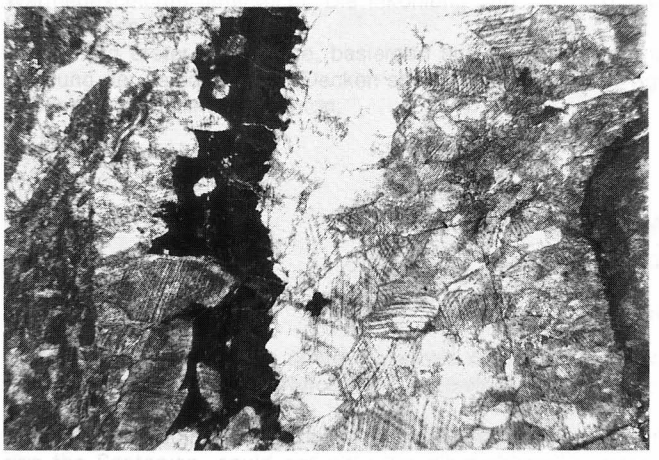


2

3



4



5

6

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 287–297	Wien, März 1992

Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum

Von CHRISTIAN HASENHÜTTL & BARBARA RUSSEGGER*)

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

Steiermark
Grazer Paläozoikum
Metamorphose
Vitrinitreflexion
Illitkristallinität

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 133, 134, 162, 163, 164

Inhalt

Zusammenfassung ... 287
Abstract ... 287
1. Einleitung ... 288
2. Geologie ... 288
3. Methodik ... 288
3.1. Reflexionsmessung ... 288
3.2. Illitkristallinitätsmessung ... 288
4. Charakterisierung der Phytoklasten ... 288
5. Inkohlungsbild ... 290
6. Illitkristallinität (IK) ... 290
7. Chloritkristallinität (CK) ... 293
8. Conodont-Alteration-Index (CAI) ... 293
9. Diskussion ... 293
Dank ... 295
Literatur ... 295

Zusammenfassung

Das Grazer Paläozoikum wird erstmals mit verschiedenen Methoden (Vitrinitreflexion, Illitkristallinität, CAI) zur Erfassung der Wärmegeschichte untersucht. Die Inkohlung und die Illitkristallinität zeigen den Metamorphosebereich von später Diagenese bis beginnender Epizone.

Aufgrund erster Ergebnisse, basierend auf 220 Oberflächenproben, zeichnet sich eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der verschiedenen Decken ab. Diese Temperaturprägung war größer als die Erwärmung durch den Aufstieg des umgebenden Kristallins im Santon.

Low-Grade Metamorphism in the Graz Paleozoic

Abstract

Metamorphic conditions of the Paleozoic of Graz have been investigated with different methods (vitrinite reflectance, illite crystallinity, conodont alteration index). Coalification and illite crystallinity indicate late diagenetic to epimetamorphic conditions.

First results point to a distinct thermal evolution of various tectonic units. Uprising of an adjoining metamorphic dome, during the Santonian, could not alter the disconformally underlying preheated Paleozoic.

*) Anschrift der Autoren: CHRISTIAN HASENHÜTTL, BARBARA RUSSEGGER; Institut für Geologie und Paläontologie; Karl-Franzens-Universität Graz; Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Das Grazer Paläozoikum wurde in den letzten Jahren in großen Teilen neubearbeitet, wodurch ein sehr differenziertes Bild der faziellen und tektonischen Gliederung entstand (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ, 1991, cum lit.). Eine kleinräumige Abschätzung der niedrigstgradigen Metamorphose mit Hilfe von Illitkristallinität, Conodont Colour Alteration Index (CAI) und Mineralparagenesen im nördlichsten Grazer Paläozoikum unternahm THALHAMMER (1982). Er konnte Sedimente nördlich der Breitenau in den Bereich der Epizone und in den Grenzbereich Anchi-/Epizone stellen.

Erstmals wird nun versucht, mit Vitrinitreflexions-, Illitkristallinitätsmessungen, CAI und Mineralparagenesen die Wärmegeschichte aller Einheiten des Grazer Paläozoikums zu rekonstruieren. Erste Untersuchungsergebnisse werden hier vorgestellt.

2. Geologie

Der oberostalpine Deckenstapel des Grazer Paläozoikums wird im Westen, Norden und Osten von mittel- und unterostalpinem Kristallin unterlagert. Im Südwesten liegen Sedimente der Gosau diskordant über unterschiedlichen paläozoischen Decken.

Tertiäre Sedimente des steirischen Beckens bilden die südliche Begrenzung des Paläozoikums. FLÜGEL et al. (1990) und FRITZ & NEUBAUER (1990) gliedern das Grazer Paläozoikum in 3 Deckengruppen:

1) Tiefe Deckengruppe: Angerkristallin, Schöckldecke s.l..
2) Mittlere Deckengruppe: Laufnitzdorfdecke, Kalkschieferdecken.
3) Hohe Deckengruppe: Rannachdecke, Hochlantschdecke.

In der hohen Deckengruppe ist ab dem Devon eine weitgehend flachmarine Plattform entwickelt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

In der mittleren Deckengruppe stellt die Laufnitzdorfgruppe (GOLLNER et al., 1982) eine durchgehend pelagische Entwicklung, die Kalkschieferfolge einen karbonatisch-klastischen Schelf dar (TSCHELAUT, 1984).

In der tiefen Deckengruppe (s.s. – ohne Aibl-Formation und Hochschlagkalk) entwickelt sich aus einem Becken ab dem Mitteldevon eine Karbonatplattform.

3. Methodik

Von 220 untersuchten Proben, vor allem feinkörnige Siliziklastika, waren 90 Präparate für Vitrinitreflexionsmessungen geeignet. An allen Proben wurde die Illitkristallinität bestimmt.

3.1. Reflexionsmessung

Die Vitrinitreflexion wurde an dispers verteilten organischen Teilchen gemessen. Dazu wurden Ganzgesteinsklötzchen normal zur Schichtung oder Schieferung geschnitten, in Epoxidharz eingebettet und poliert. Diese Präparationsart wurde Körnerpräparaten oder Konzentraten aus mehreren Gründen vorgezogen: Die Identifikation organischer Partikel im Sedimentverband ist einfacher oder überhaupt nur dadurch möglich. Zudem kann nur so die bei hohem Inkohlungsgrad erforderliche Messung der Reflexionsanisotropie durchgeführt werden.

Die Messung erfolgte mit dem Photometer – Mikroskop Leitz – MPV3, im polarisierten, monochromatischen Licht (546 nm), mit Hilfe eines 125/1.3 Ölimmersionsobjektivs. Mit dieser Vergrößerung (ca. 1625-fach) war es möglich, Phytoklasten bis zu einer Größe von 2 µm zu messen. Zur Eichung diente ein SiC-Standard (7,47 % R/Öl). Das arithmetische Mittel der % R_{max}-Werte repräsentiert den Inkohlungsgrad einer Probe.

3.2. Illitkristallinitätsmessung

Die Proben wurden händisch im Porzellanmörser zerkleinert, mit 20-prozentiger HCOOH behandelt und anschließend neutralisiert. Aus dem Rückstand wurde mittels Atterbergverfahren die Fraktion <2 µm gewonnen. Davon wurden nach ca. 20 Sekunden Ultraschallbehandlung (Microson-Stab) Sedimentationspräparate mit kontrollierter Belegdichte von 1 mg/cm² hergestellt (Trocknung auf Heizplatte $<50°$).

Jede Probe wurde mindestens 5 mal von 5° bis 11°2Θ unter folgenden Bedingungen gemessen: Siemens D500 Röntgendiffraktometer (CuKα), Ni-Filter, 30 kV/20 mA, 0,01 stepsize, 0,6°/min, counttime: 1, Aperturblende: ¼°, Detektorblende: 0,2°. Vor und nach jeweils 5 Messungen wurde mit dem Standard (MF 1046–1 von M. FREY) geeicht. Die Messung der Halbwertsbreite des 10 Å-Peaks erfolgte durch einen angeschlossenen Computer (MicroVax; Programm DIFF500).

4. Charakterisierung der Phytoklasten

Vitrinit ist das häufigste Maceral in Kohlen und sollte somit auch das häufigste in Sedimenten gefundene kohlige Partikel sein. In den Gesteinen des Grazer Paläozoikums ist dies jedoch nicht der Fall. Der Großteil der Phytoklasten ist zur Gruppe der Inertinite zu zählen.

Inertinite können eine Größe von über 10 µm erreichen. Sie zeigen teilweise noch die Zellstrukturen des Ausgangsmaterials. Ihre Oberfläche erscheint homogen, glänzend und lackiert (glasscherbenartig). Die Reflexion liegt immer zwischen 4,5 %–5,5 % R_{max} (Taf. 1, Fig. 1).

Vitrinite s.s. sind meist lanzettförmige, parallel zur s-Fläche eingeregelte Partikel von einigen Mikrometern Länge. Die Oberfläche ist mattweiß und homogen. Trockenrisse treten häufig auf (Taf. 1, Fig. 2).

Manchmal zeigen Vitrinite eine undulöse Auslöschung, die eine Orientierung gegen ein Graphitgitter anzeigt (DIESSEL & OFFLER, 1975). Charakeristisch ist für Vitrinite auch ihre Reflexionsanisotropie.

Neben Vitriniten s.s. kommen auch lange, dünne Phytoklasten vor, die als graphitisierte Vitrinite und Liptinite interpretiert werden. Diese graphitoiden Partikel findet man häufig in Proben, in denen ansonsten nur noch Inertinite vorhanden sind (Taf. 1, Fig. 3). Graphitoide Partikel, die ab etwa 5 % R_{max} auftreten und ab 7 %–8 % R_{max} den Vitrinit vollständig er-

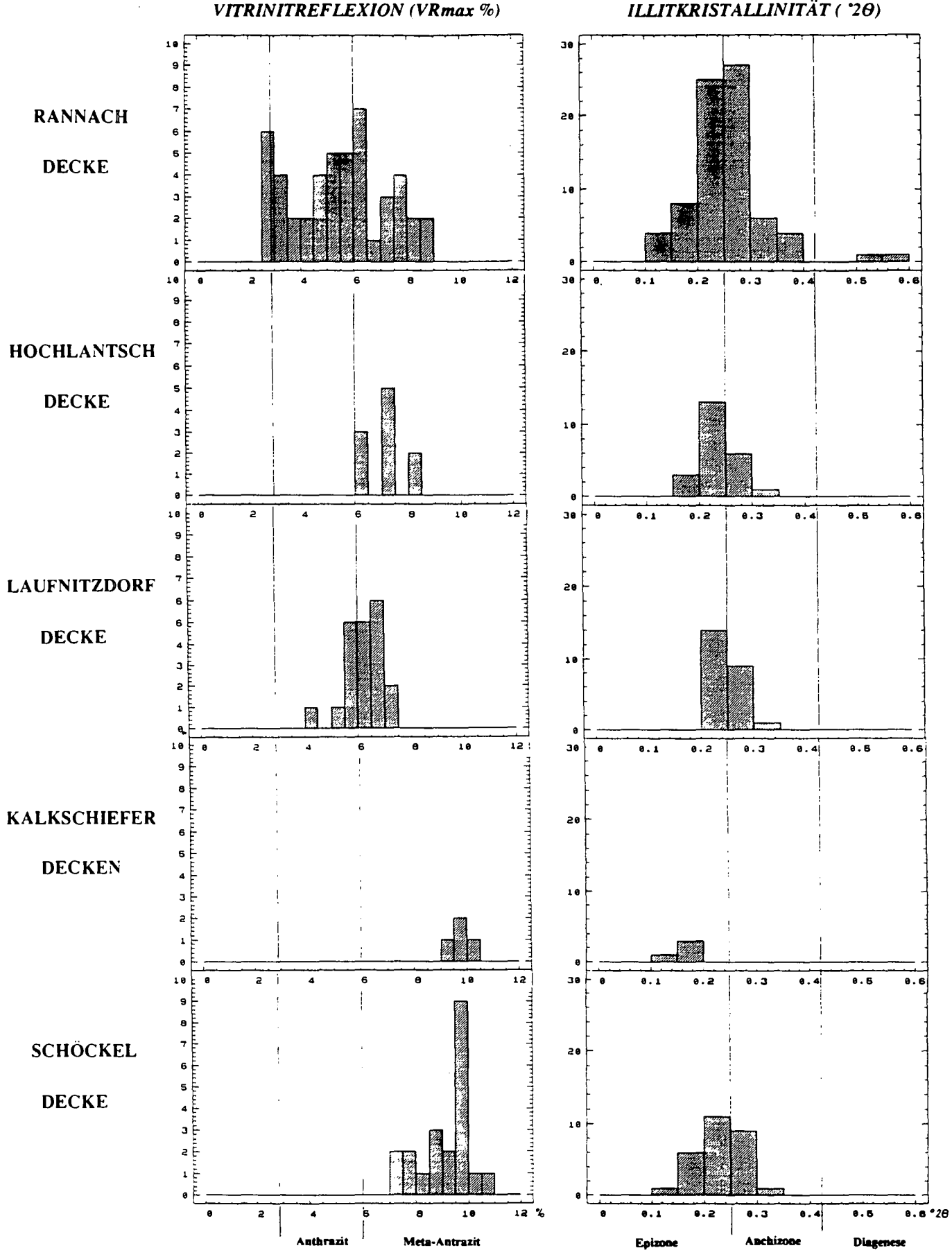


Abb. 1.
Sammelhistogramme der Vitrinitreflexion und Illitkristallinität für die einzelnen Decken.
Y-Achse: relative Häufigkeit.

setzen, können als lange Banden Sedimentstrukturen und Mikrofalten nachzeichnen (Taf. 1, Fig. 4).

Die bei geringer Inkohlung gut unterscheidbaren Maceralgruppen werden einander gegen Ende des eigentlichen Inkohlungsprozesses (Anthrazitisierung und Semigraphitisierung) zunehmend ähnlicher. Dadurch ist eine eindeutige Zuordnung oft erheblich erschwert.

Charakteristisch für das Anthrazitstadium ist ein rascher Anstieg der maximalen Reflexion und der Bireflexion ($\%R_{max} - \%R_{min}$) mit Inkohlungszunahme (TEICHMÜLLER, 1987). Ab ca. 6 % R_{max} setzt eine große Streuung der Daten ein. Zum gleichen Zeitpunkt steigt $\%R_{min}$ nicht mehr kontinuierlich mit $\%R_{max}$ an, sondern sinkt rapid ab. Dies charakterisiert auch die Prägraphitisierung (RAGOT, 1977). Gründe für die Metaanthrazitisierung und Semigraphitisierung sind hohe Temperatur und vor allem hoher Druck (Scherstreß, BUSTIN, 1983).

Weiters findet man die von DIESSEL et al. (1978) beschriebenen „Übergangspartikel". Die unregelmäßig gerundeten Teilchen sind mit zahlreichen Bläschen besetzt und wirken koksartig (körniges Aussehen). Bei vielen Phytoklasten beginnt die Umwandlung zu Graphit mit der Ausbildung von koksartigen Strukturen. Hoher Druck, der die Inkohlung behindert, fördert die Graphitisierung. Die Phytoklasten können unter hohem Auflastdruck lange einen niedrigen Inkohlungsgrad beibehalten, bevor Graphitisierung möglich ist. Die unter diesen Bedingungen eingeschlossenen flüchtigen Bestandteile bewirken die Bildung der koksartigen Übergangspartikel (Bläschenbildung durch spätere Entgasung, DIESSEL & OFFLER, 1975).

In phytoklastenreichen Proben tritt immer Pyrit auf (Taf. 1, Fig. 5).

5. Inkohlungsbild

Der Inkohlungsbereich der untersuchten Proben in der Rannachdecke (hohe Deckengruppe) reicht von 2,6 % bis 8,8 % R_{max} (Abb. 1,2; Tab. 1). Das entspricht einer Maturität zwischen Semianthrazit- und Metaanthrazitstadium (ASTM). Eine Zunahme der Inkohlung von S nach N läßt sich feststellen.

Die Inkohlung der Proben aus der Hochlantschdecke reicht von 6,1 % bis 8,4 % R_{max} (Metaanthrazitstadium), wobei die Inkohlung von S nach N abnimmt.

Die mittlere Deckengruppe weist eine deutliche Differenzierung der beiden Teildeckengruppen (Laufnitzdorfdecke, Kalkschieferdecken) auf. Die Inkohlungswerte der Laufnitzdorfdecke reichen von 4,4 % bis 7,2 % R_{max} (Metaanthrazitstadium). Eine geringfügige Zunahme der Inkohlung nach NE deutet sich an.

Die Gesteine der Kalkschieferdecken (sehr geringe Probenzahl!) weisen dagegen mit 9,3 % bis 10,3 % R_{max} eine deutlich höhere Inkohlung auf (Metaanthrazit- bis beginnendes Graphitstadium). In der tiefen Deckengruppe (Schöckldecke s.l.) zeigen die untersuchten Proben Inkohlungswerte von 7,3 % bis 10,6 % R_{max}, wobei die niedrigsten Werte im S, die höchsten im N der Deckengruppe gemessen wurden.

TEICHMÜLLER et al. (1979) setzen die Grenze Diagenese/Anchimetamorphose bei 4 % R_{max} (entsprechend einer maximalen Inkohlungstemperatur von ca. 200°), die Grenze Anchi-/Epizone bei 5 %–10 % R_{max} und <2 % R_{min} (ca. 300° T_{max}).

KÜBLER (1979) hingegen läßt die Anchizone bereits bei 2,8 % R_{max} beginnen (Abb. 3).

Die Inkohlung des Grazer Paläozoikum liegt somit, gleich welchem der obgenannten Autoren man folgt, im Bereich der späten Diagenese bis Epizone, wobei die einzigen diagenetischen Proben aus der Rannachdecke stammen.

In der Laufnitzdorfdecke lassen sich zahlreiche Proben der unteren Anchizone zuordnen. Die organische Metamorphose der anderen Decken liegt im Bereich der oberen Anchi- und Epizone (>6 % R_{max}). Eine primäre Altersabhängigkeit der Inkohlung (Beprobung von Profilen) ist durch einen regionalen Trend überprägt.

6. Illitkristallinität (IK)

KÜBLER (1967a, 1968) erkannte einen Zusammenhang zwischen der Halbwertsbreite des ersten Basalpeaks von Illit/Muskowit bei 10Å und dem Grad der beginnenden Metamorphose. Der von HARRASSOWITZ (1927) eingeführte Begriff „Anchimetamorphose" wurde in seiner Bedeutung verändert und für den durch Illitkristallinitätsdaten definierten niedrigstgradigen Metamorphosebereich übernommen. KÜBLER (1979) setzt die Grenze Diagenese/Anchizone bei 0,42°Δ2Θ, die Grenze Anchi-/Epizone bei 0,25°Δ2Θ. Das entspricht nach FREY (1986) einer maximalen Temperatur von ca. 200°C für die Grenze Diagenese/Anchizone und ca. 300°C für den Übergang Anchi-/Epizone (Abb. 3).

Die Illit-Halbwertsbreiten des Grazer Paläozoikums zeigen ähnlich den Inkohlungsdaten den Metamorphosebereich von später Diagenese bis Epizone (Tab. 1; Abb. 1,4). Auch die IK-Daten belegen somit diagenetische Bedingungen ausschließlich für Teile der Rannachdecke. Für die Kalkschieferdecken sind ausschließlich epizonale Bedingungen belegt. In allen Dekkengruppen läßt sich eine Metamorphosezunahme von W nach E erkennen.

Abb. 2. →
Räumliche Darstellung der Inkohlungsdaten auf einer tektonischen Karte des Grazer Paläozoikums.

TERTIÄR UND QUARTÄR
GOSAU
RANNACH- UND HOCHLANTSCH-DECKE
LAUFNITZDORF- UND KALKSCHIEFER-DECKEN
SCHÖCKL-DECKE S.L.
KRISTALLIN
STÖRUNG, SCHERZONE
ÜBERSCHIEBUNG FLACHE ABSCHIEBUNG

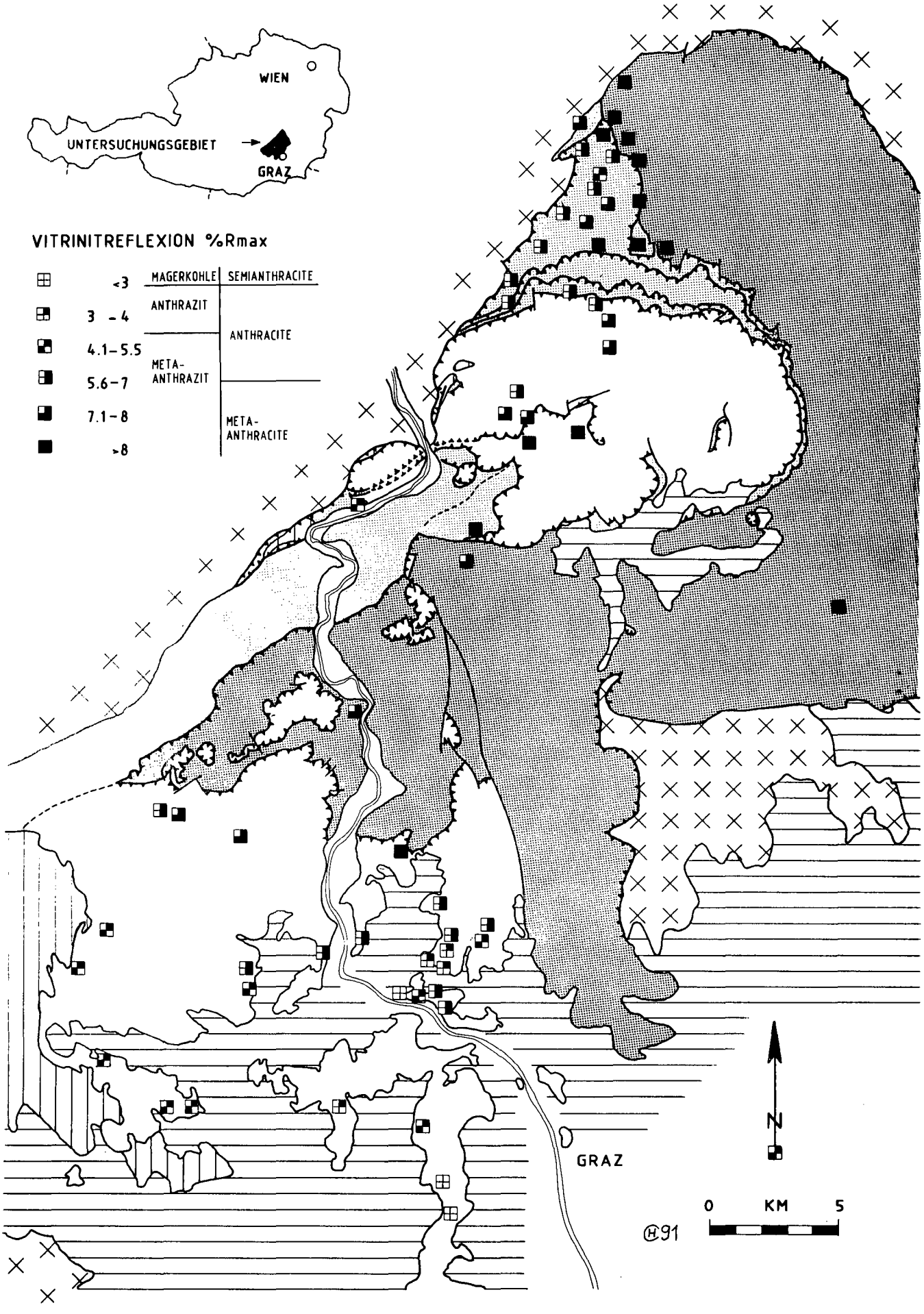

WIEN
UNTERSUCHUNGSGEBIET
GRAZ
VITRINITREFLEXION %Rmax
<3
3 - 4
4.1-5.5
5.6-7
7.1-8
>8
MAGERKOHLE
ANTHRAZIT
META-
ANTHRAZIT
SEMIANTHRACITE
ANTHRACITE
META-
ANTHRACITE
GRAZ
N
0 KM 5
©91

Tabelle 1.
Arithmetische Mittel von Vitrinitreflexion (% R_{max}), Illitkristallinität (°Δ2Θ) und Conodont Colour Alteration Index (CAI) in den untersuchten Proben.
Die Streuung der Werte zeigt die thermale Überprägung einer ursprünglichen Versenkungsmetamorphose. Man beachte, daß die niedrigste CAI-Werte in der mittleren Deckengruppe und nicht wie zu erwarten wäre in der höchsten auftreten.

EINHEIT	VITRINITREFLEXION	ILLITKRISTALLINITÄT	CAI
	%Rmax	°Δ2ϑ	
RANNACHDECKE			
SCHICHTEN DER DULT	2,6 - 7,2 (5,6)	0,37 - 0,15 (0,26)	
SANZENKOGELSCHICHTEN		0,22 - 0,20 (0,21)	6
STEINBERGKALK		0,28 - 0,26 (0,27)	6,5 - 7
KANZELKALK		0,28	5
BARRANDEI-SCHICHTEN	2,6 - 7,7 (4,7)	0,56 - 0,13 (0,28)	5 - 5,5
DOLOMITSANDSTEIN-FORMATION			6 - 6,5
CRINOIDENSCHICHTEN	3,7 - 8,8 (6,4)	0,28 - 0,20 (0,25)	5,5
SCHICHTEN VON KHER	4,9 - 8,0 (5,9)	0,32*	7 - 7,5
HOCHLANTSCHDECKE			
MIXNITZER-FORMATION		0,29*	
TYRNAUERALM-FORMATION	6,14 - 7,3 (6,7)	0,24 - 0,19 (0,22)	5 - 5,5
OSSER KALK	8,4*	0,30 - 0,16 (0,23)	
BARRANDEI-SCHICHTEN	6,2 - 7,3 (6,8)	0,32 - 0,21 (0,25)	5
SCHWARZKOGEL-SANDSTEIN	10,3*	0,21*	
LAUFNITZDORFDECKE			
DORNERKOGEL-FORMATION	5,7 - 8,5 (7,4)		
SCHATTLEITNER-FORMATION	4,8 - 6,6 (5,8)	0,26 - 0,19 (0,23)	4,5-6,5
HARRBERGER-FORMATION	5,8 - 6,8 (6,2)	0,27 - 0,21 (0,24)	4 - 5
HACKENSTEINER-FORMATION	5,5 - 7,2 (6,5)	0,33 - 0,21 (0,26)	4 - 4,5
KALKSCHIEFERDECKEN	9,3 - 10,3 (9,9)	0,18 - 0,15 (0,17)	5 - 6,5
SCHÖCKLDECKE S,L,			
AIBL-FORMATION	7,6 - 10,6 (9,4)	0,33 - 0,15 (0,24)	5 - 6,5
HOCHSCHLAGKALK	9,34*	0,26 - 0,18 (0,22)	
ARZBERGER SCHICHTEN	7,4 - 9,8 (8,6)	0,27 - 0,18 (0,22)	

* EINZELPROBE

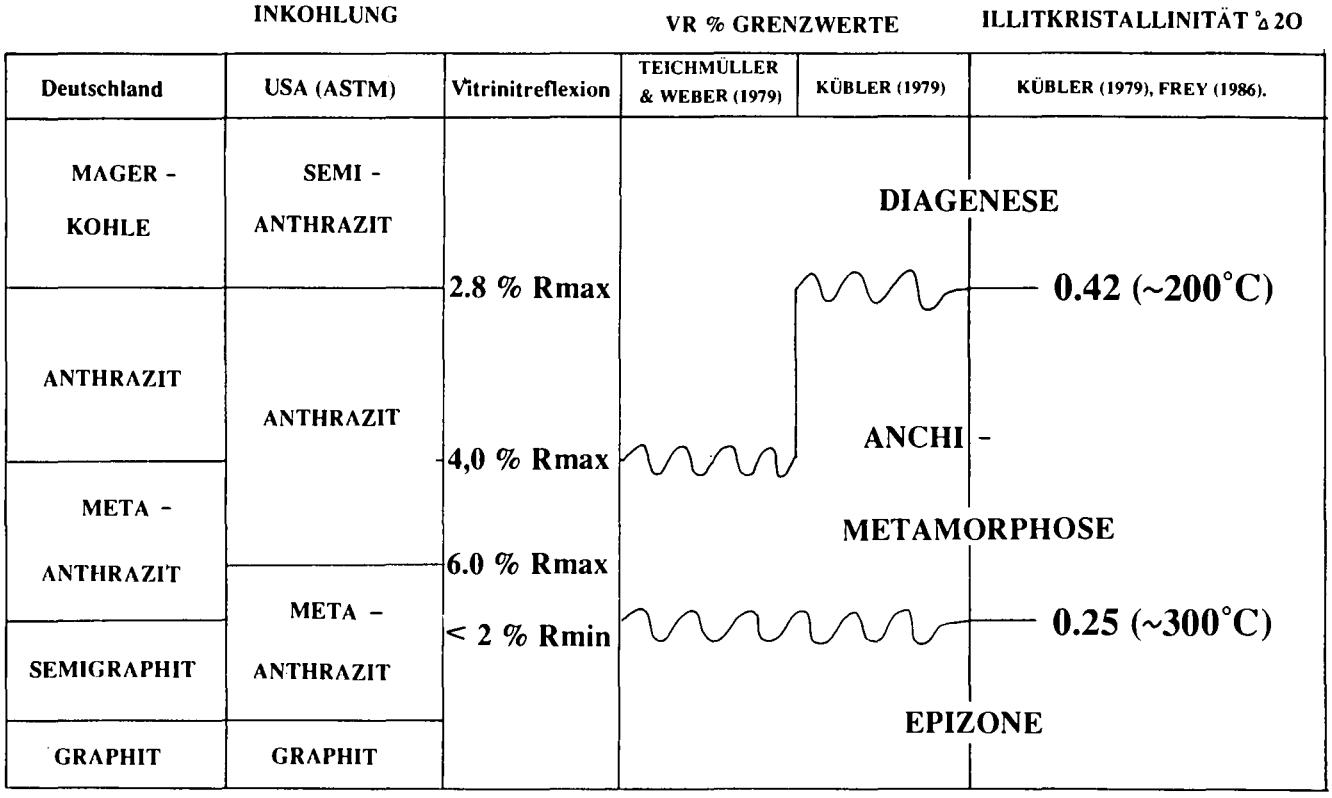


Abb. 3.
Korrelation von Vitrinitreflexion und Illitkristallinität verschiedener Autoren.

7. Chloritkristallinität (CK)

An 18 Proben wurde neben der IK zusätzlich die CK durch Messung der Halbwertsbreite des 14Å-Peaks bestimmt. LUDWIG (1973), der als erster die beiden Methoden (IK und CK) gegenüberstellte, fand eine lineare Korrelation beider in anchi- bis epizonalen ordovizischen Schiefern. Er führt die Änderung der Halbwertsbreite von Chloriten auf eine Änderung des Chemismus und des Polytyps dieser Chlorite zurück. Während der Diagenese und beginnenden Metamorphose reichert sich Chlorit auf Kosten von Kaolinit, Smektit und Vermiculit an (KISCH, 1983). Für LENGAUER & SCHRAMM (1989) ist die Methode der CK-Bestimmung daher besonders für epizonale Gesteine geeignet.

Die Korrelation von IK und CK von Proben aus dem Untersuchungsgebiet ist mit r = 0,88 gut (Abb. 5). Somit ist es möglich, bei illit/muskowitfreien, chlorithältigen Gesteinen Datenlücken zu füllen.

8. Conodont Alteration Index (CAI)

Auflichtuntersuchungen an Conodonten des Grazer Paläozoikums ergaben CAI-Werte von 5 bis 8 (Tab. 1). Die untersuchten Conodonten stammen vorwiegend aus Sammlungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz (Dissertationen, Hausarbeiten). CAI-Werte von über 5 werden durch Verlust von organischem Kohlenstoff und Kristallwasser erklärt. Für die Bildung von CAI 5½–8 sind Temperaturen von über 300°C verantwortlich (REJEBIAN et al. 1987). KOVACS & ARKAI (1989) stellen CAI-Werte von 5–7 in den Grenzbereich Anchi-/Epizone und vergleichen sie mit einer Vitrinitreflexion von 3,4 % bis über 6 % R_{max}.

In der tiefen und mittleren Deckengruppe mit CAI-Werten von 5–7 zeichnet sich eine CAI-Zunahme von W nach E ab. In der hohen Deckengruppe konnte mit den bisher untersuchten Proben (CAI-Werte von 5–8) kein Trend festgestellt werden.

9. Diskussion

Sowohl die Illitkristallinität als auch die Inkohlungsuntersuchungen des Grazer Paläozoikums zeigen den Metamorphosebereich von später Diagenese bis zur Epizone, wobei die südliche Decke der hohen Deckengruppe (Rannachdecke) als einzige Decke diagenetische Anteile aufweist.

Aufgrund der vorliegenden Daten ist eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der einzelnen Decken anzunehmen. So ist die Hochlantschdecke höher metamorph als die tektonisch tiefer liegende Laufnitzdorfdecke.

Das heißt, die prägende Metamorphose fand vor oder während der altalpidischen Deckenstapelung statt. Auch FRANK in FLÜGEL et al. (1980) mißt für die hohen Decken des Grazer Paläozoikum einer variszischen Metamorphose größere Bedeutung zu als der schwächer temperierten alpidischen (Erwärmung <250°C). Inwieweit eine Störung der Metamorphoseprofile durch Abschiebungen nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgte (NEUBAUER, 1989) wird noch untersucht.

Der Aufstieg der Kristallindome ab dem Obersanton (Glein-, Kor-, Stubalpe; NEUBAUER, 1988) bewirkte keine thermische Überprägung des Grazer Paläozoikums

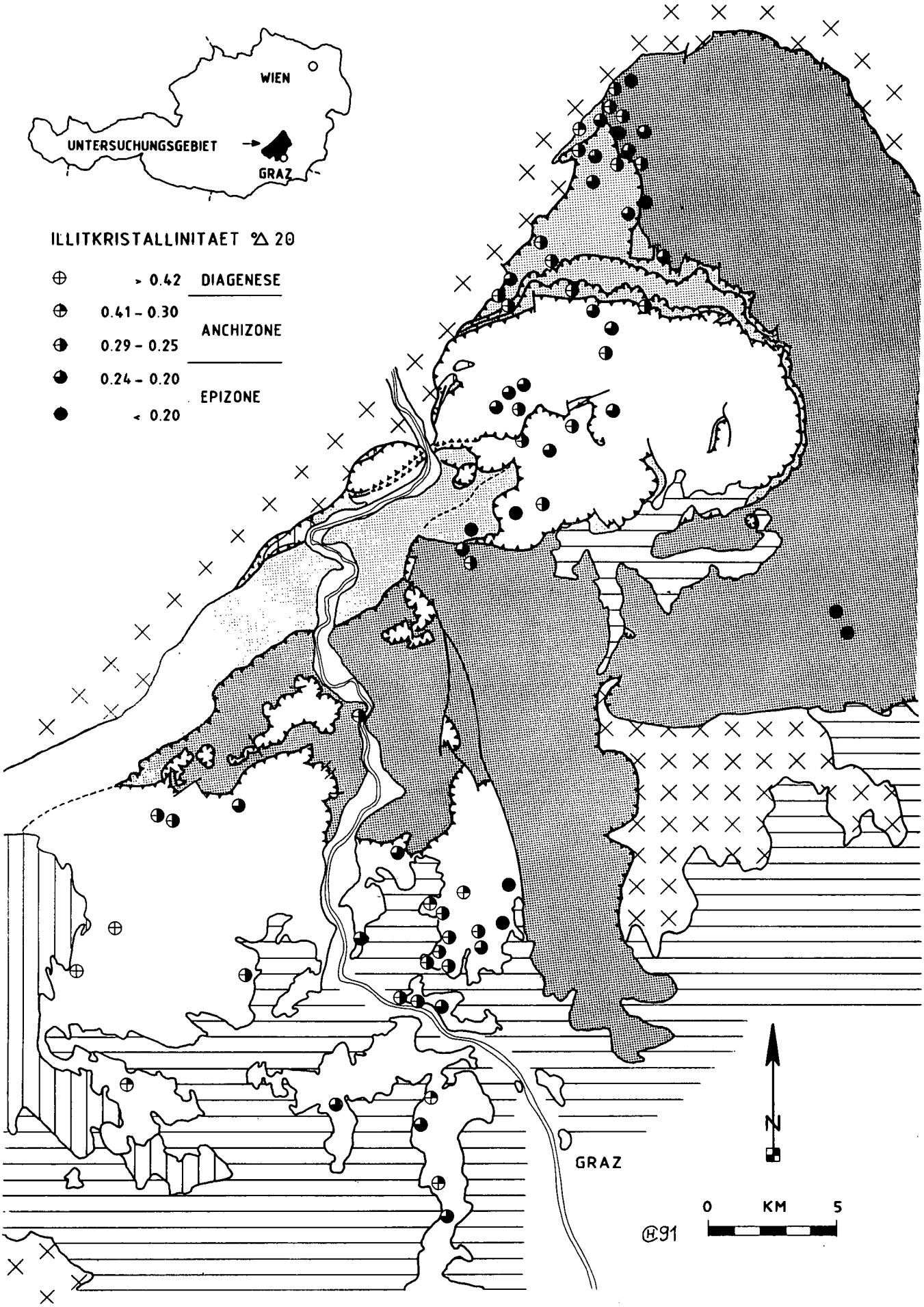


Abb. 4.
Räumliche Darstellung der Illitkristallinität auf einer tektonischen Karte des Grazer Paläozoikums.
Legende siehe Abb. 2.

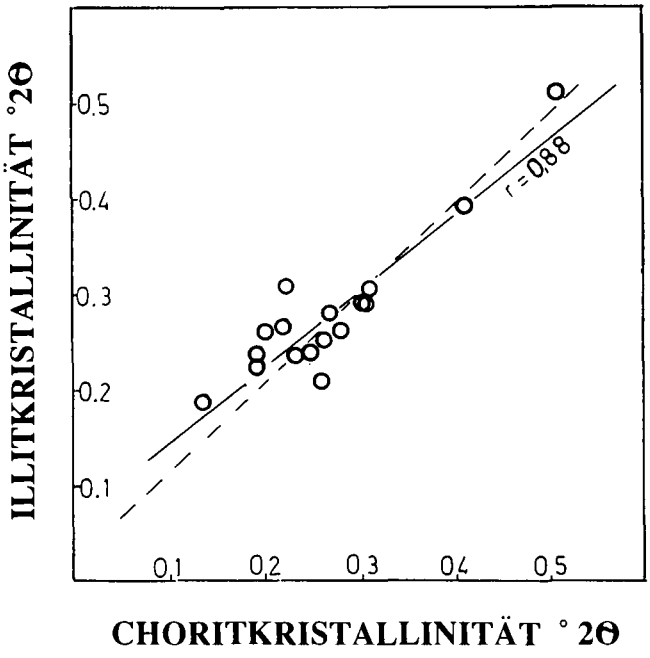


Abb. 5.
Korrelation zwischen Illitkristallinität und Chloritkristallinität (00-Peak). Durchgezogene Linie: eigene Korrelationsgerade mit einem Koeffizient von r = 0,88; strichlierte Linie: Korrelationsgerade nach LENGAUER & SCHRAMM (1989, r= 0,74).

(besonders niedrige Werte – 4,4 % bis 5,7 % R_{max} – im Grenzbereich zum Kristallin), wohl aber die Aufheizung der Gosau. Die höchsten Inkohlungswerte der Kainacher Gosau reichen von 0,9 % Rr (Zufallsmessung im nichtpolarisierten Licht; TEICHMÜLLER, 1980) bis 2,5 % Rr (mündl. Mitt. R. SACHSENHOFER).

Dank

Die Arbeit stellt erste Ergebnisse zweier Dissertationen vor. Für die Anregung zu dieser Arbeit und das rege Interesse an ihrem Fortschritt möchten wir Herrn Univ.-Prof. Dr. Alois FENNINGER danken. Bei Univ.-Doz. Dr. Franz NEUBAUER bedanken wir uns für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

BUSTIN, R.M.: Heating during thrust faulting in the Rocky Mountains: friction or fiction? – Tectonophysics, **95**, 307–328, Amsterdam 1983.

DIESSEL, C.F.K. & OFFLER, R.: Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. – N. Jb. Miner. Mh., **1**, 11–26, Stuttgart 1975.

DIESSEL, C.F.K., BROTHERS, R.N. & BLACK, P.N.: Coalification and graphitisation in high-pressure schists in New Caledonia. – Contrib. Mineral. Petrol., **68**, 63–78, Berlin – Heidelberg – New York 1978.

FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. österr. geol. Ges., **71/72**, 201–211, Wien 1980.

FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1 : 200.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.) 1984.

FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 134 Passail. – Wien (Geol. B.-A.) 1990.

FREY, M.: Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. – Schweizer. mineral. petrol. Mitt., **66**, 13–27, Zürich 1986.

FRITZ,H.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **134**/2, Wien 1991 (im Druck).

FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Exkursionsführer „Grazer Paläozoikum." – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie TSK III, 24 S., Graz 1990.

GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.

HARRASSOWITZ, H.: Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung der Erdrinde. – Ber. Oberhess. Ges. Nat. Heilk. Giessen, Naturw. Abt., **12**, 9–15, Giessen 1927.

KISCH, H.J.: Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2B, 289–493, Amsterdam (Elsevier) 1983.

KOVACS, S. & ARKAI, P.: Significance of conodont and limestone – texture alteration in recognition of the boundary between diagenesis and regional dynamothermal metamorphism based on examples from the Aggtelek-Rudabanya Mts. (NE Hungary). – Institutum Geologicum Publicum Hungaricum, 215–235, Budapest 1989.

KÜBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – Étages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, A la Baconnière, 105–121, Neuchâtel 1967.

KÜBLER, B.: Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. – Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 2, 385–397, Pau 1968.

KÜBLER, B., PITTION, J.L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEIDMANN, M.: Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelches roches du Jura, de la Molasse et de Nappes préalpines, helvétiques et penniniques. – Eclogae geol. Helv., **72**, 347–373, Zürich 1979.

LENGAUER, C.L. & SCHRAMM, J.M.: Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 425–441, Wien 1989.

LUDWIG, V.: Zum Übergang eines Tonschiefers in die Metamorphose: „Griffelschiefer" im Ordovizium von NE-Bayern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**, 50–103, Stuttgart 1973.

NEUBAUER, F.: Bau- und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 1–137, Wien 1988.

NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 459–474, Wien 1989.

RAGOT, J.P.: Contribution à l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologiques. – Diss. Univ. P. Sabatier, Toulouse, 150 S., Toulouse 1977. – fide TEICHMÜLLER, M. & R. in: STACH et al. 1982: S. 46.

REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.S.: Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. – Geol. Soc. Amer. Bull., **99**, 471–479, Boulder 1987.

STACH, E., MACKOWSKY, M.T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R.: Stach's Textbook of Coal Petrology, third revised and enlarged edition. – 535 S, Berlin, Stuttgart (Gebrüder Bornträger) 1982.

TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K.: Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**, 201–276, Krefeld 1979.

TEICHMÜLLER, M.: Inkohlungsgradbestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton – Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. – Jber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, **1**, 102–104, Leoben 1980.

TEICHMÜLLER, M.: Organic material and very low-grade metamorphism. – In: FREY, M. (Ed.): Low temperature metamorphism. – 351 p., Glasgow – London (Blackie) 1987.

THALHAMMER, O.: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1982.

TSCHELAUT, W.: Die „Frohnleitner Falte" (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984.

Tafel 1

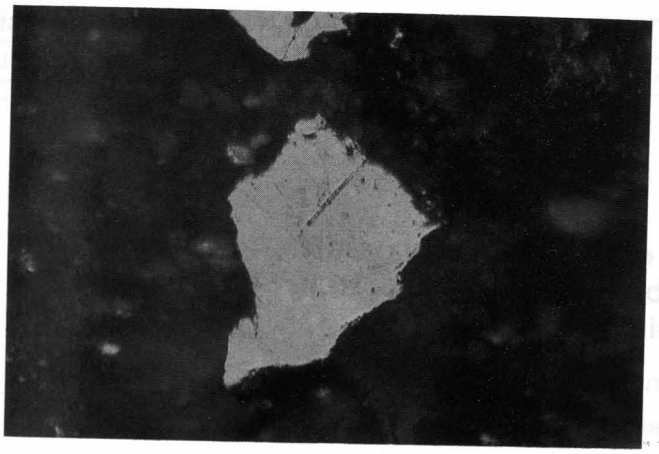
Fig. 1: **Inertinit.**
Polarisiertes Licht; Bildlänge: 50 µm, Partikellänge: 20 µm.
Probe I42, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.

Fig. 2: **Vitrinit mit typischen Trockenrissen.**
Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe: 3,0 $\%R_{max}$; Bildlänge: 70 µm, Partikellänge: 20 µm.
Probe I48, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.

Fig. 3: **„Graphitoides Partikel" mit starkem Pleochroismus.**
Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe: 7,1 $\%R_{max}$, 1,2 $\%R_{min}$; Bildlänge: 70 µm, Partikellänge: 26 µm, Partikeldurchmesser: 1,5 µm.
Probe TY8, Barrandei-Schichten, Hochlantschdecke.

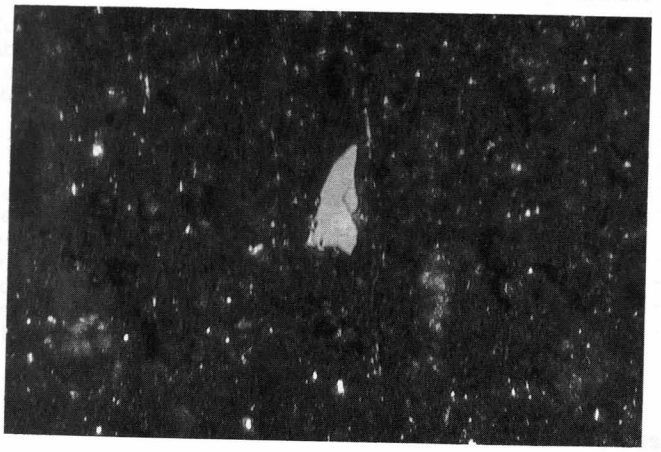
Fig. 4: **„Gefaltetes graphitoides Partikel" mit starkem Pleochroismus.**
Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe nicht bestimmbar; Bildlänge: 50 µm.
Probe ThSchd2, Schattleitner-Formation, Laufnitzdorfdecke (unmittelbar an Störung).

Fig. 5: **Inertinit, assoziert mit Pyrit.**
Polarisiertes Licht, Bildlänge: 50 µm, Partikellänge: 19 µm.
Probe I42, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.

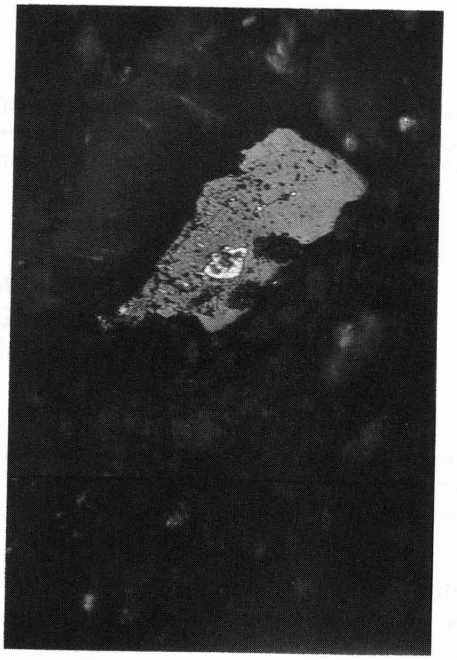


1

4



2



5

3

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 299-316	Wien, März 1992

Reflexionsmessungen an Graptolithen im Silur und Unterdevon der Karnischen Alpen (Österreich)

Von GERD RANTITSCH*)

Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln

Österreich
Karnische Alpen
Metamorphose
Graptolithen-Reflexion
Illit-Kristallinität

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 197, 198

Inhalt

Zusammenfassung ... 299
Abstract ... 299
1. Einleitung ... 299
2. Methodik ... 300
2.1. Proben ... 301
2.2. Reflexionsmessung ... 301
2.3. Illit-Kristallinität ... 301
3. Beschreibung der Graptolithen-Fragmente ... 301
4. Reflexion der Graptolithen-Fragmente ... 305
5. Vergleichende Untersuchungen ... 306
6. Profile ... 307
7. Schlußfolgerungen ... 307
Dank ... 307
Literatur ... 316

Zusammenfassung

Durch Reflexionsmessungen an Graptolithen und die Bestimmung der Illit-Kristallinität konnte der Metamorphosegrad silurischer bis unterdevonischer Gesteine der Karnischen Alpen südlich von Gundersheim ermittelt werden. Die Maturität der Graptolithen entspricht dem Anthrazit- bis Meta-Anthrazit-Stadium, die Illit-Kristallinität ergibt anchizonale Bedingungen. Der Inkohlungspfad der Graptolithen entspricht dem des Vitrinit.

Reflectance Measurements of Silurian and Lower Devonian Graptolites in the Carnic Alps (Austria)

Abstract

The metamorphic grade of Silurian to Lower Devonian rocks of the Carnic Alps (Austria) has been determinied by means of graptolite reflectance and illite crystallinity. Maturity of graptolite fragments correspondends with the anthracitic to meta-anthracitic stage. Illite crystallinity shows anchizonal conditions. Coalification paths of graptolites and vitrinite are similiar.

1. Einleitung

Die Metamorphosegeschichte der paläozoischen Gesteine der Karnischen Alpen ist noch weitgehend ungeklärt. In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse von Metamorphoseuntersuchungen an silurischen bis unterdevonischen Schieferfolgen (Graptolithenschiefer-Fazies und Findenig-Mischfazies) der östlichen Karnischen Alpen südlich von Gundersheim (s. Abb. 1) vorgestellt.

Die untersuchten Profile befinden sich in der Rauchkofel-Schuppen-Decke (SCHÖNLAUB, 1985, 1987), die zur oberen schwach metamorphen Deckengruppe der Karnischen Alpen gezählt wird. Einzelne Schuppen der

*) Anschrift des Verfassers: Mag. GERD RANTITSCH, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universitäz Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Nölbling-Formation (= Findenig-Mischfazies, Llandovery bis Lochkov), der Bischofalm-Formation (= Graptolithenschiefer-Fazies, Llandovery bis Lochkov) und verschiedener Devonkalke (Palkalk, Findenigkalk, Rauchkofelkalk) sind hier in den karbonen Flyschfolgen der Hochwipfelschichten tektonisch eingeschuppt (s. Abb. 1).

In prädevonischen Gesteinen ist die Erfassung der organischen Metamorphose aufgrund des Fehlens von organischem Material der Vitrinit-Gruppe auf Reflexionsmessungen an Zooklasten (Graptolithen, Chitinozoen, Scolecodonten) und auf Auflichtuntersuchungen an Conodonten und Palynomorpha beschränkt.

Seit den späten 70er Jahren werden Reflexionsmessungen am Graptolithen-Periderm zur Bestimmung des Metamorphosegrades feinklastischer und karbonatischer Sedimente herangezogen (TEICHMÜLLER, 1978; CLAUSEN & TEICHMÜLLER, 1982; GOODARZI, 1984, 1985a; GOODARZI & NORFORD, 1985; BERTRAND & HEROUX, 1987; OLIVER, 1988; GOODARZI & GENTZIS, 1990; MALINCONICO, 1990).

Die Zunahme des Reflexionsvermögens mit steigendem Diagenese- bzw. Metamorphosegrad gilt als gesichert, der Inkohlungspfad (im Vergleich zum Vitrinit) ist noch nicht genau bekannt.

Ziel dieser Studie war es, die Anwendbarkeit dieser Methode in den Karnischen Alpen zu überprüfen, den Metamorphosegrad silurischer Schiefer zu erfassen, Daten für die Festlegung des Inkohlungspfades der Graptolithen zu liefern und diese mit der Inkohlung des Vitrinits zu vergleichen.

2. Methodik

An 47 Oberflächenproben (vier Profile und 16 Einzelproben aus den Karnischen Alpen, ein Vergleichsprofil aus dem Barrandium) wurde das Reflexionsvermögen der Graptolithenfragmente sowie die Illit-Kristallinität bestimmt.

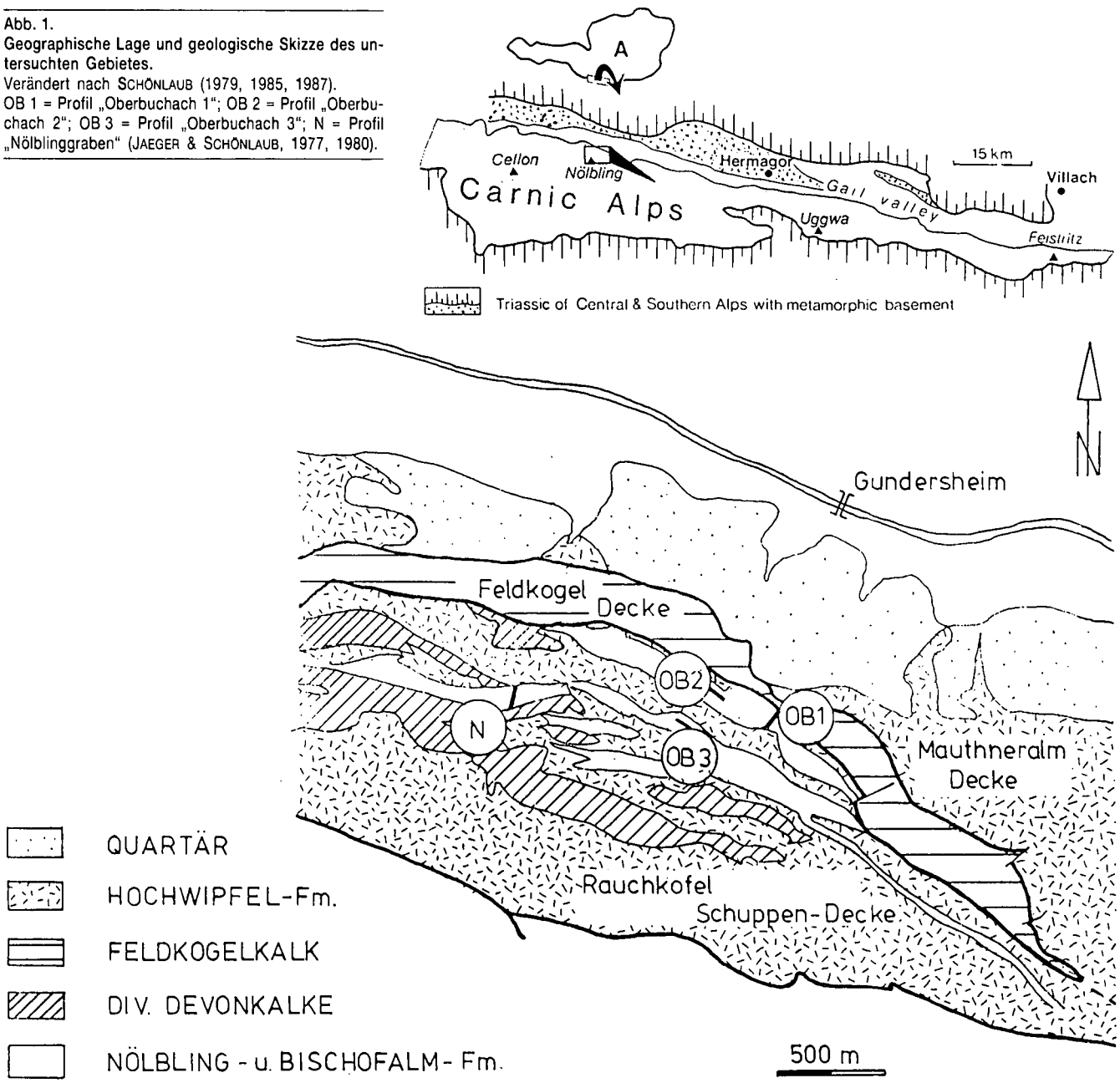


Abb. 1.
Geographische Lage und geologische Skizze des untersuchten Gebietes.
Verändert nach SCHÖNLAUB (1979, 1985, 1987).
OB 1 = Profil „Oberbuchach 1"; OB 2 = Profil „Oberbuchach 2"; OB 3 = Profil „Oberbuchach 3"; N = Profil „Nölblinggraben" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1977, 1980).

An Conodonten eines Profiles („Oberbuchach 1") wurde der CAI (Conodont Alteration Index) erfaßt.

2.1. Proben

Folgende Profile südlich von Gundersheim wurden beprobt (s. Abb. 1, 9–12):

- ○ Profil „Oberbuchach 1" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Gesteinen der Findenig-Mischfazies (Llandovery bis Ludlow; OB 1–9).
- ○ Profil „Oberbuchach 2" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Gesteinen der Findenig-Mischfazies (Lochkov; OB 23–29).
- ○ Profil „Oberbuchach 3" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Gesteinen der Graptolithenschiefer-Fazies (Oberordovic bis Devon, OB 30–35).
- ○ Profil „Nölblinggraben" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1977) mit Gesteinen der Graptolithenschiefer-Fazies (Llandovery bis Wenlock; N 5–9).

15 Einzelproben (Findenig-Fazies) stammen von Aufschlüssen zwischen diesen Profilen (OB 20–22, OB 40–46, N 3, 4, 10, 11, 12).

Eine Probe stammt von der Egger Alm südlich von Hermagor (Tonschiefer der Graptolithenschiefer-Fazies aus der höhermetamorphen Eder-Decke, E 8).

Ein Vergleichsprofil aus der Umgebung von Karlstein bei Klucice im Barrandium durchschneidet den Kontakthof eines Diabas-Lagerganges in einer Graptolithenschiefer-Folge des Silur (Liten Group, Llandovery bis Wenlock).

2.2. Reflexionsmessungen

Die Proben wurden parallel und senkrecht zur Schichtung geschnitten und in einem siebenstufigen Vorgang poliert. Die Reflexionsmessungen erfolgten mit einem Leitz M.P.V.3 Auflichtmikroskop im monochromatischen (546 nm), polarisierten Licht und einem 125/1.30 Ölimmersions-Objektiv.

Die Inkohlungsstufen wurden nach der ASTM-Klassifikation festgelegt (cf. TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1982).

2.3. Illit-Kristallinität

80 bis 100 g zerkleinerte Probenmenge wurden mit 20 % HCOOH entkarbonatisiert. Daraus wurde (mit dem Atterberg-Verfahren) die Fraktion <2 µm gewonnen. Nach 20 sec. Ultraschallbehandlung wurde die Suspension mit einer Belegdichte von 1 mg/cm² auf ein Glasplättchen aufgebracht und luftgetrocknet.

Die Halbwertsbreite des 10 Å Illit/Muskowit-Peaks (in °2Θ) wurde mit einem Siemens-Röntgendiffraktometer D 500 mindestens fünf mal unter folgenden Aufnahmebedingungen gemessen: CuKα-Strahlung, Ni-Filter, 30 kV, 20 mA, Aufnahmegeschwindigkeit 0,6°/min, step size 0.010, count time 1, Aperturblende 1/4°, Detektorblende 0,2°.

Daraus wurde das, mit dem Standard MF 1046–1 korrigierte, arithmetische Mittel berechnet.

Die Grenzen der Anchizone wurden nach FREY (1986) festgelegt.

3. Beschreibung der Graptolithen-Fragmente

Die meisten Graptolithenfragmente zeigen die typische Feinlamellierung der Cortex, wie sie von TEICH-

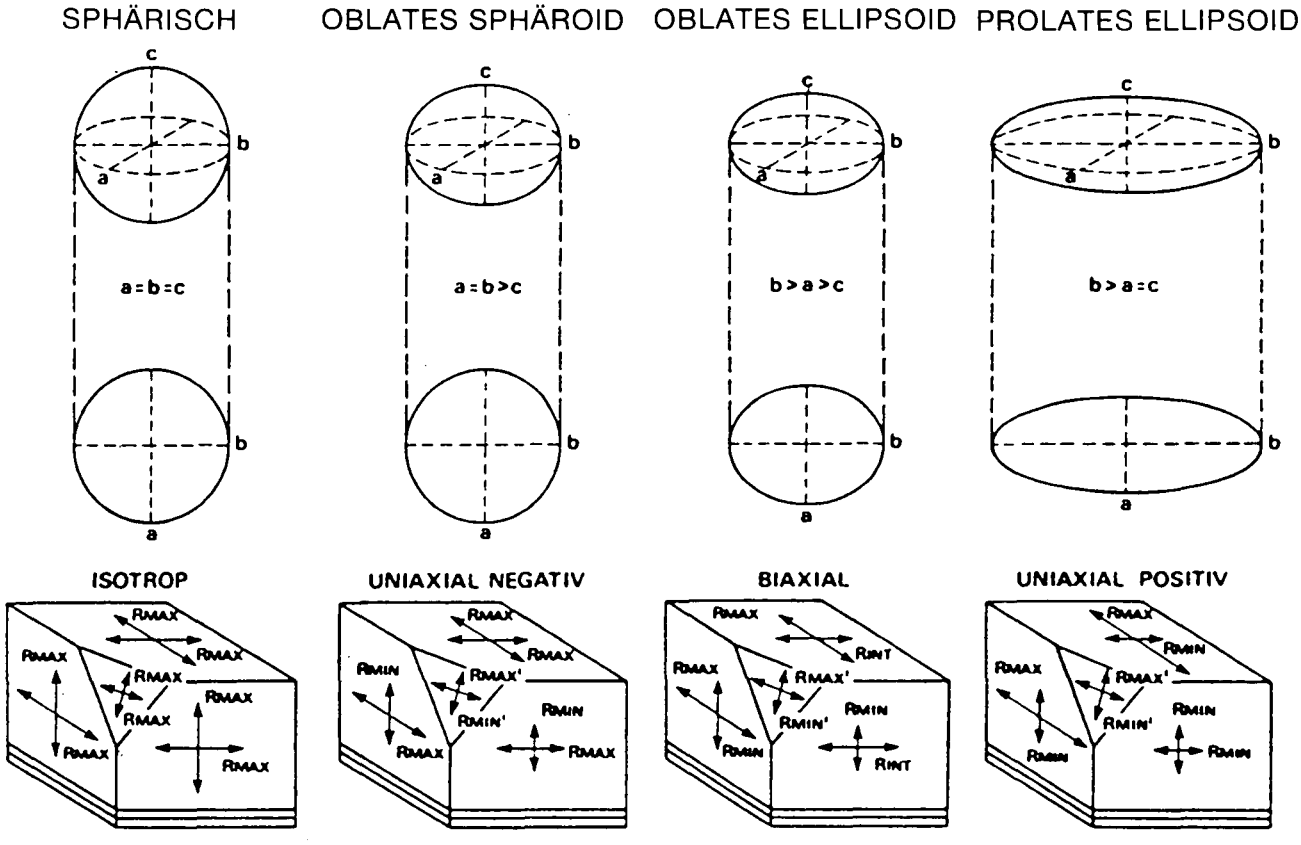


Abb. 2.
Darstellung der „Vitrinite Reflectance Indicating Surface" nach KILBY (1988).

MÜLLER (1978) und CLAUSEN & TEICHMÜLLER (1982) beschrieben wurde (s. Taf. 1,2). Häufig ist diese Lamellierung nur andeutungsweise beim Drehen des Mikroskoptisches zu erkennen.

GOODARZI (1984) beschrieb neben der typischen lamellierten auch eine granulare Internstruktur des Graptolithen-Periderm. Diese Struktur konnte ebenfalls beobachtet werden (Taf. 1, Fig. 1), ihr Reflexionsverhalten wurde nicht gemessen.

Das Graptolithen-Rhabdosom ist meist vollständig fragmentiert, größere zusammenhängende Teile sind nur selten zu beobachten (Taf. 1, Fig. 6).

Protheken, gekennzeichnet durch den „gemeinsamen Kanal" (common canal), sind seltener als Metatheken erhalten. Die Abzweigung einer Metatheke aus der Protheke ist in Taf. 1, Fig. 6 und in Taf 2, Fig. 1 zu erkennen.

Der „gemeinsame Kanal" ist meist mit feinkörnigem Pyrit gefüllt (Taf. 2, Fig. 3,4).

Die Fragmente sind vereinzelt randlich oxidiert. In karbonatreichen Proben sind gegenüber karbonatarmen deutlich weniger Fragmente zu erkennen.

Charakteristisch ist die große Bireflexion, sowohl parallel als auch senkrecht zur Schichtung.

In einigen Proben sind in Schnittlagen senkrecht zur Schichtung kreisförmige Querschnitte mit einem Durchmesser von 10 bis 20 µm und einer Dicke von 1 bis 2 µm zu beobachten, die eine deutliche Bireflexion zeigen. Die Reflexion dieser Komponenten ist infolge ihrer geringen Größe nicht zu messen. Es könnte sich hier um Querschnitte durch Graptolithen oder um Chitinozoenreste handeln, wie sie von GOODARZI (1985b) beschrieben wurden.

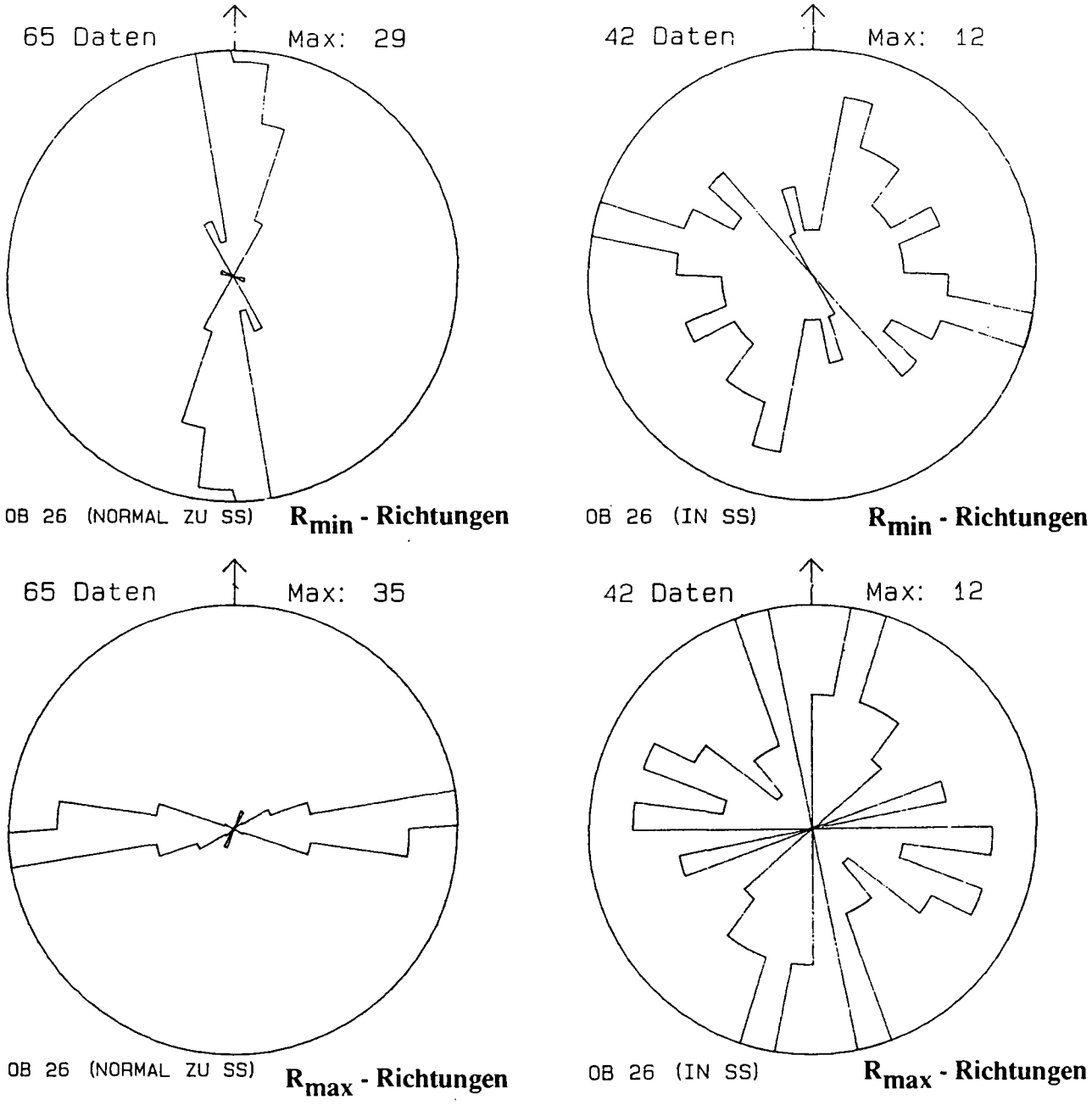


Abb. 3.
Winkelverhältnisse der Auslöschungs- und Aufhellungsrichtungen an der Probe OB 26.

Tabelle 1.
Graptolithen-Reflexionsdaten und Illit-Kristallinität der untersuchten Proben.

	parallel ss					senkrecht ss					
NR	R_{max}'	s	R_{min}'	s	N	R_{max}'	s	R_{min}'	s	N	IK
OB I:											
OB 1	4,60	0,91	4,05	0,76	71	5,12	1,08	2,37	0,81	148	0,37
OB 2											0,35
OB 3	6,05	0,55	4,63	0,65	141	6,83	0,72	4,34	0,99	48	
OB 4											0,35
OB 5	6,25	0,53	5,29	0,63	77	6,12	0,57	4,89	0,77	19	0,34
OB 6	6,46	0,54	5,36	0,58	116	6,39	0,75	4,80	0,92	60	0,33
OB 7	6,83	1,01	4,42	1,53	108	6,77	0,74	4,21	0,99	52	0,29
OB 8	7,56	1,30	5,83	1,07	12	5,98	0,56	3,24	1,02	49	0,29
OB 9	8,15	0,65	6,97	1,16	35	7,76	0,80	3,47	0,66	19	0,33
OB 2:											
OB 29	5,03	0,56	4,15	0,61	82	4,45	0,84	3,35	0,69	66	0,38
OB 23	5,72	0,43	5,03	0,58	72	5,80	0,66	4,17	0,93	89	0,30
OB 25	5,51	0,27	5,02	0,41	6	5,36	0,55	4,43	0,64	3	0,23
OB 24	5,57	0,32	5,02	0,33	26	5,75	0,62	4,11	0,95	52	0,26
OB 26	6,18	0,61	5,33	0,56	42	5,95	0,69	3,87	1,01	65	0,24
OB 27	5,61	0,46	4,67	0,66	34	5,30	0,69	3,37	0,96	48	0,26
OB 28	5,95	0,51	5,14	0,46	83	5,60	0,34	4,90	0,47	80	
OB 3:											
OB 30											0,39
OB 31											0,48
OB 32											0,38
OB 33						4,99	0,33	4,18	0,51	13	0,43
OB 34	5,40	0,31	4,65	0,55	38	5,41	0,41	4,11	0,77	41	0,37
OB 35											0,35
N:											
N 9						6,52	0,72	3,71	0,84	44	0,42

	parallel ss					senkrecht ss					
NR	R_{max}'	s	R_{min}'	s	N	R_{max}'	s	R_{min}'	s	N	IK
N:											
N 8	7,03	0,87	6,04	1,06	100	6,29	0,81	3,42	0,97	150	0,27
N 7	6,45	0,62	5,63	0,50	52	6,38	0,74	4,25	0,98	36	
N 6	5,85	0,37	5,27	0,50	60	5,94	0,49	4,82	0,66	78	0,32
N 5	5,95	0,64	5,37	0,63	50	5,96	0,63	4,49	0,90	70	0,22
B:											
B 194	2,90	0,17	2,69	0,17	55	2,79	0,25	2,10	0,24	45	0,66
B 192	3,10	0,23	2,51	0,27	53	2,88	0,30	2,17	0,35	32	
B 191	3,70	0,32	2,83	0,38	23	3,41	0,25	1,58	0,20	27	
B 193	4,18	0,30	3,31	0,54	43	4,22	0,31	1,57	0,34	9	0,49
OB 20											0,29
OB 21											0,56
OB 22	7,54	0,70	6,11	1,02	48	7,30	0,65	3,47	0,72	137	0,35
OB 40	5,74	0,60	4,88	0,63	62	5,09	0,61	3,56	0,71	82	0,47
OB 41	5,87	0,49	5,32	0,50	60	5,57	0,53	4,00	0,72	81	0,42
OB 42	5,87	0,56	5,14	0,61	75	5,31	0,56	3,20	0,68	154	0,48
OB 43	5,60	0,46	4,63	0,53	80	5,36	0,38	4,07	0,62	100	0,32
OB 44	6,31	0,82	4,99	0,81	36	6,19	0,68	3,50	1,12	80	0,24
OB 45	6,25	0,54	5,22	0,51	74	6,27	0,71	4,93	0,89	100	0,31
OB 46	6,86	0,84	5,55	0,81	57	6,17	0,79	3,65	1,08	62	0,33
N 3	6,95	1,05	5,19	1,10	19	5,76	0,49	4,61	0,63	80	0,43
N 4	5,90	0,49	4,92	0,58	46	5,88	0,60	4,55	0,74	29	
N 10	6,81	0,72	6,00	0,81	100	6,44	0,82	3,41	1,03	136	0,39
N 11	6,18	0,58	5,36	0,60	48	5,93	0,49	4,06	0,74	63	0,32
N 12	7,79	0,71	6,87	0,79	70	7,16	0,72	3,82	0,78	80	0,36
E 8	10,02	0,56	6,95	2,84	43	7,72	1,71	2,05	0,57	6	0,18

NR Probennummer
R_{max}' maximale Reflexion in %
R_{min}' minimale Reflexion in %

s Standardabweichung
N Anzahl der Meßwerte
IK Illit-Kristallinität in °2 θ

Tabelle 2.
Achsabschnitte, Bireflexion und Achsenverhältnisse der optischen Indikatrix (aus Tab. 1 interpretiert).

NR	R_{max}	R_{int}	R_{min}	R_{mean}	BIREFL	IND	A	B
OB 1	5,1	4,0	2,4	3,8	2,7	B-	1,28	1,67
OB 5	6,3	5,3	4,9	5,5	1,4	B+		
OB 6	6,5	5,4	4,8	5,6	1,7	B+		
OB 7	6,8	4,4	4,2	5,1	2,6	B+		
OB 8	7,6	5,9	3,2	5,6	4,4	B-		
OB 9	8,2	7,0	3,5	6,2	4,7	B-		
OB 22	7,5	6,1	3,5	5,7	4,0	B+		
OB 23	5,8	5,0	4,2	5,0	1,6	B-	1,16	1,19
OB 24	5,6	5,0	4,4	5,0	1,2	B-	1,12	1,14
OB 25	5,5	5,0	4,4	5,0	1,1	B-	1,10	1,14
OB 26	6,2	5,3	3,9	5,1	2,3	B-		
OB 27	5,6	4,7	3,4	4,6	2,2	B-	1,19	1,38
OB 28	6,0	5,1	4,9	5,3	1,1	B+	1,18	1,04
OB 29	5,0	4,2	3,4	4,2	1,6	B-	1,19	1,24
OB 34	5,4	4,7	4,1	4,7	1,3	B	1,15	1,15
OB 40	5,7	4,9	3,6	4,7	2,1	B-	1,16	1,36
OB 41	5,9	5,3	4,0	5,1	1,9	B-	1,11	1,33
OB 42	5,9	5,1	3,2	4,7	2,7	B-	1,16	1,59
OB 43	5,6	4,6	4,1	4,8	1,5	B+	1,22	1,12
OB 44	6,3	5,0	3,5	4,9	1,8	B-		
OB 45	6,3	5,2	4,9	5,5	1,4	B+		
OB 46	6,9	5,6	3,7	5,4	3,2	B-		
N 3	7,0	5,2	4,6	5,6	2,4	B+		
N 4	5,9	4,9	4,6	5,1	1,3	B+	1,20	1,07
N 5	6,0	5,4	4,5	5,3	1,5	B-	1,11	1,20
N 6	5,9	5,3	4,8	5,3	1,1	B+	1,11	1,10
N 7	6,5	5,6	4,3	5,5	2,2	B-		

NR	R_{max}	R_{int}	R_{min}	R_{mean}	BIREFL	IND	A	B
N 8	7,0	6,0	3,4	5,5	3,6	B-		
N 10	6,8	6,0	3,4	5,4	3,4	B-		
N 11	6,2	5,4	4,1	5,2	2,1	B-		
N 12	7,8	6,9	3,8	6,2	4,0	B-		
B 191	3,7	2,8	1,6	2,7	2,1	B-	1,32	1,75
B 192	3,1	2,5	2,2	2,6	0,9	B+	1,24	1,14
B 193	4,2	3,3	1,6	3,0	2,6	B-	1,27	2,06
B 194	2,9	2,7	2,1	2,6	0,8	B-	1,07	1,29
E 8	10,0	7,0	2,0	6,3	8,0	B-		

NR	Probennummer
R_{max}	maximale Reflexion in %
R_{int}	intermediäre Reflexion in %
R_{min}	minimale Reflexion in %
R_{mean}	(Rmax + Rint + Rmin)/3
BIREFL	Bireflexion (Rmax - Rmin)
IND	Optische Indikatrix
B-	Biaxial negativ
B+	Biaxial positiv
B	Biaxial neutral
A	Rmax/Rint
B	Rint/Rmin

4. Reflexion der Graptolithen-Fragmente

An jedem Fragment wurde an einer möglichst homogenen Stelle die maximale und die minimale Reflexion gemessen.

Das Reflexionsvermögen der Graptolithen-Fragmente wurde für jede Probe parallel und senkrecht zur Schichtung ermittelt. Für jeden Schnitt ergibt sich aus dem arithmetischen Mittel der einzelnen Reflexionswerte eine „scheinbare maximale Reflexion" (R_{max}') und eine „scheinbare minimale Reflexion" (R_{min}') (Tab. 1).

An einigen Proben wurden zusätzlich die Auslöschungs- und Aufhellungs-Richtungen gemessen.

Das Reflexionsverhalten der Graptolithen wird im folgenden mit dem des Vitrinit verglichen:

Vitrinit besitzt im Allgemeinen eine optisch uniaxial negative Indikatrix („Vitrinite Reflectance Indicating Surface"). Bei einer starken tektonischen Beeinflussung des Inkohlungsprozesses kann sich eine biaxiale oder uniaxial positive Indikatrix entwickeln (STONE & COOK, 1979; LEVINE & DAVIS, 1984, 1989a,b; KILBY, 1988). Hier ergeben sich für Schnittlagen parallel und senkrecht zur Schichtung unterschiedliche Möglichkeiten, die jeweils gemessenen Reflexionswerte (R_{max}' und R_{min}') als Achsabschnitte einer optischen Indikatrix zu interpretieren (s. Abb. 2).

Um das biaxiale Reflexionsverhalten der Graptolithenfragmente, das sich aus der Überlagerung einer primären Biaxialität mit einer tektonisch bedingten Biaxialität ergibt, besser zu beschreiben, wurde versucht, auch für diese eine derartige Indikatrix zu konstruieren:

Aus den Messungen der Aufhellungs- und Auslöschungsrichtungen ergibt sich für die Graptolithenfragmente in Schnitten senkrecht zur Schichtung eine durchwegs vertikale Position der R_{min}'-Achsen, die R_{max}'-Achsen liegen parallel zur Schichtfläche.

Parallel zur Schichtung zeigen hingegen die Richtungen der optischen Achsen eine große Streuung (Abb. 3 zeigt ein typisches Beispiel).

Das Reflexionsmodell des Vitrinit läßt sich nun auf diese Verhältnisse übertragen:

Aus Abb. 2 ergibt sich für den biaxialen Fall, daß die „wahre maximale Reflexion" (R_{max}) in Schnitten parallel zur Schichtung ermittelt werden kann, die „wahre minimale Reflexion" (R_{min}) in Schnitten senkrecht zur Schichtung. Der dritte Achsabschnitt der Indikatrix, die „intermediäre Reflexion" (R_{int}) ist in Schnitten parallel zur Schichtung anzutreffen.

Von diesem Modell ausgehend wurden aus den Reflexionswerten der beiden Schnittlagen die „wahren Achsabschnitte" R_{max}, R_{int}, R_{min} der optischen Indikatrix interpretiert (Tab. 2).

Für die 37 Proben, bei denen R_{max}' und R_{min}' in beiden Schnittlagen meßbar waren, ergibt sich für 24 Proben eine optisch biaxial negative Indikatrix (R_{int} näher bei R_{max}), 11 Proben wurden als optisch biaxial positiv (R_{int} näher bei R_{min}) interpretiert, eine Probe (OB 34) liegt biaxial neutral vor (R_{int} genau zwischen R_{max} und R_{min}). Eine Probe (OB 3) kann mit diesem Modell nicht erklärt werden (s. Tab 2).

In den untersuchten Proben wurde die „wahre maximale Reflexion" (R_{max}) im Allgemeinen parallel zur Schichtung angetroffen. Durch die teilweise große Streuung der Meßwerte wurde bei einigen Proben der höchste Wert (R_{max}) senkrecht zur Schichtung gemessen, die Differenzen zum R_{max}'-Wert parallel zur Schichtung liegen dabei aber immer innerhalb der jeweiligen Standardabweichung. Die „wahre minimale Reflexion" (R_{min}) wurde in allen Fällen senkrecht zur Schichtung gemessen (Tab. 1,2).

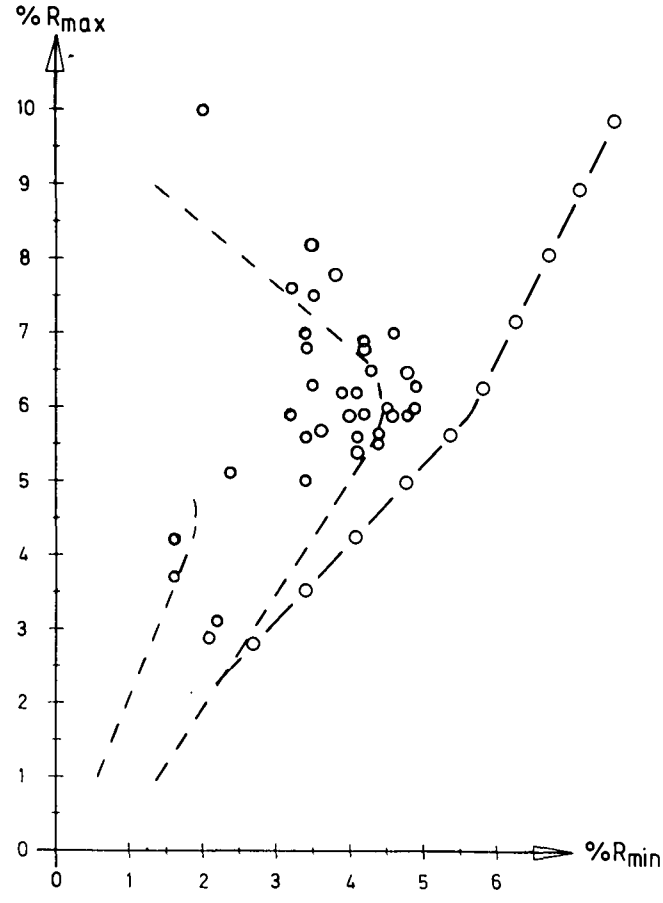


Abb. 4.
R_{max}/R_{min}-Beziehung für die gemessenen Proben (Kreise), für Vitrinit (strichliert, nach TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1982) und für Graptolithen (strichpunktiert) nach GOODARZI & NORFORD (1985).

Der Inkohlungsprozeß des Vitrinits wird in einem R_{max}/R_{min}-Diagramm dargestellt:

Bis zu einer Reflexion von 6 % VR_{max} steigen die VR_{min}-Werte kontinuierlich an. Nach einem Streubereich der Reflexionswerte im Meta-Anthrazit-Stadium fallen die VR_{min}-Werte bei fortschreitender Inkohlung durch die beginnende Graphitisierung stark ab (TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1982, s. Abb. 4).

GOODARZI & NORFORD (1985) zeichnen für die Graptolithen-Inkohlung eine linear ansteigende R_{min}-R_{max}-Beziehung (s. Abb. 4), wobei hier aber nur Messungen in der Schichtfläche berücksichtigt wurden.

BERTRAND & HEROUX (1987) fanden im Bereich von 1–2 % R_0 (Zufallsmessungen im nichtpolarisierten Licht an Körnerpräparaten) einen subparallelen, 0,4 bis 0,8 % höheren Verlauf der R_{min}-R_{max}-Kurve für Graptolithen im Vergleich zum Vitrinit.

Die R_{max}-R_{min}-Beziehung der hier gemessenen Graptolithen-Fragmente zeigt einen ähnlichen Verlauf wie der des Vitrinits. Der Rückgang der R_{min}-Werte ab einem R_{max}-Wert von 6 % ist dabei besonders auffällig (s. Abb. 4).

Dies wird auch deutlich, wenn man die einzelnen Reflexionswerte gegen die mittlere Reflexion (R_{mean} = $(R_{max} + R_{int} + R_{min})/3$) aufträgt (s. Abb. 5), oder die Beziehung R_{max} – Bireflexion ($R_{max} - R_{min}$) betrachtet (s. Abb. 6).

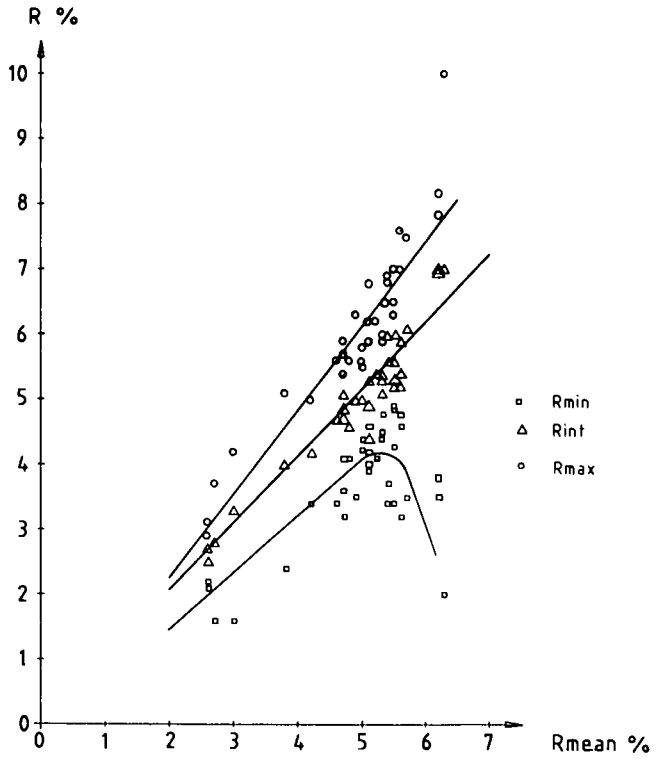


Abb. 5.
Darstellung der Reflexionswerte (R_{max}, R_{int}, R_{min}) in Beziehung zu der mittleren Reflexion (R_{mean} = (R_{max} + R_{int} + R_{min})/3).
Der Korrelationskoeffizient der Korrelationsgerade der R_{max}-Werte beträgt 0,90, für die R_{int}-Werte 0,96.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß die Inkohlung der Graptolithen mit der Inkohlung des Vitrinits parallelisiert werden kann.

Betrag und Richtung der Indikatrix-Hauptachsen optisch biaxialer Vitrinite können zur Klärung tektonischer Fragestellungen herangezogen werden (STONE & COOK, 1979; LEVINE & DAVIS, 1984; SALIH & LISLE, 1988; KILBY, 1988, LEVINE & DAVIS, 1989a,b).

Dabei erweist sich die Darstellung der Achsabschnitte in Form eines „Axial Ratio Diagram" (Achsenverhältnis-Diagramm), welches ähnlich wie ein Flinn-Diagramm (cf. RAMSEY & HUBER, 1983) aufgebaut ist, als besonders brauchbar.

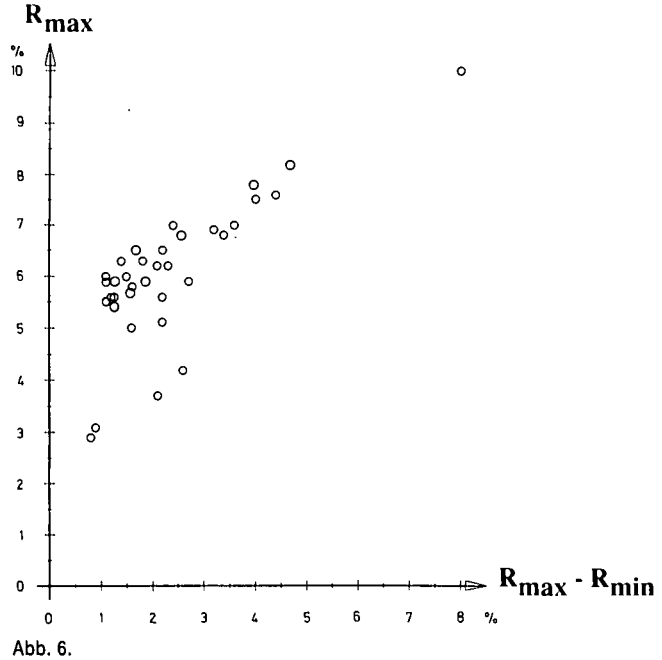


Abb. 6.
Beziehung R_{max}/Bireflexion (R_{max}-R_{min}).

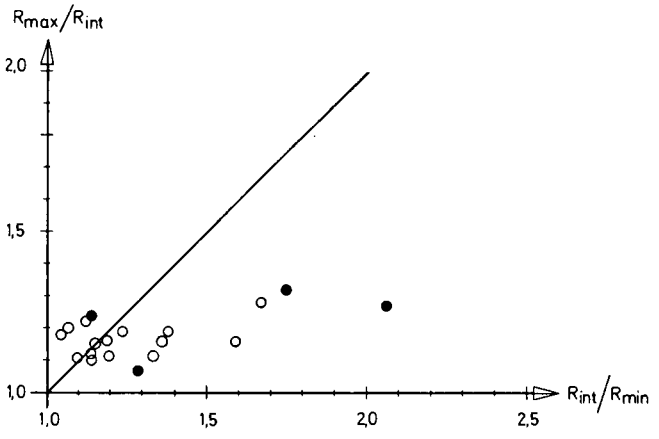


Abb. 7.
Achsenverhältnis-Diagramm der untersuchten Proben.
Die Proben aus dem Barrandium sind als volle Kreise dargestellt.
Die Proben mit R_{max}>6 % wurden für diese Darstellung vernachlässigt, da R_{min} ab 6 % R_{max} wieder abnimmt.

Die meisten hier gemessenen Achsenverhältnisse plotten im oblaten Feld (s. Abb. 7). Dadurch kann auf eine Inkohlung bei nur geringer tektonischer Beeinflussung des Inkohlungsprozesses geschlossen werden.

Mit zunehmender Inkohlung vergrößert sich die Distanz zum Ursprung des „Achsenverhältnis-Diagrammes", d.h. die Gestalt der optischen Indikatrix ändert sich kontinuierlich mit zunehmendem Inkohlungsgrad. Dies ist an den Werten für die Proben aus dem Barrandium (ausgefüllte Kreise in Abb. 7) gut ablesbar: Je größer die maximale Reflexion, desto größer ist die Entfernung des Punktes zum Ursprung des Diagrammes. Da die meisten Proben der Karnischen Alpen im Streubereich am Übergang Anthrazit-Metaanthrazit liegen, ist diese Beziehung hier nur als genereller Trend gültig.

5. Vergleichende Untersuchungen

Die Illit-Kristallinität ergibt für die untersuchten Gesteine im Bereich Gundersheim durchwegs anchizonale Bedingungen. Die Proben aus dem Barrandium ergeben diagenetische Bedingungen (s. Tab. 1, Abb. 7).

Die direkte Korrelation zwischen Illit-Kristallinität und maximaler Reflexion der Graptolithen ist nur bedingt möglich.

Der Vergleich zeigt, daß die Illit-Kristallinität einen Metamorphosegrad anzeigt der gegenüber der Graptolithen-Reflexion zurückliegt (bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,59). Im Bereich der oberen Anchizone streuen die Werte erheblich (s. Abb. 8).

Mit beiden Methoden sind jedoch anchizonale Bedingungen erkennbar (s. Abb. 8).

Innerhalb der Profile zeichnen sich bei beiden Methoden die gleichen Metamorphose-Trends ab.

Die Conodonten des Profiles „Oberbuchach 1" ergeben einen CAI (Conodont Alteration Index) von 5 (nach EPSTEIN et al., 1975; REJEBIAN et al., 1987).

KOVACS & ARKAI (1989) korrelieren den CAI 5 mit Vitrinit-R_{max}-Werten von 3,4 % bis 6,0 % (Anthrazit-Sta-

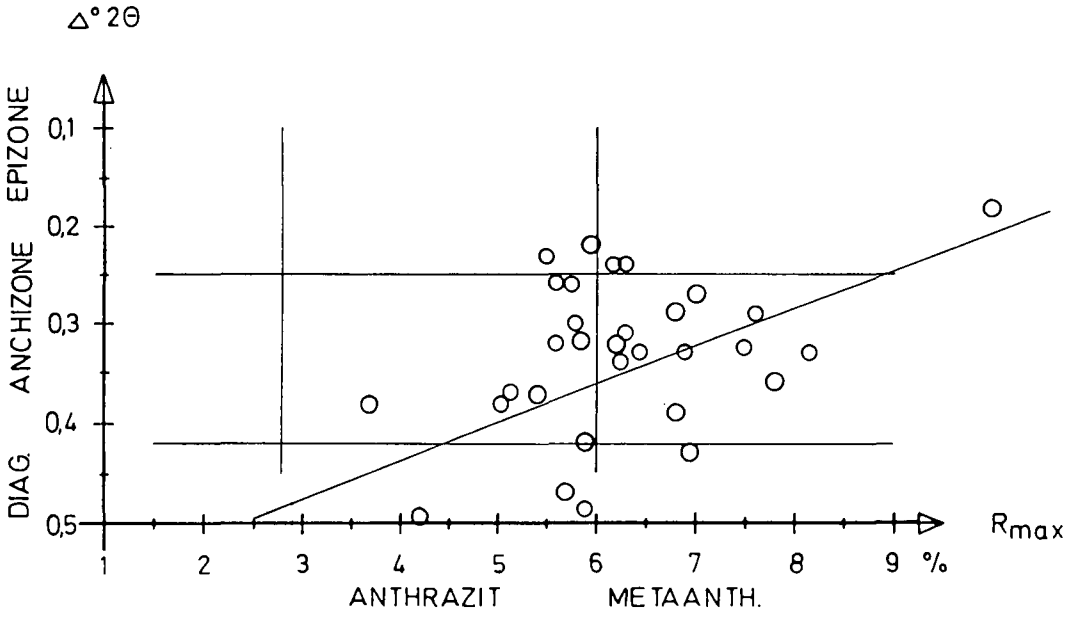


Abb. 8.
Beziehung Illit-Kristallinität – maximale Graptolithen-Reflexion.
Der Korrelationskoeffizient der Korrelationsgerade beträgt 0,59.

dium) und stellen ihn in die mittlere Anchizone bei einer Temperatur von ca. 350°C (und ca. 2,5 kbar).

$^{39}Ar/^{40}Ar$-Datierungen detritischer Muskowite der ordovizischen Bischofalm-Quarzite aus dem Gebiet des Zollner-Sees (1 km südlich des Arbeitsgebietes) ergeben cadomische Alter (600 bis 620 Ma), die zu variszischer Zeit geringfügig thermal beeinflußt wurden (DALLMEYER & NEUBAUER, in Vorb.). Demnach kann die maximale Temperatur der variszischen Metamorphose in diesem Gebiet 300°C bis 350°C nicht überschritten haben.

6. Profile

Aus den Profilen „Oberbuchach 1" und „Oberbuchach 2" (Abb. 9,10) ist eine Zunahme von R_{max} in das Hangende festzustellen, im Profil „Nölblinggraben" ist kein sicherer Trend zu erkennen (Abb. 11). Im Profil „Oberbuchach 3" ist aufgrund fehlender Werte kein Trend ablesbar.

Eine Probe aus der höhermetamorphen Deckengruppe (E 8) zeigt die Reflexionswerte des beginnenden Graphit-Stadiums (s. Tab. 1,2).

Graptolithenschieferprofil bei Klucice im Barrandium (Liten Group, Llandovery bis Wenlock)

Die Auswirkung einer Erwärmung auf die Graptolithen-Reflexion ist im Profil des Kontakthofes eines Diabas-Lagerganges in silurischen Graptolithenschiefern deutlich erkennbar. Hier springt R_{max} innerhalb von 1,40 m von 2,9 % auf 4,2 % direkt am Kontakt (Abb. 12).

Im Kontaktbereich vulkanischer Gesteine entspricht eine Vitrinitreflexion von 4 % VR_{max} einer Temperatur von ca. 500°C (BOSTICK, 1973; HORVATH et al., 1986). Da gezeigt werden konnte, daß das Reflexionsverhalten der Graptolithen dem des Vitrinits entspricht, läßt sich die Temperatur im Liegenden des Diabas-Ganges mit ca. 500°C abschätzen.

7. Schlußfolgerungen

Die Messung der Graptolithen-Reflexion kann zur Bestimmung des Metamorphosegrades in den altpaläozoischen Schiefern der Karnischen Alpen herangezogen werden, wobei das Inkohlungsverhalten der Graptolithen dem der Vitrinite entspricht.

Um das Reflexionsverhalten der Graptolithen-Fragmente vollständig zu beschreiben sind zwei Schnittlagen (normal und parallel zur Schichtung) erforderlich, wobei die maximale Reflexion in der Schichtfläche und die minimale Reflexion senkrecht dazu meßbar ist.

In den silurischen bis unterdevonischen, anchimetamorphen Schiefern (Findenig-Mischfazies und Graptolithenschiefer-Fazies) der Profile „Oberbuchach 1 bis 3" und „Nölblinggraben" konnten Graptolithen im Anthrazit- bis Meta-Anthrazit-Stadium aufgefunden werden.

Die Inkohlung der Graptolithen-Fragmente erfolgte unter geringer tektonischer Beeinflußung, bei einer Temperatur, die 300°C bis 350°C nicht überschritt.

Aus der räumlichen Verteilung der Reflexionswerte und der Illit-Kristallinität ist im untersuchten Gebiet ein regionaler Trend ersichtlich:

Die maximale Graptolithen-Reflexion nimmt von ca. 7 % (Probe OB 46 an der Grenze Feldkogeldecke/Rauchkofel-Schuppen-Decke) auf 5,4 % (Probe OB 34 auf der Gundersheimer Alm) von Norden nach Süden ab. Die Illit-Kristallinität zeichnet diesen Trend ebenfalls nach.

Neben diesem regionalen Trend konnte bei zwei Profilen (Oberbuchach 1 und 2) eine Zunahme des Metamorphosegrades in das Hangende festgestellt werden.

Diese Arbeit stellt erste Ergebnisse einer großräumigen Untersuchung über die Metamorphose der Karnischen Alpen vor. Anhand weiterer Profile soll die Metamorphosegeschichte der Karnischen Alpen genauer untersucht werden.

Dank

Für wertvolle Ratschläge und Hilfe bei der Gelände- und Laborarbeit danke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. A. FENNINGER, Herrn Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB, Frau B. RUSSEGGER und Herrn Ch. HASENHÜTTL. Der Geologischen Bundesanstalt, Wien danke ich für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeit.

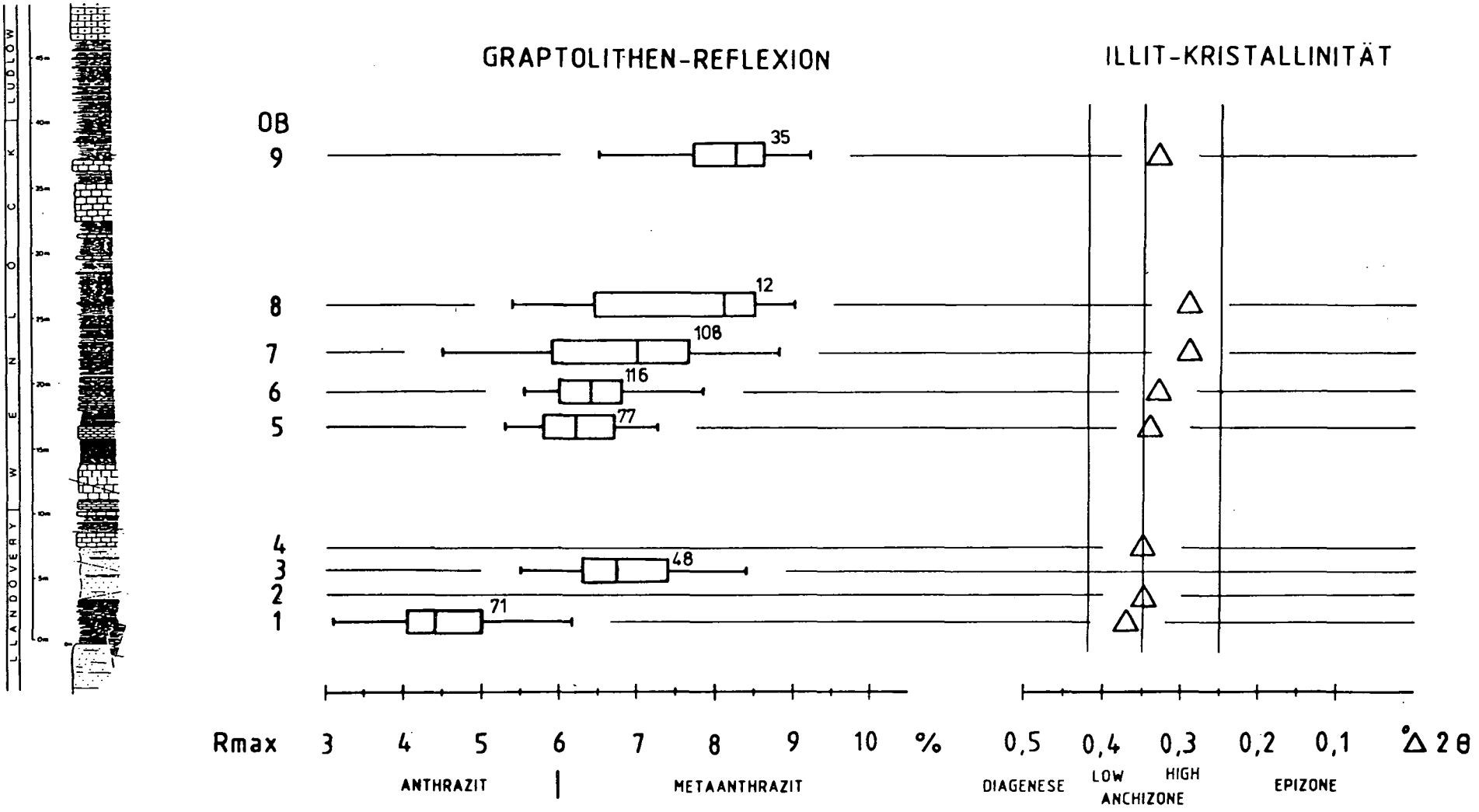


Abb. 9.
Profil „Oberbuchach 1" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Graptolithen-Reflexion und Illit-Kristallinität.
Die Zahlen über den Boxplots geben die Anzahl der Meßwerte an.

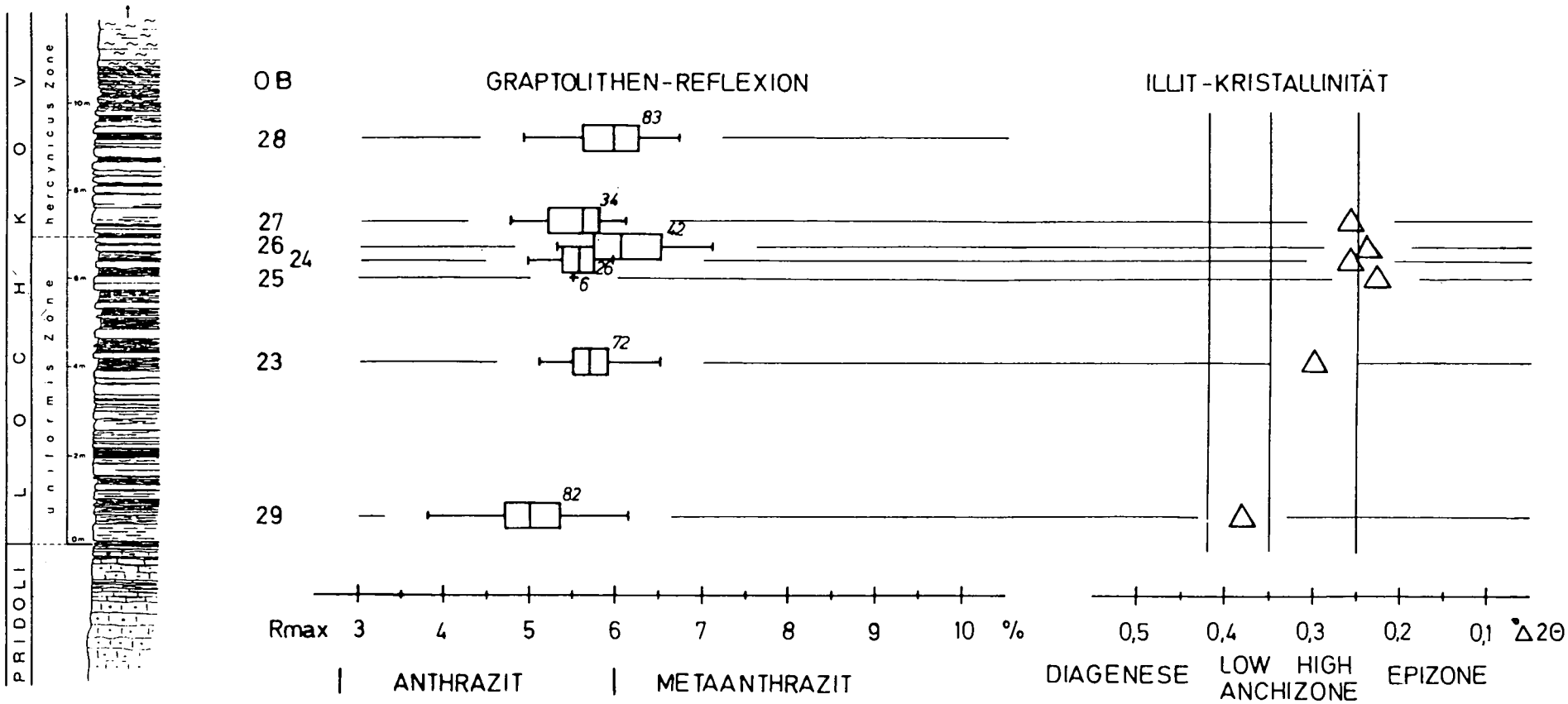


Abb. 10.
Profil „Oberbuchach 2" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Graptolithen-Reflexion und Illit-Kristallinität.
Die Zahlen über den Boxplots geben die Anzahl der Meßwerte an.

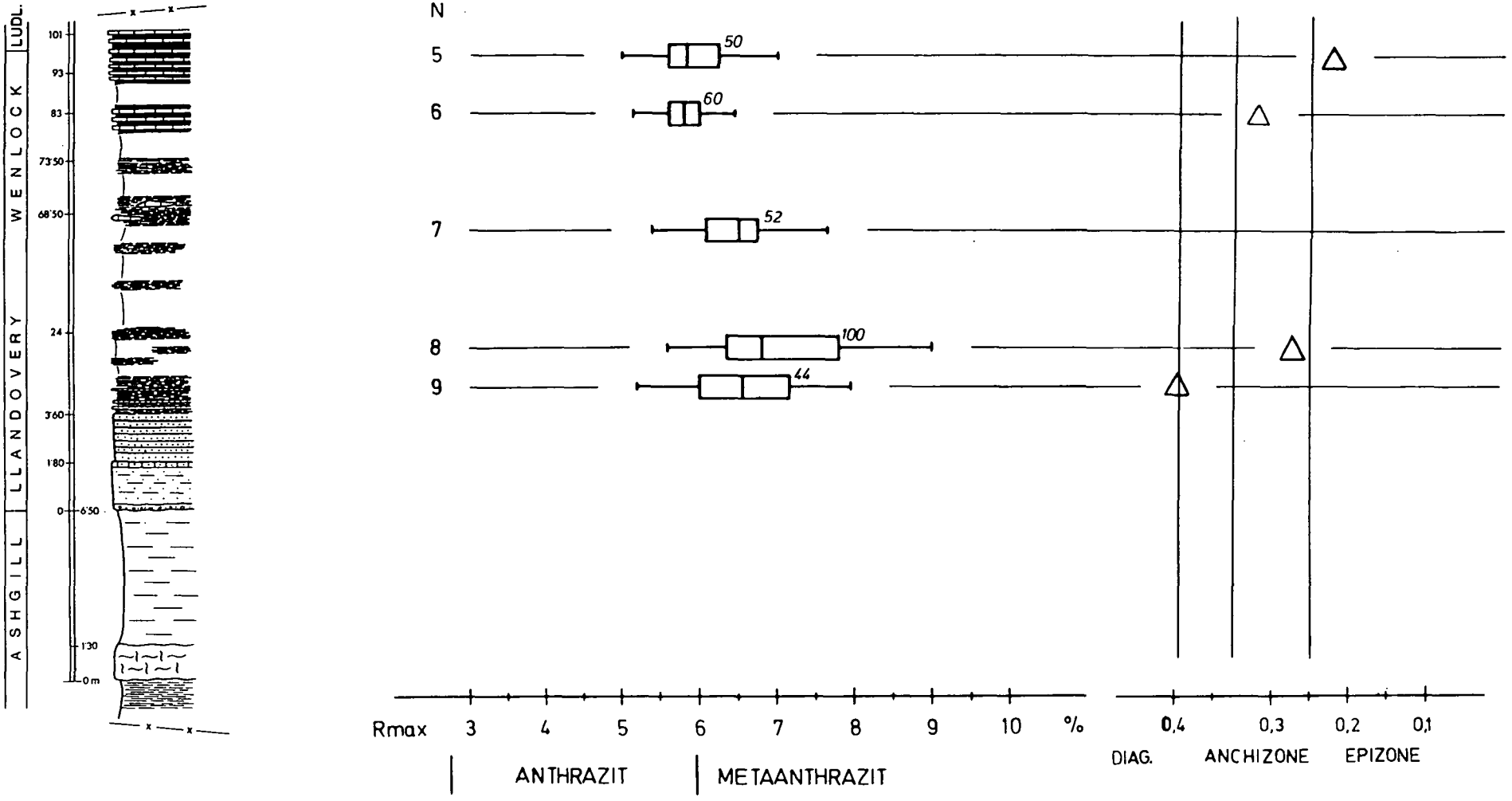


Abb. 11.
Profil „Nölblinggraben" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1977) mit Graptolithen-Reflexion.
Die Zahlen über den Boxplots geben die Anzahl der Meßwerte an.

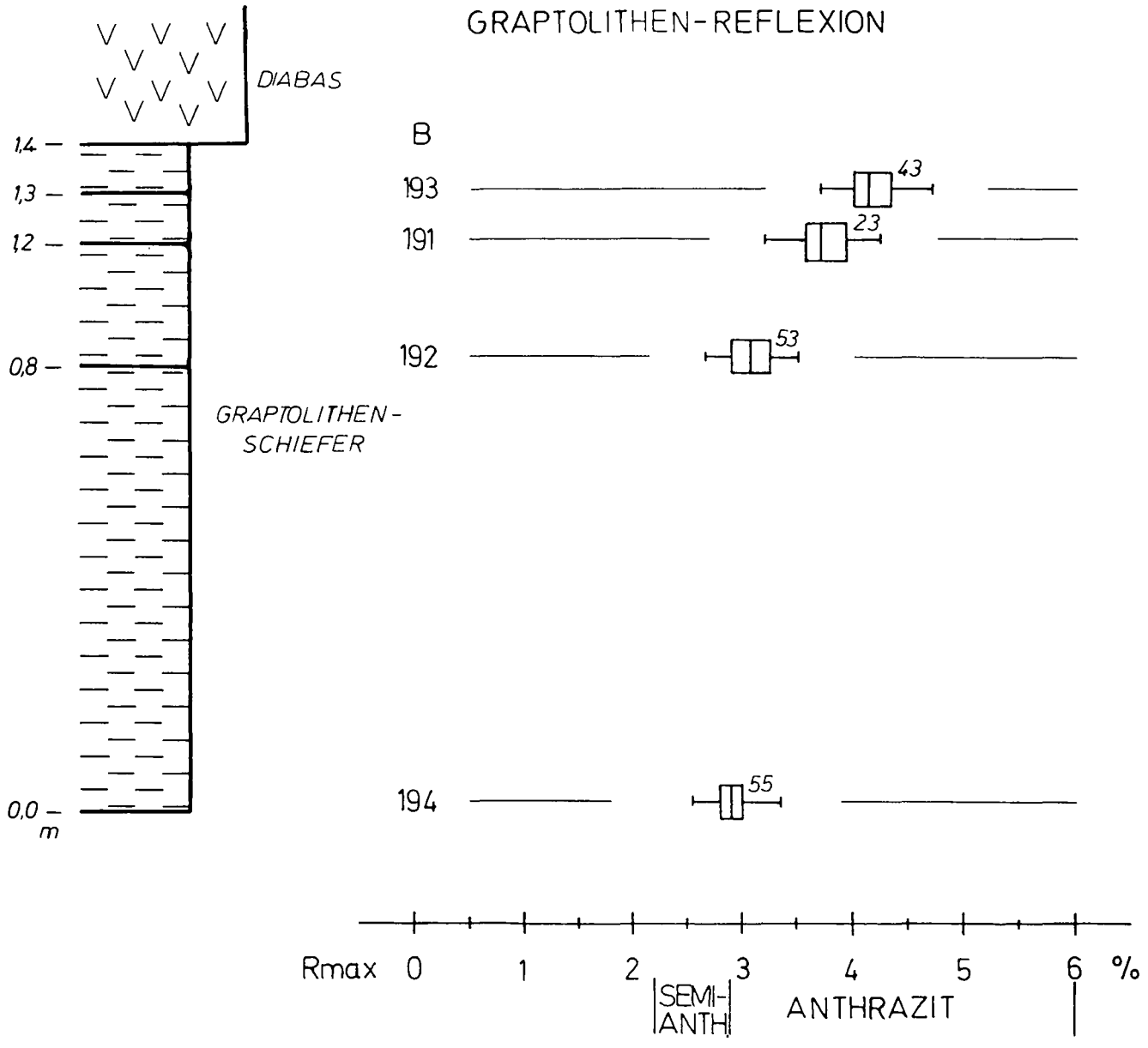


Abb. 12.
Profil durch den Kontakthof eines Diabas-Lagerganges in silurischen Graptolithenschiefern des Barrandiums.
Die Zahlen über den Boxplots geben die Anzahl der Meßwerte an.

Tafel 1

Fig. 1: **Granulare Internstruktur eines Graptolithen-Fragmentes.**
Probe N7; Bildlänge 15 µm.

Fig. 2,3: **Graptolithenfragment, assoziiert mit framboidalem Pyrit.**
Abb. 4, Probe OB7; Abb. 5, Probe N7; Bildlänge 15 µm.

Fig. 4: **Längliches Graptolithenfragment senkrecht zur Schichtung in der Dunkelstellung.**
Probe OB7; Bildlänge 120 µm.

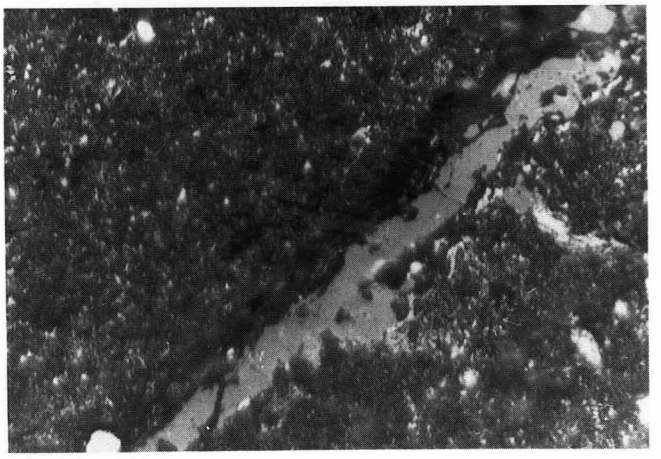
Fig. 5: **Graptolithenfragment.**
Probe B191; Bildlänge 120 µm.

Fig. 6: **Fragment eines Graptolithen-Rhabdosoms.**
Die Abzweigung einer Metatheke aus der Protheke ist deutlich zu erkennen.
Probe B192; Bildlänge 120 µm.

1

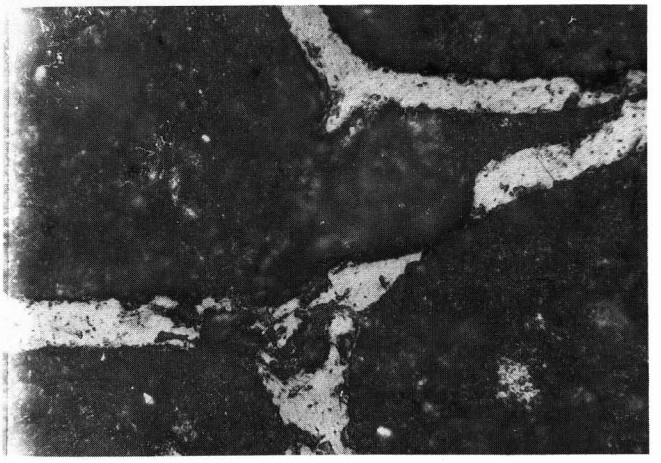
2

3



4

5



6

Tafel 2

Fig. 1: **Graptolithen-Fragment mit einer abzweigenden Metatheke.**
Die Lamellierung des Cortex ist deutlich erkennbar.
Probe B192; Bildlänge 120 µm.

Fig. 2: **Detail aus Fig. 1.**
Bildlänge 15 µm.

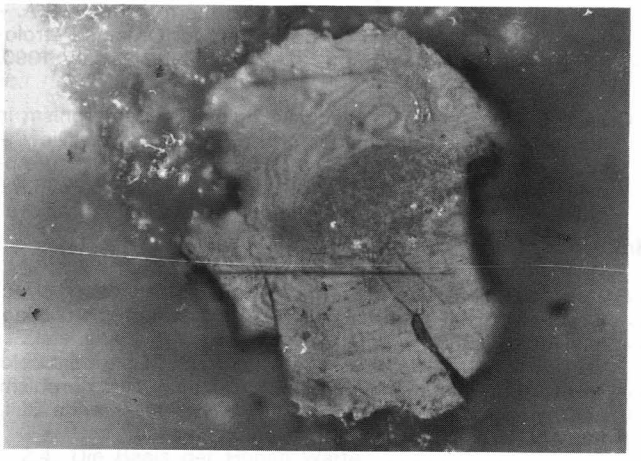
Fig. 3: **Graptolithen-Fragment mit deutlich erkennbarer Feinlamellierung.**
Dieses Fragment stellt einen Querschnitt durch eine Protheke dar, der "gemeinsame Kanal" ist mit feinkörnigem Pyrit gefüllt.
Probe B191; Bildlänge 15 µm.

Fig. 4: **Detail aus Fig. 3.**
Bildlänge 6 µm.

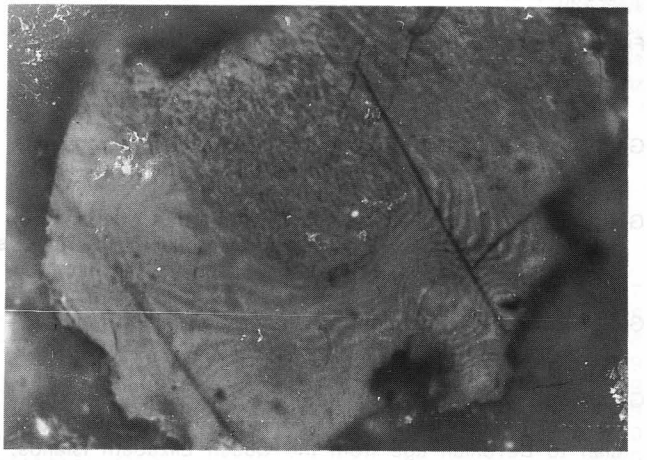
Fig. 5: **Graptolithen-Fragment mit deutlich erkennbarer Lamellierung.**
Probe B193; Bildlänge 15 µm.

1

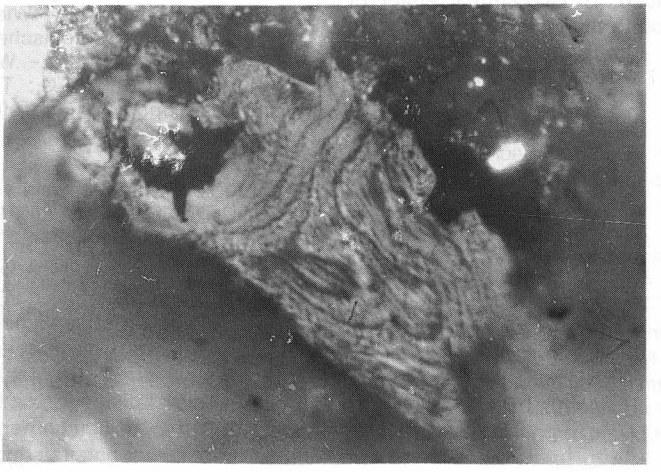
2



3



4



5

Literatur

BERTRAND, R. & HEROUX, Y.: Chitinozoan, Graptolite, and Scolecodont Reflectance as an alternative to Vitrinite and Pyrobitumen Reflectance in Ordovician and Silurian Strata, Anticosti Island, Quebec, Canada. – American. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., **71**, 95–957, 6 Abb., 3 Tab., Tulsa 1987.

BOSTICK, N. H.: Time as factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). – C. r. 7. Congr. internat. Strat. Geol. Carbonifere, , 183–193, 8 Abb., 1 Tab., Krefeld 1973.

CLAUSEN, C.-D. & TEICHMÜLLER, M.: Die Bedeutung der Graptolithenfragmente im Paläozoikum von Soest-Erwitte für Stratigraphie und Inkohlung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **30**, 145–167, 2 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Krefeld 1982.

DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F.: $^{40}AR/^{39}AR$ age of detritial muscovite, Carnic Alps: Evidence for Cadomian basement in the Eastern Alps. – Geology, 5 Abb., Boulder in Vorb.

EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.A.: Conodont Color Alteration – An index to organic metamorphism. – U.S. Geological Survey Open-file Report, 75–379, 54 S., 20 Abb., 1975.

FREY, M.: Very low-grade metamorphism of the Alps – an introduction. – Schweizer mineral. petrol. Mitt., **66**, 13–27, 7 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Zürich 1986.

GOODARZI, F.: Organic petrography of graptolite fragments from Turkey. – Marine and Petroleum Geology, **1984**, 202–210, 11 Abb., 1 Tab., London 1984.

GOODARZI, F.: Dispersion of optical properties of graptolite epiderms with increased maturity in early Paleozoic organic sediments. – Fuel, **64**, 1735–1740, 6 Abb., 3 Tab., London 1985a.

GOODARZI, F.: Reflected light microscopy of chitinozoan fragments. – Marine and Petroleum Geology, **1985**, 72–78, 7 Abb., 1 Tab., London 1985b.

GOODARZI, F. & GENTZIS, Th.: Graptolite Reflectance as an indicator of thermal maturity of sedimentary rocks of Ordovician to Devonian age from the Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago. – Seventh Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, Abstracts and Program, 56, Calgary 1990.

GOODARZI, F. & NORFORD, B.S.: Graptolites as indicators of the temperature histories of rocks. – J. geol. Soc. London, **142**, 1089–1099, 10 Abb., 2 Tab., London 1985.

HORVATH, F., DÖVENYI, P. & LACZO, I.: Geothermal effect of magmatism and its contribution to the maturation of organic matter in sedimentary basins. – In: BUNTEBARTH, G. & STEGENA, L.: Paleogeothermics. – 173–183, 7 Abb., 1 Tab., Berlin (Springer Verlag) 1986.

JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P.: Das Ordovic/Silur-Profil im Nölblinggraben (Karnische Alpen, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1977**, 349–359, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1977.

JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P.: Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **170**, 403–444, 3 Abb., 5 Taf., Klagenfurt 1980.

KILBY, W.E.: Recognition of vitrinite with non-uniaxial negative reflectance characteristics. – Intern. Journ. of Coal Geol., **9**, 267–285, 11 Abb., Amsterdam 1988.

KOVACS, S. & ARKAI, P.: Significance of conodont and limestone-texture alteration in recognition of the boundary between diagenesis and regional dinamothermal metamorphism based on examples from the Aggtelek-Rudabanya Mts. (NE Hungary). – Institutum Geologicum Publicum Hungaricum, 215–235, 2 Tab., 4 Taf., Budapest 1989.

LEVINE, J.R. & DAVIS, A.: Optical anisotropy of coals as an indicator of tectonic deformation, Broad Top Coal Field, Pennsylvania. – Geol. Soc. of America Bull., **95**, 100–108, 10 Abb., 1 Tab., Boulder 1984.

LEVINE, J.R. & DAVIS, A.: The relationship of coal optical fabrics to Alleghian tectonics deformation in the central Appalachian fold-and thrust belt, Pennsylvania. – Geol. Soc. of America Bull., **101**, 1333–1347, 16 Abb., 1 Tab., Boulder 1989a.

LEVINE, J.R. & DAVIS, A.: Reflectance anisotropy of Upper Carboniferous coals in the Appalachian foreland basin, Pennsylvania, U.S.A. – Intern. Journ. of Coal Geol., **13**, 34–373, 17 Abb., 5 Tab., Amsterdam 1989b.

MALINCONICO, M.L.: Graptolite Reflectance in the Prehnite-Pumpellyite and Chlorite Zones of Northern Maine, U.S.A. – Seventh Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, Abstracts and Program, 23–24, 1 Abb., Calgary 1990.

OLIVER, G.J.H.: Arenig to Wenlock regional metamorphism in the paratectonic Caledonides of the British Isle: a review. – In: HARRIS, A.L. & FETTES, D.J. (Eds.): The Caledonian–Appalachian orogen. – Geol. Soc. Spec. Publ., **38**, 347–363, 8 Abb., 4 Tab., Oxford – London – Edingburgh (Blackwell Scientific Publications) 1988.

RAMSEY, J.G. & HUBER, M.I.: The techniques of modern structural geology. 1. Strain analyses. – 307 S., London (Academic Press) 1983.

REJEBIAN., V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.St.: Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, and hydrothermal alteration. – Geol. Soc. of America Bull., **99**, 471–479, 4 Abb., 2 Tab., Boulder 1987.

SALIH, M.R. & LISLE, R.J.: Optical fabrics of vitrinite and their relation to tectonic deformation at Ffos, South Wales Coalfield. – Annales Tectonicae, **1988**, 98–106, 10 Abb., Milano 1988.

SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979.

SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich. Blatt 197 Kötschach. – Wien (Geol. B.-A.) 1985.

SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich. Blatt 198 Weissbriach. – Wien (Geol. B.-A.) 1987.

STONE, I.J. & COOK, A.C.: The influence of some tectonic structures upon vitrinite reflectance. – Journ. of Geol., **87**, 497–508, 10 Abb., 2 Tab., Chicago 1979.

TEICHMÜLLER, M.: Nachweis von Graptolithen-Periderm in geschieferten Gesteinen mit Hilfe kohlenpetrologischer Methoden. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978**, 430–447, 7 Abb., Stuttgart 1978.

TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: The geological basis of coal formation. – In: STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R.: Stach's Textbook of Coal Petrology. – 5–86, Berlin – Stuttgart (Gebrüder Bornträger) 1982.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 317–333	Wien, März 1992

Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideen-Kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen

Von WOLF-CHRISTIAN DULLO*)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tafeln (1 Farbbeilage)

Österreich
Italien
Karnische Alpen
Ordovizium
Cystoideen-Kalk
Wolayerkalk
Uggwakalk
Mikrofazies
Diagenese
Kathodolumineszenz

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 197

Inhalt

Zusammenfassung . . . 317
Abstract . . . 318
1. Einleitung . . . 318
2. Darstellung der untersuchten Geländepunkte . . . 319
2.1. Der Seekopfsockel . . . 319
2.2. Der Rauchkofelboden . . . 319
2.3. Das Valentintörl . . . 320
2.4. Die Basis der Hohen Warte . . . 320
2.5. Der Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß . . . 320
3. Die mikrofazielle Entwicklung der Wolayer- und Uggwakalke . . . 320
4. Korngrößenbestimmungen an Echinodermen . . . 321
5. Diagenese und Zementstratigraphie . . . 324
5.1. Marine Zemente . . . 325
5.2. Vadose Zemente . . . 325
5.3. Syntaxialer Echinodermen-Zement und Blockzement I . . . 325
5.4. Blockzement II . . . 325
5.5. Blockzement III . . . 326
6. Ablagerungsmodell . . . 326
Dank . . . 326
Literatur . . . 327

Zusammenfassung

Im Oberordovizium der Karnischen Alpen treten massige, ungeschichtete, echinodermenreiche Kalke auf, die als Wolayerkalk bezeichnet werden. Es handelt sich um den parautochthonen Schutt von Pelmatozoen-Mounds, in denen Cystoideen zusammen mit Bryozoen die Baffler-Gemeinschaft darstellen. Zeitgleich zu diesen Mounds sind tiefere Beckenkalke entwickelt, die Uggwakalke, in denen Echinodermen als transportierte Bioklasten auftreten. Korngrößenuntersuchungen an den Echinodermenklasten belegen diese Unterschiede. Die weltweit gegen Ende des Ashgill einsetzende Regression zeigt sich in einer erhöhten Aufarbeitung der Moundkalke, begleitet von Auftauchphasen, die sich in erhaltenen Hundezahnzementen der Wolayerkalke dokumentieren. Das Ablagerungsmilieu der Wolayerkalke wird einer gemäßigten bis kühlen Klimazone zugeschrieben, vergleichbar dem rezenten Karbonatanalogon auf dem südaustralischen Schelf.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WOLF-CHRISTIAN DULLO, GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1–3, D-2300 Kiel 14.

Microfacies and Diagenesis of Upper Ordovician Cystoidean Limestones (Wolayer Limestone) and their Detrital Facies (Uggwa Limestone) in the Carnic Alps

Abstract

Massive limestones occur within the Upper Ordovician strata of the Carnic Alps, known as Wolayer limestone. They are composed of parautochthonous bioclasts derived from pelmatozoan mounds in which cystoideans together with bryozoans comprise the baffling community. Coeval, well bedded limestones, named Uggwa limestone, represent the corresponding basinal deposits. Echinoderms occur there as transported bioclasts, which is shown by grain size analysis of the cystoidean fragments. The global regression at the end of Ashgillian time is documented by erosion of the mounds and recorded vadose dog tooth cements within the upper Wolayer limestones. The depositional environment was located within a boreal or even cool climatic zone, comparable to the modern carbonate environment of the southern shelf of Australia.

1. Einleitung

Die ältesten sedimentären Schichtglieder in den Karnischen Alpen werden seit STACHE (1874) in das Caradoc eingestuft. Diese klassische stratigraphische Einteilung wurde durch die neueren Fossilaufsammlungen (SCHÖNLAUB, 1979; PRIEWALDER, 1987) immer wieder bestätigt. Bereits in diesen ältesten Sedimenten ist eine fazielle Differenzierung in einen tieferen beckenähnlichen Ablagerungsraum im E und einen seichteren und damit auch höher energetischen Bereich im W zu beobachten. Dieser Unterschied bleibt in den Sedimenten des darüberfolgenden Ashgill noch bestehen. Die siliziklastischen Sedimente des Caradoc werden durch dickbankige Kalke mit tonig mergeligen Zwischenlagen im E abgelöst, die als Uggwakalke bezeichnet werden. Demgegenüber ist im Westen zeitgleich als Flachwasserfazies der Wolayerkalk entwickelt (SCHÖNLAUB, 1971, 1988; VAI, 1971).

Die bisherigen Kenntnisse über die fazielle Entwicklung der ordovizischen Kalke ist nur gering. Die stets im dm-Bereich gebankten Uggwakalke im Cellonetta-Lawinenriß wurden durch v. GAERTNER (1931) als hellgraue, braun anwitternde, reine Kalke und Tonflaserkalke beschrieben. Mikrofazielle Untersuchungen durch H.W. FLÜGEL (1965) ergaben eine Karbonatklassifizierung als Biomikrite bis Dismikrite. Im Übergang zur überlagernden Plöckenformation, die nach SCHÖNLAUB (1985) dem höchsten Ashgill entspricht, werden die Kalke zunächst deutlich toniger, und reine Kalke sind auf linsen- bis bankartige Vorkommen begrenzt. Erst die Plöckenformation sensu strictu ist wieder karbonatisch entwickelt und ist faziell den unteren und mittleren Uggwakalken ähnlich, doch finden sich neben Biomikriten auch bereits ausgewaschene Bereiche mit Biospariten; die Häufigkeit der Echinodermen nimmt zu (H.W. FLÜGEL, l.c.). Insgesamt ist jedoch ein stärkerer siliziklastischer Einfluß erkennbar (SCHÖNLAUB, 1985).

Der Wolayerkalk dagegen ist fast immer massig bis dickbankig ausgebildet und zeigt makroskopisch nur wenige Strukturen. Gelegentlich lassen sich vereinzelte Cystoideenfragmente (Thekenquerschnitte, Stielglieder) darauf erkennen; sie sind aber nicht so häufig im Gelände sichtbar wie in den überlagernden Schichten des Silur und Devon, obwohl sie mengenmäßig im Wolayerkalk an erster Stelle der Biogenhäufigkeit stehen. Eine Karbonatklassifizierung im Handstück ist, durch die starke Diagenese bedingt, sehr schwierig. Es überwiegen feine und grobe Schuttkalke (grain- bis rudstones, untergeordnet auch packstones).

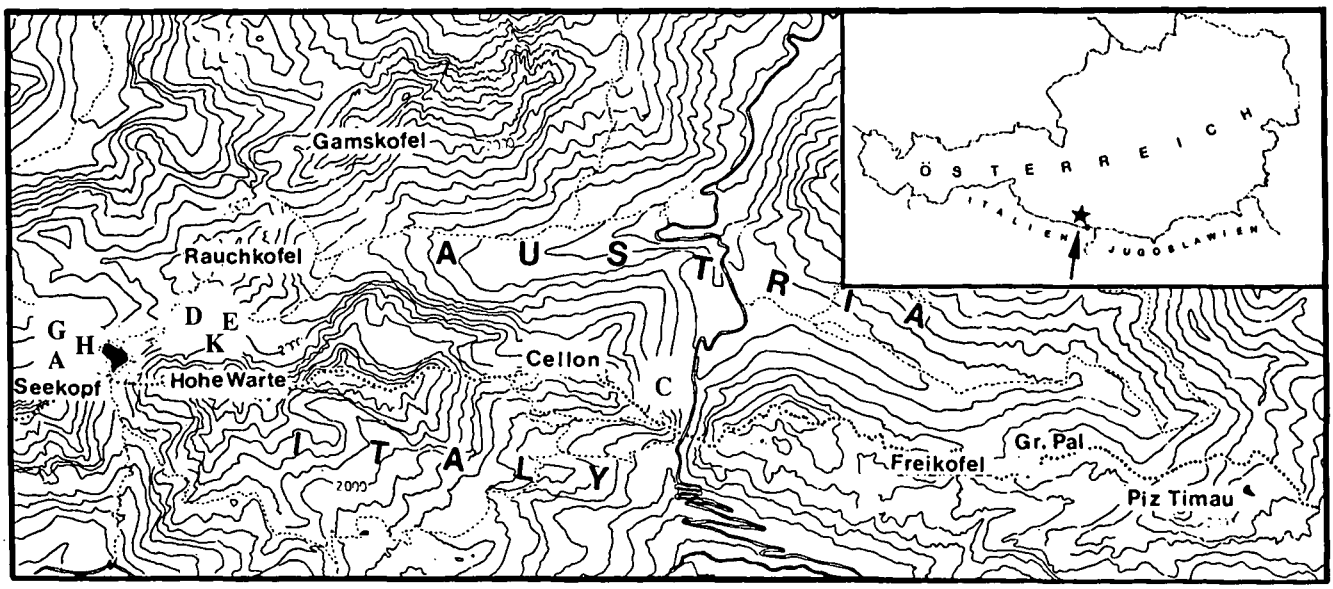


Abb. 1.
Lage der untersuchten Profile.

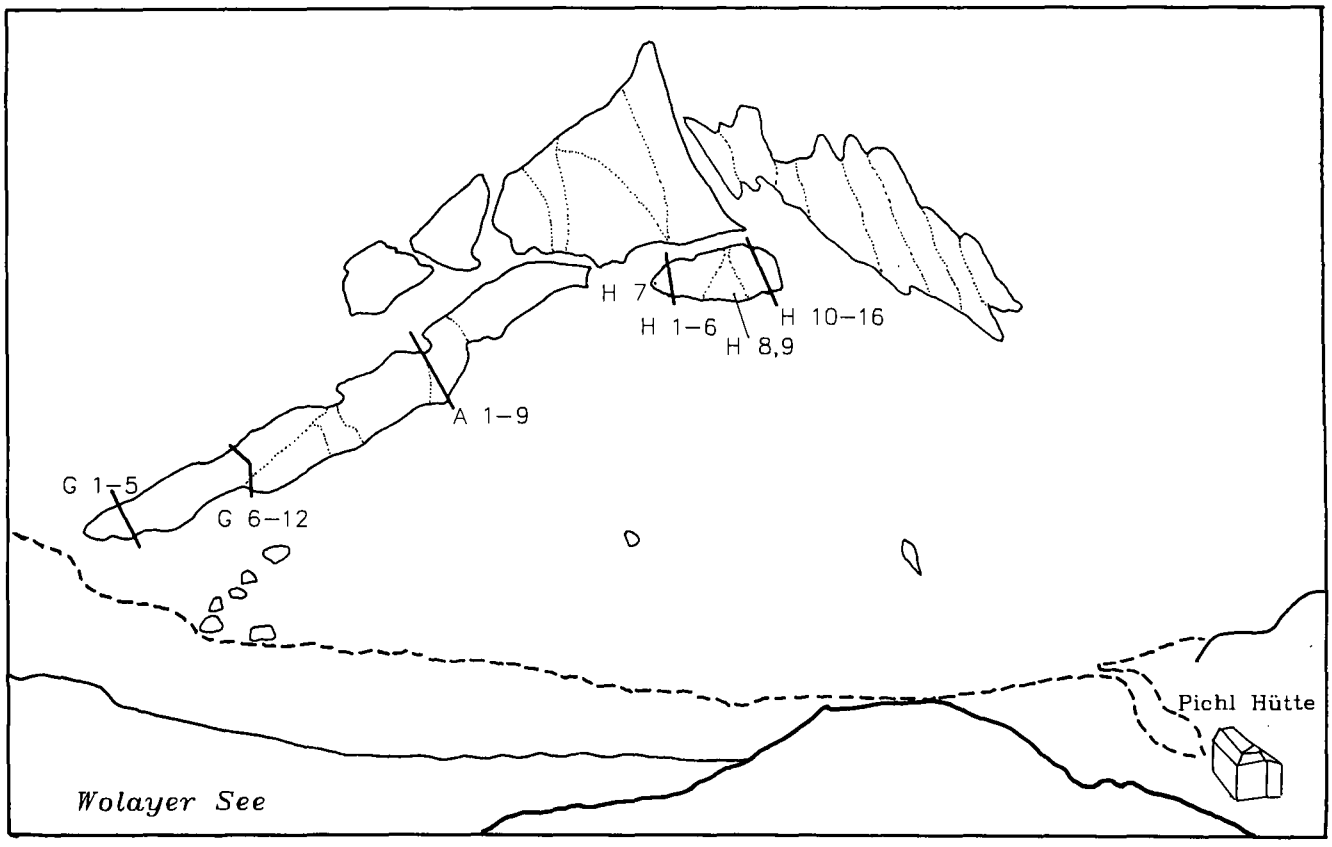


Abb. 2.
Ansichtsskizze des Seekopfsockels mit Ausbiß der Wolayerkalke und Lage der beprobten Profile.
Sicht vom Rauchkofelboden aus (vgl. Taf. 1/1).

2. Darstellung der untersuchten Geländepunkte

2.1. Der Seekopfsockel

(Abb. 1, Profil A,G,H)

Der hier aufgeschlossene Wolayerkalk erhebt sich aus der unmittelbar über dem See beginnenden Schutthalde des Seekopfes über einer im Alter umstrittenen, klastischen Gesteinsserie. Die Lithologie der Halde besteht zum größten Teil aus devonischen Kalken, sowohl roten Beckenkalken als auch Flachwasserkalken in Riff-Fazies, stellenweise mit reicher Crinoidenführung. Letzteres ist sehr heimtückisch, da man beim Sammeln geneigt ist, diese für ordovizische Cystoideenkalke anzusprechen.

Der Kalk stellt sich als massige, einheitliche Bank dar (Taf. 1/1, Abb. 2), die keine Aufwölbung erkennen läßt. Die äußere Geometrie läßt sich am besten mit dem Begriff Biostrom beschreiben. Die größte Mächtigkeit erreicht etwa 17 m. Große Teile der fast immer senkrechten Wände sind intensiv mit grauen Flechten bewachsen, so daß die makroskopische Ansprache sehr eingegrenzt ist. Im Handstück ist die reiche Echinodermenschuttführung auffallend, die mitunter sehr wechselnde Korngrößen innerhalb einer Probe zeigt. Im Bereich der Probenserie G (Abb. 2) können teilweise Bereiche, besonders im unteren Abschnitt, beobachtet werden, die faziell an den Uggwakalk durch einen erhöhten Ton- und Mikritanteil erinnern. Im Profil A und H hingegen sind solche „Uggwakalk-Vorkommen" äußerst selten. Der Top der Folge zeigt teilweise Unregelmäßigkeiten mit vereinzelten mehrere cm tiefen Einsenkungen. Diese rauhe Morphologie läßt stark an Paläokarsterscheinungen denken, zumal auch die häufigen und sehr deutlich erhaltenen vadosen Zemente (siehe Kap. 5. Diagenese) auf einen sehr früh einsetzenden meteorischen Einfluß hinweisen. Dies wird ferner durch die große Schichtlücke unterstrichen, denn über dem Wolayerkalk folgen hier erst wieder hellgrau bis rötlich geflammte Nautiloideenkalke des oberen Silur bis unteren Devon (SCHÖNLAUB, 1985).

2.2. Der Rauchkofelboden

(Abb. 1, Profil D)

Die saiger stehende Folge der altpaläozoischen Schichten beginnt mit einer glimmerreichen, grobsandig bis feinkiesig klastischen Serie, die als Himmelburger Sandstein bezeichnet werden und stratigraphisch ins Caradoc bis Ashgill einzustufen ist. Der Wolayerkalk darüber setzt mit scharfer Grenze ein, wobei der Kontakt unregelmäßig ist, was wohl mehr durch unterschiedliche Kompaktion des Unterlagers als durch eine erosive Diskordanz bedingt sein dürfte. Der Wolayerkalk ist hier dickbankig entwickelt, und die basale Bank erreicht 1,80 m.

Die reiche Cystoideenführung ist makroskopisch lokal gut auffällig. Bis zu 15 aneinander gereihte Stielglieder konnten beobachtet werden, deren Durchmesser bis 1,5 cm erreicht. Vereinzelt lassen sich auch isolierte und gut erhaltene, diagenetisch kaum vergröberte Stilglieder ausmachen (Taf. 1/3). Der allgemein dominante grain- bis rudstone-Aspekt ist nur teilweise auf verwitternden Flächen zu erkennen; doch auf frischen

Brüchen ist die beherrschende Häufigkeit des Echinodermenschutts an den Kristallflächen der Bruchstücke besonders gut zu erkennen. Die gegenüber den anderen Vorkommen deutlicher vorhandene Bankung deutet auf eine stärker allochthone Akkumulation im Gegensatz zum Vorkommen am Seekopfsockel und erreicht hier auch nur 9,8 m Gesamtmächtigkeit.

Der Kontakt zur überlagernden Kok-Formation des Silur (Wenlock? und älteres Ludlow) ist durch eine bis zu 5 mm dicke tonige Stylolithenlage gekennzeichnet. Unmittelbar darüber folgen graue Orthocerenkalke, die an der Basis noch reich an Glaukonit und Cystoideen sind. Auch hier ist eine Schichtlücke vorhanden, die zumindest das Llandovery und Teile des Wenlock umfaßt (SCHÖNLAUB, 1985).

2.3. Valentintörl

(Abb. 1, Profil E)

Auf der Südseite des Valentintörls steht der Wolayerkalk (Abb. 3, Taf. 1/2) der gleichen tektonischen Einheit wie an der Basis des Seekopfes wieder an; es handelt sich also um eine direkte Fortsetzung. Mit maximal 8 m ist er jedoch geringer mächtig, so daß man großräumig von einer variierenden Dicke dieses massigen Kalkes sprechen kann. Das mächtigere Vorkommen an der Seekopfbasis stellt in diesem weiteren Rahmen eine weitgespannte, großräumige Aufwölbung dar.

Auf der verwitternden Oberfläche ist die Dominanz der Echinodermen gut zu sehen. Gelegentliche Rotfärbung der Kalke tritt nur an der Basis zu den Himmelburger Sandsteinen auf, wobei deren Kontakt gestört erscheint. Wie im Profil G, ist auch hier die Basis tonigflaserig entwickelt und trägt deutliche Merkmale der Uggwafazies. Der Mittelteil dagegen ist ein grobsparitischer Echinodermenschutt, in dem vereinzelt Brachiopodenschalen auftreten, die zu einer typischen shelter porosity geführt haben, während die allerobersten Lagen bereits wieder Anklänge an die tonigere Uggwafazies zeigen. Wie an der Seekopfbasis ist auch hier eine Schichtlücke bis zum Obersilur vorhanden.

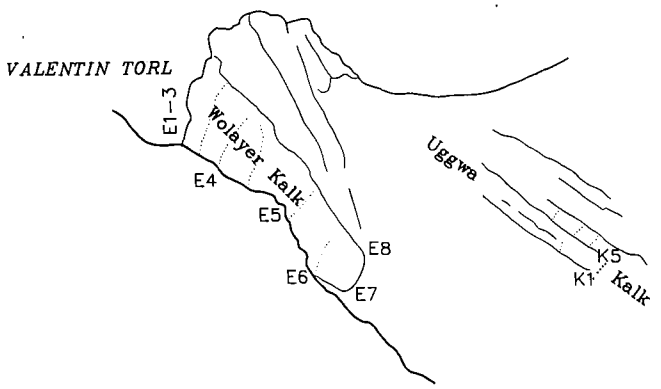


Abb. 3.
Ansichtsskizze des Valentintörls mit Wolayerkalk und überlagernder Silurfolge.
Die hangend folgenden Uggwakalke gehören einer höheren tektonischen Einheit an. Sicht vom oberen Rauchkofelboden aus (vgl. Taf. 1/2).

2.4. Die Basis der Hohen Warte

(Abb. 1, Profil K)

Etwas südlich der Probenpunkte E (Abb. 3) folgen nochmals oberordovizische Kalke, allerdings in Uggwafazies, wie sie auch im Cellonetta-Lawinenriß anstehen. Die Kalke sind dünn- bis mittelbankig und haben von außen eine auffallende sandig rauhe Oberfläche. Dies resultiert aus dem unterschiedlichen Verwitterungsverhalten der Echinodermen und der siltig tonigen Matrix. Flaserschichtung ist überall verbreitet. Gegenüber den reinen Wolayerkalken ist die Echinodermenhäufigkeit geringer, Trilobiten-Reste und Brachiopodenschalen sind hingegen häufiger. Wie am Rauchkofelboden folgen im Überlager hellgraue Cystoideen- und Brachiopodenkalke der Kokformation (Llandovery–Ludlow).

2.5. Der Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß

(Abb. 1, Profil C)

Der GEO-Trail Plöckenpaß führt unmittelbar an die Basis des durch die feinstratigraphischen Untersuchungen durch WALLISER (1964) aufgenommenen Profils, das vom Ordoviz bis ins Devon reicht.

Die Schichtfolge beginnt mit feinkörnig siltigen wakkestones bräunlicher Färbung, in denen Trilobitenreste und Brachiopoden auftreten. Darüber folgen fossilarme Siltsteine, die ihrerseits von Echinodermen-wackestones mit Trilobitenresten und Ostracoden überlagert werden. Diese Sedimente werden nach oben hin feinkörniger, und mit Silten verfüllte Bioturbationsmuster treten auf. Der Trend zum Feinkörnigeren hält an, und die wackestones werden durch mudstones abgelöst. Mit der Verfeinerung geht auch eine Zunahme der Siltkomponente einher. Gegen den Top der ordovizischen Folge, die bis 6 m mächtig wird, wird die Echinodermenführung wieder stärker, und der Siltanteil nimmt wieder ab. Die oberste Bank zeigt eine stärkere Flaserschichtung, die eine markante „Lamination" hervorruft, die man auch als Stylolamination im Sinne von LOGAN & SEMENIUK (1976) beschreiben kann. Durch biostratigraphische Untersuchungen (WALLISER, 1964; SCHÖNLAUB, 1985, 1988; PRIEWALDER, 1987) ist am Übergang Ordoviz–Silur an dieser Lokalität eine Schichtlücke im unteren Llandovery vorhanden.

3. Die mikrofazielle Entwicklung der Wolayer- und Uggwakalke

Die Wolayerkalke sind schon im Handstück als grobspätig zu charakterisieren. Das Schliffbild ist entsprechend grobkristallin und läßt im Wesentlichen zunächst nur den Echinodermenanteil, der durch Pelmatozoen repräsentiert wird, deutlich erkennen (Taf. 1/4). Unter normalen lichtoptischen Bedingungen ist die Information sehr gering, und es ist nicht weiter verwunderlich, daß die Wolayerkalke bisher noch keiner genaueren Untersuchung unterzogen wurden.

Charakteristisch für alle untersuchten Wolayerkalke ist ihr ausgesprochener grain- bis rudstone-Aspekt, so daß man es mit ausgewaschenen Kalksanden eines höher energetischen Bereiches zu tun hat. Der primäre Mikritanteil ist nur im Übergang zur Uggwafazies innerhalb der Wolayerkalke (Profil E und G) deutlich verstärkt. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß eventuell primäre Mikrite in den Wolayerkalken sensu strictu nicht durch Sammelkristallisation ausgelöscht worden sind.

Neben der reichen Echinodermenführung ist aber auch besonders die größere Bedeutung der Bryozoen auffällig. Im normalen oder polarisierten Durchlicht sind die zarten Kolonien nur andeutungsweise zu sehen, und eine Ansprache erscheint sehr gewagt. Erst die Kathodolumineszenz läßt die gut erhaltenen Zoarien oder deren aufgearbeiteten Detritus gut erkennen. (vgl. Taf. 2/3 mit 2/4, Taf. 3/1). Innerhalb der Wolayerkalke sind sie an Häufigkeit nach den Echinodermen an zweiter Stelle zu nennen. Es handelt sich in der Regel um zylinderförmige Kolonien, mit einem deutlich radial divergierenden Fächerbau, wie sie bei Vertretern der Ordnung Trepostomata und Cystoporata häufig sind.

Daneben treten aber auch dünne, oft zerbrochene Zoarien flachbandartiger Bryozoen auf, die zu den gleichen Ordnungen zu zählen sind. Hierbei könnte es sich um inkrustierende Formen handeln, doch steht dem gegenüber, daß das dazugehörige Substrat nirgends überliefert ist; es wurden auch keine durch Bryozoen besiedelten Echinodermen beobachtet. So ist eher an freilebende Formen zu denken, die blattartige Verzweigungen besitzen und ähnlich den Crinoiden funktionell als Sedimentfänger auftreten. Dies wird auch durch die geringe bis vielfach fehlende Beteiligung der Bryozoen im biogenen Komponentengefüge der Uggwakalke deutlich.

Als andere Biogene treten nur sehr selten Ostracoden auf. Algenfilamente, die während des Ordoviziums bedeutende Karbonatproduzenten sein können, fehlen. Größere Invertebraten-Reste treten nur in Form von Brachiopoden auf, die als isolierte Schalen und geschlossene Gehäuse (Taf. 4/4) zu etwa gleichen Teilen vorkommen. An Komponenten finden sich Peloide (Taf. 3/2), die nesterartig konzentriert sein können. Rindenkörner des klassischen Typs sind nicht vorhanden. Gelegentlich können aber um Bryozoenkolonien sehr dünne mikritische Rinden auftreten.

Für die Entstehung der Wolayerkalke s.str. läßt sich somit folgendes formulieren: Der ausgesprochene Schuttcharakter der Karbonate läßt zunächst weniger an eine autochthone bis parautochthone Bildung denken. Auf der anderen Seite weisen die seltenen noch zusammenhängenden Stielglieder und Theken der Cystoideen auf einen nur geringen bis fehlenden Transport, so daß als Interpretation eine bioklastische Anhäufung am Lebensstandort als sehr sicher anzusehen ist. Folgt man der Gilden-Definition von FAGERSTROM (1987) so ist eine in situ Überlieferung der Baffler-Organismen selten gewährleistet (vgl. EMBRY & KLOVAN, 1971:

„ ... The ingredients for the recognition of a bafflestone are the presence of a large number of in situ stalk-shaped fossils, and a good imagination on the part of the geologist ... "

Zu den typischen baffler Organismen in diesem Sinne zählen auch die Pelmatozoen, die im Wolayerkalk durch Cystoideen repräsentiert werden und namengebend für den gleichalten Karbonathorizont (Cystoideenkalk) in der nördlichen Grauwackenzone sind. Nach dem Tod zerfallen diese, funktionell rezentem Seegras vergleichbaren Organismen, sehr rasch in ihre Einzelteile, wie dies FELDMANN (1989) sehr anschaulich beschreibt. Eine Fossilüberlieferung dieser sedimentfangenden Organismen erfolgt daher zu mehr als 99 % vom Gesamtvolumen der resultierenden Lithologie als in situ (parautochthoner) Schutt (grain- bis rudstones). Den zart verzweigten Bryozoen kommt die gleiche Rolle zu.

Der für etliche paläozoische bafflestones typische Mikritanteil (FAGERSTROM, 1987) ist in den Wolayerkalken s.s. nicht vorhanden, so daß der klassische mud mound Charakter fehlt. Ebenso ist die Ansprache der Wolayerkalke als reef mound nicht zutreffend, da die geometrische Aufwölbung gegenüber dem umgebenden Sedimenten viel zu gering ist. Dennoch handelt es sich um eine parautochthone Organismenanhäufung, die nach der Klassifikation von RIDING (1977, 1990) im weitesten Sinne zu den IODs (in situ organic deposit) zu zählen ist und in der deutschen Terminologie als „Cystoideenrasen" am besten beschrieben werden kann.

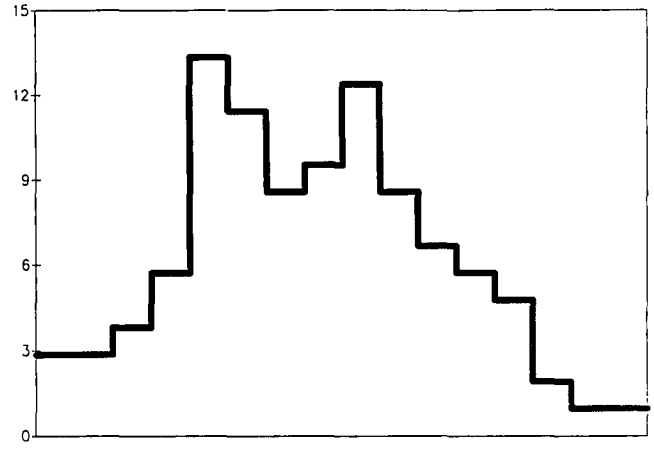
Im Unterschied zu den von der Genese als bafflestones, von der Fossilüberlieferung aber als grain- bis rudstones zu typisierenden Wolayerkalken, sind die Uggwakalke durch ihren erhöhten Mikritanteil als wakke- bis packstones zu bezeichnen. Das biogene Komponentenspektrum zeigt im Wesentlichen wieder viel Pelmatozoenschutt, doch fehlen zusammenhängende Fragmente. Der Bryozoenanteil liegt im Gesamten unter 5 %. Zusammen mit der etwas kleineren Korngröße deutet dies auf eindeutig stärkere Transportvorgänge hin, während derer die fragilen Bryozoen zerstört wurden. Ferner finden sich eine Reihe feiner Schalenfilamente, die hauptsächlich von Ostracoden herrühren dürften (Taf. 2/5,6), sowie zerbrochene Brachiopodenschalen. Bioturbation ist vielfach zu beobachten. Als Verursacher sind in erster Linie Trilobiten anzunehmen, deren Schalen oder Häutungsreste mitunter häufiger sind. Aragonitschalige Organismen, wie kleine Gastropoden, zeigen teilweise deutliche mikritische Rinden.

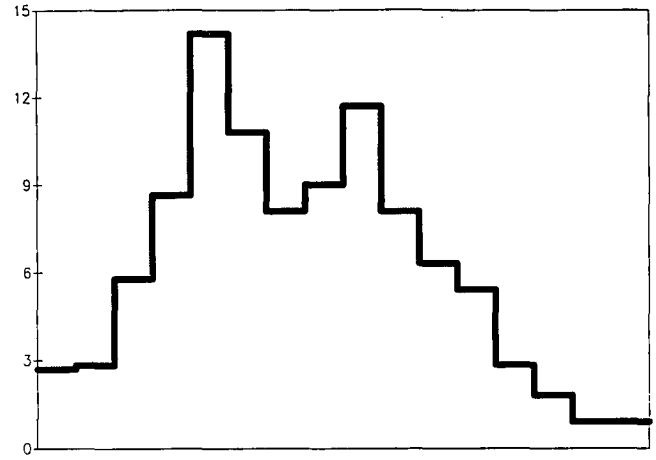
Neben einem erhöhten Mikritanteil ist auch die Ton- und Siltkomponente dominanter, was sich unter anderem in einer häufigeren Stylolithenbildung äußert (FÜCHTBAUER, 1988). Drucklösung zusammen mit Bioturbationsgefügen können den Uggwakalken teilweise den Charakter richtiger Knollenkalke aufprägen. Dieses Phänomen tritt besonders am Top der Uggwakalke im Cellonetta-Lawinenriß auf.

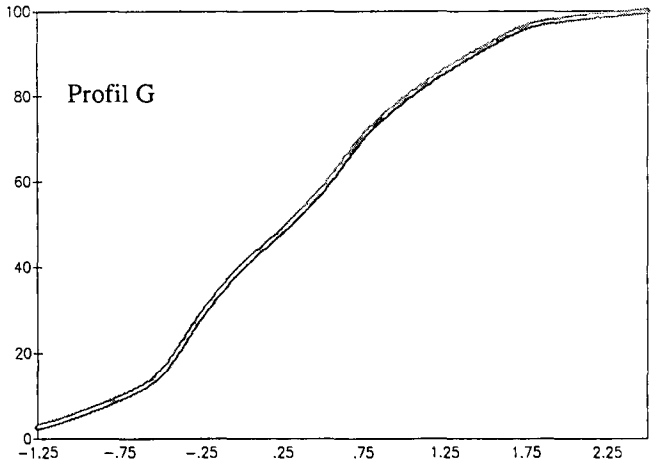
Die Uggwakalke repräsentieren die allochthone Schuttfazies der Wolayerkalke und wurden in einem weniger stark energetischen und vor allem bathymetrisch tiefer liegendem Milieu sedimentiert (SCHÖNLAUB, 1971). Dies läßt sich einerseits durch den geringen Auswaschungsgrad und den höheren Tongehalt ableiten, andererseits stellt die Fossildiagenese der Echinodermen ein weiteres wichtiges Argument dar. Die wenigen Stücke, die man als parautochthon bezeichnen kann, sind meist noch nicht stark gerundet und lassen vor allem Reste der ehemaligen Stereomstruktur erahnen (Taf. 2/5); syntaxiale Zemente sind unbedeutend und selten. Demgegenüber zeigt der umgelagerte, aus der Wolayer-Fazies stammende Pelmatozoenschutt keine Reliktstrukturen und hat dicke, unregelmäßige syntaxiale Zemente. Diese stellen sehr frühe meteorische Diagenese-Bildungen (s.u.) dar, die mit umgelagert wurden.

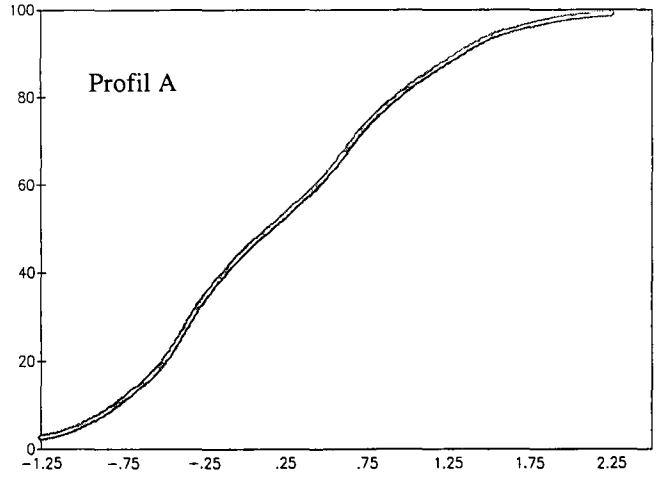
4. Korngrößenbestimmungen an Echinodermen

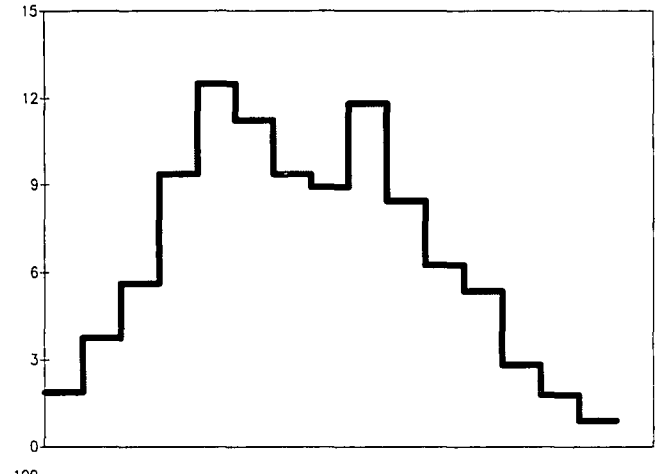
Korngrößen an biogenen Komponenten sind selten aussagekräftig, da es sich hierbei kaum um transportrelevante Parameter handelt, insbesondere wenn es

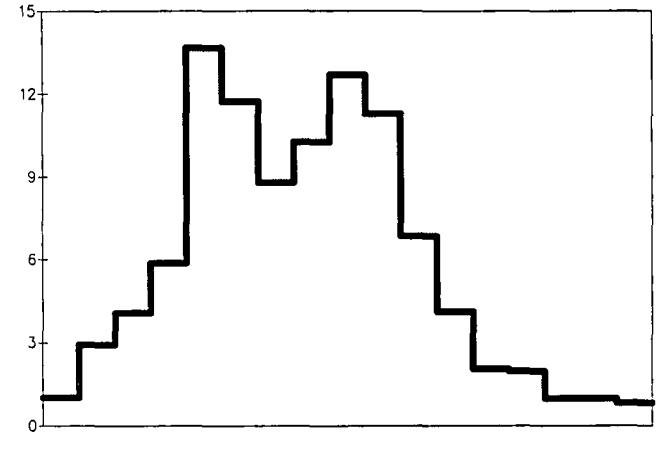

15
12
9
6
3
0

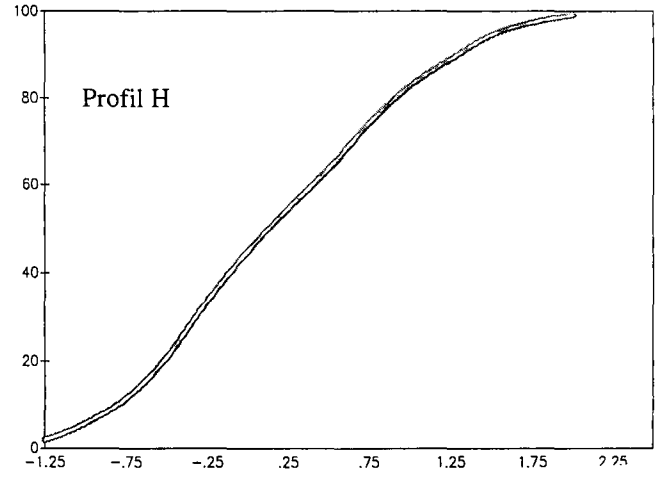

15
12
9
6
3
0

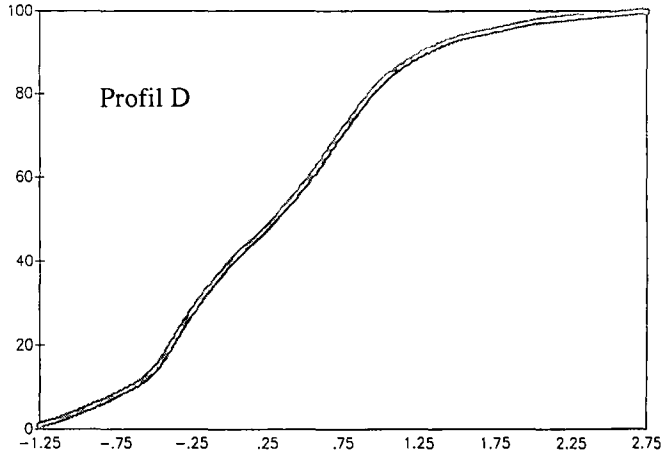

Profil G
100
80
60
40
20
0
−1.25
−.75
−.25
.25
.75
1.25
1.75
2.25


Profil A
100
80
60
40
20
0
−1.25
−.75
−.25
.25
.75
1.25
1.75
2.25


15
12
9
6
3
0


15
12
9
6
3
0


Profil H
100
80
60
40
20
0
−1.25
−.75
−.25
.25
.75
1.25
1.75


Profil D
100
80
60
40
20
0
−1.25
−.75
−.25
.25
.75
1.25
1.75
2.25
2.75

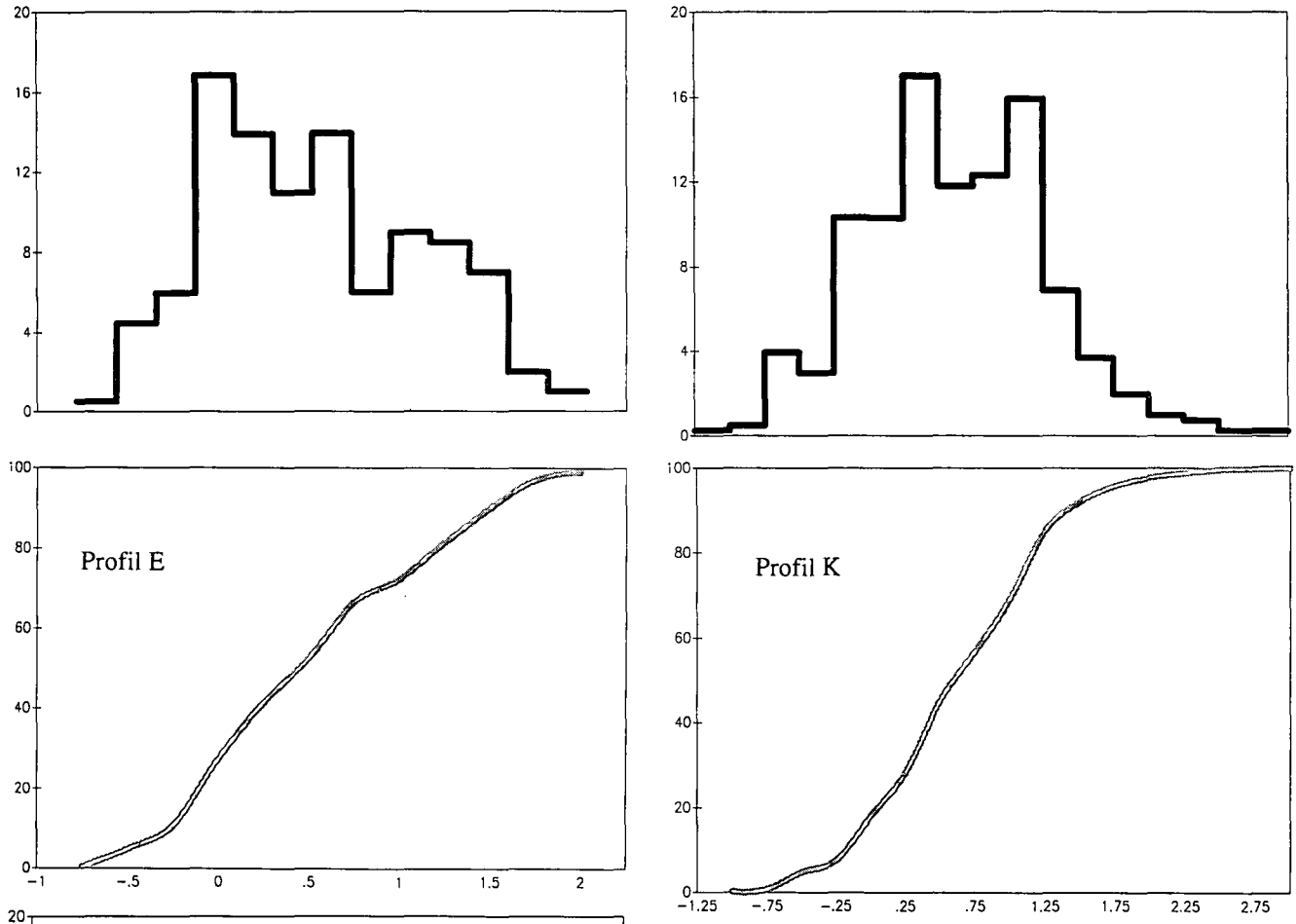


Abb. 4.
Korngrößenverteilung der Echinodermen (oben) und Kornsummenkurve (unten) im Wolayerkalk der Profile G, A, H am Seekopfsockel, D am Rauchkofelboden, E am Valentintörl, K S' vom Valentintörl und C aus der Cellonetta Lawinenrinne.
Y-Achse = prozentuale Häufigkeit; X-Achse = Korngröße in Φ.
Im gleichen Maßstab oben und unten.

„gewachsene" Größen sind (E. FLÜGEL, 1982). Darüberhinaus führt bei Echinodermen die Stereomstruktur und Mikroarchitektur mit der geringen Dichte und der erhöhten Oberfläche zu einem ganz eigenen Verhalten im transportierenden Medium (MATZNER, 1986). Wird bei derartigen Untersuchungen allerdings nur eine Biogenkomponente herangezogen, wie im vorliegenden Fall die Echinodermen, können brauchbare Aussagen erstellt werden (vgl. E. FLÜGEL, 1978). Um vorgetäuschte Korngrößenunterschiede durch nach dem Transport erfolgte syntaxiale Zementation zu vermeiden, wurden die Schliffe nur unter Kathodolumineszenz ausgezählt.

Auffallendes Merkmal aller Kornverteilungsmuster im Wolayerkalk s.s. ist die charakteristische Doppelgipfeligkeit der Kurven. Hier handelt es sich nicht um zwei sich überlagernde Korn- und damit Lieferprovinzen (vgl. FÜCHTBAUER, 1988) sondern um primär durch die Pelmatozoen verursachte Größenunterschiede ihrer Skelettelemente. Bei den Cystoideen, heute zur Klasse der Paracrinoidea zählend (vgl. SPRINKLE & KIER, 1987), ist ein bemerkenswerter Größenunterschied zwischen den Ambulacralia und den daran haftenden Pinnulae

einerseits und den Stielgliedern andererseits beobachtbar. Die thecalen Platten fallen größenmäßig nochmals in eine andere Kategorie, doch treten sie mengenmäßig kaum in Erscheinung.

Betrachtet man die Verteilungsmuster (Abb. 4), so ist die große Ähnlichkeit der Diagramm-Muster der Profile A, G und H augenfällig. In allen drei Fällen ist die charakteristische Doppelgipfeligkeit bei den Korngrößen −0.25 Φ und 0.75 Φ vorhanden. Sehr ähnlich ist Profil D, doch zeigt sich hier bereits ein Verschieben zu kleineren Größen; der zweite Gipfel liegt bei 1,0 Φ. In Profil E ist dieser Trend noch deutlicher zu sehen, der erste Gipfel kommt bei 0 Φ, der zweite abgeschwächt noch bei 0.75 Φ vor, ein dritter und breiterer aber bei 1,25 Φ.

Von diesem Muster der Wolayerkalke weichen die Uggwakalke unterschiedlich ab. Profil K zeigt noch eine sehr große Ähnlichkeit zu Profil E, doch sind bereits die kleineren Korngrößen wesentlich bedeutsamer. Auffallend ist, daß die Differenz zwischen den beiden Gipfeln, wie in den Wolayerkalken, 1,0 Φ beträgt. Die noch vorhandene Doppelgipfeligkeit der Häufigkeitsverteilung wird als ein Maß für die geringe Transportweite der Echinodermen gewertet, so daß der ursprünglich vorhandene bimodale, biogen bedingte Korngrößenunterschied sich noch abzeichnet. Erst mit größerer Distanz zu den parautochthonen Akkumulationen verschwindet die Doppelgipfeligkeit, wie es sehr anschaulich in Profil C zu sehen ist, doch steht dies im Gegensatz zum Klastizitätsindex.

Als ein Maß für die Breite der Kurven und damit in gewissem Sinne auch für die Doppelgipfeligkeit kann der Wert für die Kurtosis herangezogen werden, wenngleich dieser in der Vergangenheit immer weniger als aussagekräftiger Parameter aufgeführt wird (FÜCHTBAUER, 1988). Für die Profile im Wolayerkalk unterhalb des Seekopfes wurden Werte von 0,9 für die Kurtosis ermittelt, während für die Vorkommen am Rauchkofelboden und am Valentintörl geringere Werte mit 0,79 vorliegen. In den Uggwakalken werden jedoch Werte zwischen 0,97 und 0,99 erreicht, was sich auch graphisch in der schmaleren Kurvengestalt abzeichnet (Abb. 4, Profil C).

Betrachtet man die Sortierung, so zeigt sich, daß diese für die Vorkommen unterhalb des Seekopfes (A,G,H) schlecht ist und für den Rauchkofelboden (D) und das Valentintörl (E) nur geringfügig besser einzustufen ist. Auch im Uggwakalk des Cellonetta-Lawinenrisses (C) ist die Sortierung nur schlecht bis mittelmäßig, während für das Vorkommen an der Basis der Hohen Warte (K) eine mittelmäßig bis gute Sortierung trotz vorhandener Doppelgipfeligkeit in der Häufigkeitsverteilung vorliegt.

Nach den Geländebefunden, der mikrofaziellen Charakteristik und den Korngrößenuntersuchungen der Pelmatozoen unter Kathodolumineszenzbedingungen erweist sich die biostromartige Dickbank unter dem Seekopf als die am geringsten transportierte Akkumulation der Sedimentfänger. Etwas stärkerer Transport ist im Profil D und schließlich E festzustellen.

Als ein Maß für die Transportenergie kann der Klastizitätsindex gewertet werden (vgl. E. FLÜGEL, 1978), der den scheinbar größten Korndurchmesser angibt. Bei ausschließlich klastischen Gesteinen würde ein hoher negativer Index hohe Transportenergie bedeuten.

Nachdem bei Echinodermen die Korngrößen durch den Organismus vorbestimmt sind, kann die Aussage umgedreht werden. So bedeuten hohe negative Werte, daß viel von den verschieden großen Pelmatozoenplatten noch mehr oder weniger in situ daliegt, während kleinere Werte auf eine Anreicherung feinerer Korngrößen durch Transport hinweisen. Im untersuchten Fall haben die Wolayerkalke unterhalb des Seekopfes einen Index zwischen −1,16 und −1,09 Φ, am Rauchkofelboden von 0,9 Φ, während am Valentintörl bereits ein Wert von −0,36 Φ erreicht wird. Unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse steht nur die Biostrombank unterhalb des Seekopfes mit dem Vorkommen am Valentintörl in Verbindung und aus den unterschiedlichen Mächtigkeiten und der sich daraus ergebenden Geometrie ergänzen sich die Geländebefunde mit den Schliffdaten sehr gut.

Ebenfalls in der gleichen tektonischen Einheit liegen die Profile K (unterhalb der Hohen Warte) und C (Cellonetta-Lawinenriß). Der Klastizitätsindex variiert beträchtlich zwischen beiden Uggwakalkvorkommen, er ist mit −0,38 Φ in K recht niedrig und spiegelt einen weiteren Transport wider. In C werden aber die Werte mit −0,80 Φ relativ hoch und weisen auf eine größere Nähe parautochthoner Pelmatozoenakkumulationen. Auf der anderen Seite zeigt die Häufigkeitsverteilung der Echinodermenklasten in Profil C keine ausgesprochene Doppelgipfeligkeit mehr, so daß der Klastizitätsindex allein nicht genügt.

5. Diagenese und Zementstratigraphie

Die unterschiedlichen Möglichkeiten der diagenetischen Veränderung eines Karbonates wird in erheblichem Maß durch die Mineralogie und Reaktionsoberfläche der Skelettelemente der beteiligten Organismen mitbestimmt (LONGMAN, 1980; DULLO, 1986, 1990). Als mengenmäßige Hauptbestandteile wurden einerseits Echinodermen, andererseits Bryozoen und vereinzelt auch Brachiopoden und Trilobiten beobachtet.

Die primäre Mineralogie der Echinodermen ist ein Hochmagnesiumkalzit, der das feine, hochporöse Stereom aufbaut (BATHURST, 1975; MEYERS & LOHMANN, 1978; RICHTER, 1984). Alle Echinodermen haben einen syntaxialen Rimzement entwickelt, der im normalen Licht jede erhaltene Internstruktur des Stereoms und die ursprüngliche Partikelgröße verwischt. In Kathodolumineszenz (KL) ist das ursprüngliche Stereom manchmal noch zu erahnen, die ursprüngliche Größe aber immer deutlich zu erkennen (Taf. 3/1). Anlösung der Echinodermenfragmente ist nur in ganz seltenen Fällen zu beobachten (Taf. 1/5).

Die Brachiopoden sowie die Bryozoen bestehen aus foliatem Kalzit. Ganz wenige Bryozoen haben eine feine mikritische Rinde angedeutet, die aber selten die gesamte Oberfläche des Zoariums überzieht. Sowohl die Brachiopoden als auch die Bryozoen sind in der Kathodolumineszenz dunkel (Taf. 2/2), was darauf hindeutet, daß hier wenig bis keine diagenetische Umsetzung erfolgt ist (vgl. FRYKMAN, 1986; RICHTER, 1988).

Der überlieferte lithologische Aspekt der Kalke ist durch die Dominanz grob sparitischer Zemente, die im Zusammenhang mit den groben syntaxialen Echinodermenzementen ein stark umkristallisiertes Stadium bele-

gen (Taf. 4/2), bedingt. Nachdem der typische Echinodermen-Rimzement sich erst nach der homogenen Verteilung der Mg-Ionen im Kalzitgitter bilden kann (RICHTER, 1984), was erst außerhalb des marinen Diagenesemilieus möglich ist, müssen sich andere Zemente vorher gebildet haben, die größtenteils durch nachfolgende Diageneseereignisse ausgelöscht wurden.

5.1. Marine Zemente

Typische frühe marine Zemente bilden sich nicht nur zwischen Komponenten, sondern am frühesten in intraskeletalen Hohlräumen. Derartige Hohlräume sind innerhalb von Brachiopodenschalen oder in den Bryozoenröhren heute noch zu beobachten. In der Kathodolumineszenz (KL) kann man einen feinen Saum blattartiger Zemente erkennen, der nicht lumineszient (Taf. 3/3). Dieser breitgipfelige Zement könnte überprägte Relikte eines ehemals marinen Mg-Kalzitzements (HMC) darstellen (vgl. KOCH & SCHORR, 1986). Blockige gleichmächtige Rinden ehemaliger mariner Zemente werden auch von DOROBEK (1987) aus echinodermenreichen Kalken der siluro-devonischen Helderberg Group beschrieben. Die in unserem Material vorliegenden Relikte sind diesen entsprechend (l.c.: Abb. 6A). Ehemalige Zemente zwischen den Komponenten sind alle ausgelöscht worden, auch in der KL sind keine direkten Strukturen mehr erkennbar. Nur vereinzelt lassen sich überprägte Relikte eines „bladed" Mg-Kalzits (LOHMANN & MEYERS, 1980; SANDBERG, 1983; MARSHALL, 1986) erkennen, die sich durch eine matte Lumineszenz auszeichnen (Taf. 4/1,2).

5.2. Vadose Zemente

Über den marinen blattartigen Rimzementen, diese teilweise sogar verdrängend, ist ein sehr unregelmäßiger Hundezahnzement (Taf. 3/1, 4/4) entwickelt. Hundezahnzemente sind Kennzeichen des meteorisch vadosen Bereichs oder eines damit verknüpften phreatischen Mischwassermilieus (RICHTER, 1984). Die ausgesprochen unterschiedliche Kristallgröße der Zemente könnte wechselnde Porenwasserbedingungen bedeuten (HANOR, 1979). Wie den wenigen marinen Zementen fehlt den Hundezähnen ebenfalls eine kräftige Lumineszens. Sie sind meist nur innerhalb von primären Fossilhohlräumen erhalten. Gravitative Zemente und Meniskuszemente fehlen. Da die Echinodermenreste nur äußerst untergeordnet Anlösungen zeigen, ist die Frage nach der Herkunft des zementierenden Kalzits nicht sicher zu beantworten. Einerseits können Echinodermenpartikel vollständig gelöst sein, andererseits dürfte auch in geringem Maß eine aragonitische Molluskenfauna wichtig gewesen sein, da in den stärker tonigen Uggwakalken Relikte davon erhalten sind. Auf alle Fälle hat sich in diesem Milieu die Neomorphose der Echinodermenskelette vollzogen, da bei der Skelettmineralogie des Hochmagnesiumkalzits sich diese auch unter Strukturbeibehaltung vollziehen kann (DULLO, 1983; RICHTER, 1984).

5.3. Syntaxialer Echinodermen-Zement und Blockzement I

In engem Kontakt zum Hundezahnzement steht der syntaxiale Echinodermenzement, der ebenso nicht lumineszient (Taf. 3/1). Im Unterschied zum späteren Blockzement II zeigt er leicht gelbe, schmutzige Farben (Taf. 2/1), die durch häufigere Einschlüsse hervorgerufen werden können. Ein Nachweis mit energiedispersivem EDX-System im REM, ob es sich bei diesen Einschlüssen um Mikrodolomit handeln könnte, wie sie FRYKMAN (1986) beobacht hat, verlief negativ. Vergleichbare syntaxiale Zemente um Echinodermen wurden aus dem Ordoviz von GROVER & READ (1983) und CANTRELL & WALKER (1985) beschrieben und als ursprünglich marine Zemente interpretiert. Demgegenüber schließen aber JAMES & CHOQUETE (1983) die Entstehung syntaxialer HMC-Zemente im marinen Milieu aus. Nach RICHTER (1984) kann dieser syntaxiale Zement erst in einem meteorisch-phreatischen Milieu gebildet werden. Dies kann allerdings bereits wenige dm unterhalb der Sedimentoberfläche durch migrierende Süßwasserlinsen (STEINEN et al., 1978) erreicht werden, ohne daß dabei die gesamte betroffene lithologische Säule einer intensiven Zementation unterzogen wird (PURSER & SCHROEDER, 1986). So läßt sich leicht vorstellen, daß derartig zementierte Echinodermenklasten erneut aufgearbeitet werden konnten und quasi als „Extraklasten" innerhalb der Uggwakalke sedimentiert wurden.

In die gleiche Zeit dieser Zementstratigraphie ist die Bildung eines unvollständigen Blockzements I anzusetzen, der sich gleichermaßen durch eine fehlende Lumineszenz auszeichnet und gelegentlich auf den zackigen Hundezahnzementen aufgewachsen ist. Dies unterstreicht sehr deutlich, daß es sich bei dem vorangegangenen Diagenesemilieu mehr um einen Mischbereich, als um einen rein vadosen gehandelt haben muß. Diese meteorisch-phreatische Zementation bleibt unvollständig, ein großer Teil der Poren bleibt daher offen.

5.4. Blockzement II

Dieser Zement ist durch mehrere unterschiedlich lumineszierende Zonen gekennzeichnet. Er tritt sowohl um den Echinodermenrimzement als auch über dem Blockzement I auf (Taf. 4/2,3). Die Mächtigkeit der einzelnen Zonen kann beträchtlich schwanken. Generell beginnt es mit heller leuchtenden Zonen, die wechselnd sich in ihrer Intensität abschwächen, und die letzte Zone ist wie Blockzement I, nicht bis kaum lumineszierend. Es wäre zu diskutieren, ob man diese letzte Zone als gesondert abtrennt, doch ist der Übergang teilweise so fließend, daß offensichtlich ein stärkerer genetischer Zusammenhang besteht (Taf. 4/3).

Die beginnende Lumineszenz in orangenen Farben deutet auf einen erhöhten Mn^{2+}-Einbau (RICHTER, 1988) in das noch primär vorhandene Kalzitgitter und ist als Anzeichen reduzierender Bedingungen zu sehen. Diese können sich in stagnierenden meteorisch-phreatischen Bereichen oder flachen Versenkungsbereichen einstellen. Da die letzte Zone wieder deutlich nicht lumineszierend ist und somit oxidierende Bedingungen geherrscht haben, scheint als Bildungsbereich ein zeit-

weise stagnierendes phreatisch meteorisches Milieu eher wahrscheinlich. DOROBEK (1987) ordnet die Genese der auffallend zonar gebauten Zemente ebenfalls diesem Diagenesemilieu zu.

5.5. Blockzement III

Mit scharfer Grenze über BIZII folgt ein intensiv gelb flammend lumineszierender Zement. Er füllt fast alle verbliebenen Hohl- und Zwickelräume aus. Interessanterweise legt er sich in den Fossilhohlräumen direkt über den Hundezahnzement, dort hat sich eine "Schichtlücke" während der Zeit von BIZI und BIZII gebildet. Die intensive Lumineszenz deutet auf versenkungsdiagenetische Bedingungen hin, die in ausreichendem Maß Mn^{2+} zum Einbau ins unveränderte Kalzitgitter zur Verfügung hatten. Mit teilweise recht fließendem Übergang folgt noch ein geringer lumineszierender Zement als letzte Auskleidung (Taf. 4/4), der jedoch nicht immer entwickelt ist. Hierbei handelt es sich um den in der angloamerikanischen Literatur als „final dull yellow" cement (vgl. DOROBEK, 1987), der stets der Versenkungsdiagenese zugeschrieben wird (DOROBEK & READ, 1986). Tektonisch bedingte Kalzitklüfte zeigen eine intermediäre Lumineszenz (Taf. 4) und stellen das jüngste zementstratigraphische Ereignis dar.

In den Uggwakalken ist die zementstratigraphische Abfolge nicht so vielfältig entwickelt (Taf. 2/5,6). Die darin enthaltenen Echinodermen zeigen in der Regel nur die erste Zone des leicht schmutzigen, syntaxialen Rimzementes. Dieser stammt größtenteils noch aus dem Ablagerungsbereich der Wolayerkalke und ist bei der Umlagerung des Schutts „mitgebracht" worden. Echinodermen aus der Uggwafazies, die man auch auf Grund der feiner erhaltenen Morphologie erkennen kann (geringer Transport), weisen keine bis äußerst geringe syntaxiale Zementsäume auf. Ganz selten kann man auch einen dünnen Streifen hell lumineszierender Zemente beobachten, der zeitlich dem BIZII der Wolayerkalke entpricht (Taf. 2/6). Die geringere Diagenese, vergleiche Taf 2/1 mit Taf. 2/5, wird im Wesentlichen durch den höheren Tongehalt der Uggwakalke bestimmt.

6. Ablagerungsmodell

Im Gegensatz zu anderen ordovizischen Riffen, besonders im unteren und mittleren Ordoviz Kanadas und Nordamerikas (PITCHER, 1965; ALBERSTADT et al., 1974; KAPP, 1975; KLAPPA & JAMES, 1980; ROSS, 1981; READ, 1982; CLEMENT, 1985; HARLAND et. al, 1987) ist eine dort sich abzeichnende vertikale Zonierung im Wolayerkalk nicht zu sehen. Es wird daher vermutet, daß die oberordovizischen buildups in den Alpen nicht über das Pionierstadium (WALKER & ALBERSTADT, 1975) mit Seelilien hinausgekommen seien (vgl. KLAPPA & JAMES, 1980). Tatsächlich ist augenfällig, daß die anderen typischen Riffbildner dieser Epoche, wie porostromate Algen oder auch stromatoporide Schwämme, fehlen. Dennoch muß dies nicht ein ausschließliches Stehenbleiben innerhalb einer ökologischen Abfolge für Riffgemeinschaften bedeuten.

Seit jüngster Zeit werden aber gerade für eine Vielzahl der paläozoischen Karbonate eine Genese als „cool water carbonates" (JAMES, 1990) favorisiert. Ein weit ausgedehntes Areal derartiger Kaltwasserkarbonate mit einer Dominanz an ausgewaschenen bioklastischen Karbonatsanden befindet sich auf dem Südschelf von Australien. Obwohl hier durch verschiedene Organismengruppen gegenwärtig eine beträchtliche Karbonatproduktion stattfindet, weist dieser Ablagerungsraum keine physikalische Begrenzung auf, wie sie für den tropischen Raum durch eine Riffbarriere oder einen Ooidrücken kennzeichnend ist (FAGERSTROM, 1987). Der sedimentäre Prozeß ist daher weitgehend von den gleichen Bedingungen wie ein siliziklastischer Ablagerungsraum geprägt. Als wichtige Karbonatproduzenten treten neben den corallinen Algen und Foraminiferen auch Brachiopoden, Bryozoen und Echiniden (JAMES, 1990) auf.

Im Vergleich dazu fehlen den Wolayerkalken Algen und Foraminiferen, und unter den Echinodermen kommen ausschließlich nur Pelmatozoen und keine Echiniden vor. Gleichwohl erscheint es sehr plausibel, die Wolayerkalke als Karbonate des gemäßigten bis Kaltwasserbereiches anzusehen. Neueste Ergebnisse von SCHÖNLAUB (1991) belegen ebenfalls für den in Frage kommenden Zeitabschnitt gemäßigte bis kühle Klimabedingungen. Hierfür sprechen auch einige der beobachteten frühen Diagenesemuster, wie die vadosen Hundezahnzemente und die darauffolgenden ersten Blockzemente, die sich möglicherweise schon im vados-phreatischen Mischbereich gebildet haben. Dieses meteorische Milieu wird einerseits durch weitausgedehnte Süßwasserlinsen begünstigt, andererseits könnte sich hier bereits auch schon die regressivere Entwicklung im obersten Ashgill bemerkbar machen, die auf glazial bedingte Meeresspiegelschwankungen (SCHÖNLAUB, 1971, 1988; BERRY & BOUCOT, 1973; SHEEHAN, 1973; JUX & MANZE, 1979) zurückzuführen ist.

In dem angedeuteten Rezentanalogon auf dem südaustralischen Schelf wurde ebenfalls ein beträchtlicher meteorischer Einfluß, zumindest innerhalb der Sedimente des inneren Schelfes, beobachtet. Eine flache Innenschelfposition ist für die Wolayerkalke auch zu postulieren, während die Uggwakalke mehr in Richtung Außenschelf anzusiedeln sind.

Zuletzt deutet noch die Geometrie auf ein mögliches Kaltwasserkarbonat hin. Sowohl das rezente Beispiel (JAMES, 1990) als auch tertiäre Kaltwasserkarbonate (NEBELSICK, 1989) haben keine ausgeprochene Topographie im Sinne eines mounds oder Bioherms. Vergleicht man die Mächtigkeiten der Wolayerkalke am Seekopfsockel (17 m) mit jenen am Valentintörl (8 m), diese Vorkommen gehören in die gleiche tektonische Einheit, so ist nur eine sehr weiträumige Aufwölbung zu bemerken, aber keine auffallende Topographie.

Dank

Auf dieses reizvolle Gebiet der altpaläozoischen Schichtfolge wurde ich durch einen Vortrag durch Herrn Kollegen Prof. FLAJS (Aachen) aufmerksam gemacht, der mich dann auch zur vorliegenden Arbeit angeregt hat. Für eine gemeinsame Begehung im Gelände sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Univ-Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB sowie Herrn Dipl.-Geol. G. HEISS herzlich. Wertvolle Diskussionsbeiträge steuerte Herr Prof. KOCH (Erlangen) bei. Die Dünnschliffaufnahmen besorgte Herr Dipl.-Geol. M. HARTLIEB (Erlangen).

Literatur

ALBERSTADT, L.P., WALKER, K.R. & ZURAWSKI, R.P. (1974): Patch Reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and Vertical Zonation in Ordovician Reefs. – Geol. Soc. Amer. Bull., **85**, 1171–1182, 10 Abb., New York.

BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Developments in Sedimentology, **12**, 658 S., 359 Abb., Amsterdam (Elsevier).

BERRY, W.B. & BOUCOT, A.J. (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician – Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. – Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 275–284, Chicago.

CANTRELL, D.L. & WALKER, K.R. (1985): Depositional and diagenetic patterns, ancient oolite Middle Ordovician, eastern Tennessee. – J. Sed. Petrol., **55**, 518–531, Tulsa.

CLEMENT, J.H. (1985): Depositional Sequences and Characteristics of Ordovician Red River Reservoirs, Pennel Field, Williston Basin, Montana. – In: ROEHL, P.O. & CHOQUETTE, P.W. (Eds.): Carb. Petr. Reservoirs, 71–84, 15 Abb., New York (Springer).

DOROBEK, S.L. (1987): Petrography, geochemistry, and origin of burial diagenetic facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (carbonate rocks), Central Appalachians. – Amer. Ass. Petrol. Bull., **71**, 492–514, Tulsa.

DOROBEK, S.L. & READ, J.F. (1986): Sedimentology and basin evolution of the Siluro-Devonian Helderberg Group, Central Appalachians. – J. Sed. Petrol., **56**, 601–613, Tulsa.

DULLO, W.-Ch. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leithakalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Facies, **8**, 1–112, 22 Abb., 15 Taf., 2 Tab., Erlangen.

DULLO, W.-Ch. (1986): Variation in diagenetic sequences: An example from Pleistocene coral reefs, Red Sea, Saudi Arabia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): 77–90, 7 Abb., 1 Tab., Berlin (Springer)

DULLO, W.-Ch. (1990): Facies and diagenesis of Pleistocene Reefs, Saudi Arabia. – Facies, **22**, 1–46, Taf. 1–3, 21 Abb., 1 Tab., Erlangen.

EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Nordwest Territories. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **19**, 730–781, 11 Abb., 19 Taf., Calgary.

FAGERSTROM, J.A. (1987): The Evolution of Reef Communities. – 600 S., 51 Taf., New York (Wiley).

FELDMANN, H.R. (1989): Taphonomic Processes in the Waldron Shale, Silurian, Southern Indiana. – Palaios, **4**/2, 144–156, 12 Abb., 2 Tab., Tulsa.

FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Taf., 33 Tab., Berlin (Springer).

FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. – 633 S., 78 Abb., 53 Taf., 58 Tab., Berlin (Springer).

FLÜGEL, H.W. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., **102**, Nr. 13, 289–297, Wien.

FRYKMAN, P. (1986): Diagenesis of Silurian bioherms in the Klinteberg formation, Gotland, Sweden. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.):, 399–423, 8 Abb., Berlin (Springer).

FÜCHTBAUER H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – 1141 S., 660 Abb., 11 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).

GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl., **102**, 113–199, 16 Abb., 5 Taf., Wien.

GROVER, G., & READ, J.F.Jr. (1983): Sedimentology and diagenesis of middle ordovician carbonate buildups, Virginia. – SEPM Core Workshop, **4**/16–17, 2–25, 8 Abb., Tulsa.

HARLAND, T.L., PICKERILL, R.K. & FILLION, D. (1987): Establishment and development of patch reefs in the intracratonic Ordovian sequence near Chicontimi (Quebec). – Lethaia, **20**/3, 189–208, 13 Figs., Oslo.

JAMES, N.P. (1990): Cool water carbonate sediments: Viable analogues for Paleozoic limestones?. – 13th Inter. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts of Papers, 245–246, Nottingham.

JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (1983): Limestones – the seafloor diagenetic environment. – Geoscience Canada, **10**, 162–179, Calgary.

JUX, U. & MANZE, U. (1979): Glazialeustatisch gesteuerte Sedimentationsabläufe auf dem kaledonischen Schelf (Mittelschweden) an der Wende Ordovizium-Silur. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**, 155–188, 7 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Stuttgart.

KAPP, U. (1975): Paleoecology of Middle Ordovician stromatoporoid mounds in Vermont. – Lethaia, **8**, 195–207, 9 Figs., Oslo.

KLAPPA, C.F. & JAMES, N.P. (1980): Small lithistid sponge bioherms, early Middle Ordovician Table Head Group, western Newfoundland. – Bull. of Canad. Petrol. Geol., **3**, 425–451, 29 Figs., Calgary.

KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW-Germany. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): 224–243, 7 Abb., Berlin.

LOGAN, B.W. & SEMENIUK, V. (1976): Dynamic metamorphism processes and products in Devonian carbonate rocks: Canning Basin, Eastern Australia. – Geol. Soc. Australia Spec. Publ., **6**, 136 S., 97 Abb., 11 Taf., Sidney.

LOHMANN, K.C. & MEYERS, W.J. (1980): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high magnesium calcites. – J. Sed. Petrol., **47**, 1075–1088, Tulsa.

LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate Diagenetic Textures from nearshore Diagenetic Environments. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., **64**/4, 461–487, 18 Abb., Tulsa.

MARSHALL, J. (1986): Regional distribution of submarine cements within an epicontinental reef system: Central Great Barrier Reef, Australia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.):, 8–26, 9 Abb., Berlin (Springer).

MATZNER, C. (1986): Die Zlambachschichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – Facies, **14**, 1–106, 70 Abb., 13 Taf., 10 Tab., Erlangen.

MEYERS, W.J. & LOHMANN, K.C. (1978): Microdolomite-rich syntaxial cements: proposed meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian limestones, New Mexico. – J. Sed. Petrol., **48**, 475–488, Tulsa.

NEBELSICK, J.H. (1989): Temperate water carbonate facies of the Early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria). – Facies, **21**, 11–40, Taf. 2–8, 10 Abb., 1 Tab., Erlangen.

PITCHER, M. (1965): Evolution of Chazyan (Ordovician) reefs of eastern United States and Canada. – Bull. Cand. Petr. Geol., **3**, 632–691, 49 Abb., 3 Taf., Calgary.

PURSER, B.H. & SCHRÖDER, J.H. (1976): The diagenesis of reefs: A brief review of our present understanding. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): 424–446, 4 Abb., Berlin (Springer).

PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profils (Karnische Alpen, Österreich). – Abh. Geol. B.-A, **40**, 121 S., 39 Abb., 24 Taf., Wien.

READ, J.F. (1982): Geometry, facies, and development of Middle Ordovician carbonate buildups, Virginia Appalachians. – Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **66**, 189–209, Tulsa.

RICHTER, D.K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **15**, 310 S., 64 Abb., 5 Taf., 12 Tab., Bochum.

RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine. – In: FÜCHTBAUER H. (Ed.): Sedimente und Sedimentgesteine. – 233–434, Stuttgart (Schweizerbart).

RIDING, R. (1971): Reef concepts. – Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., **2**, 209–214, Miami.

RIDING, R. (1990): Organic reef categories. – 13th Inter. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts of Papers, S. 458, Nottingham.

ROSS, J.R. (1981): Ordovician environmental heterogeneity and community organization. – In: GRAY, J. (Ed.): Communities of the Past. – 1–33, 15 Abb., Stroudsburg (Hutchinson & Ross).

SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. – Nature, **305**, 19–22, London.

SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Palaeoenvironmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. – B.R.G.M., **73**, 367–376, 2 Taf., Paris.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. Mit einem geochronologischen Beitrag von S. SCHARBERT. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Geologische Karte Blatt 197 Kötschach 1 : 50.000 mit drei Spezialkarten 1 : 10.000, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1985, 34–52, Abb., 10–15, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), **43**, 107–115, 4 Abb., London.

SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Stratigraphy, biogeography and climatic relationship of the Alpine Paleozoic. – Jb. Geol. B.-A., **134**/4, Wien (im Druck).

SHEEHAN, P.M. (1973): The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas. – Lethaia, **6**, 147–154, Upsala.

SPRINKLE, J. & KIER, P.M. (1987): Phylum Echinodermata. – In: BOARDMAN, R.S., CHEETHAM, A.H. & ROWELL, A.J. (Eds.): Fossil Invertebrates, 550–611, Oxford (Blackwell).

STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. Geol. R.-A., **24**, 135–272, Wien.

STEINEN, R.P., MATTHEWS, R.K. & SEALY, H.A. (1978): Temporal variation in geometry and chemistry of the freshwater phreatic lens: The coastal carbonate aquifer of Christ Church, Barbados, West Indies. – J. Sed. Petrol., **48**, 733–742, 5 Abb., Tulsa.

VAI, G.B. (1971): Ordovicien des Alpes Carniques. – Coll. Ordov. Silurien Brest, 1971, Mem. B.R.G.M., **73**, 437–450, Orsay.

VAI, G.B. (1974): Stratigrafia e Paleogeografia Ercinici delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. Italiana, **13**, 7–37, Pisa.

WALKER, K.R. & ALBERSTADT, L.P. (1975): Ecological successions: an aspect of structure in fossil communities. – Paleobiology, **1**, 238–257, Chicago.

WALLISER, H.O. (1964): Conodonten des Silurs. – Abh. Hess. L. – Amt Bodenforsch., **41**, 106 S., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden.

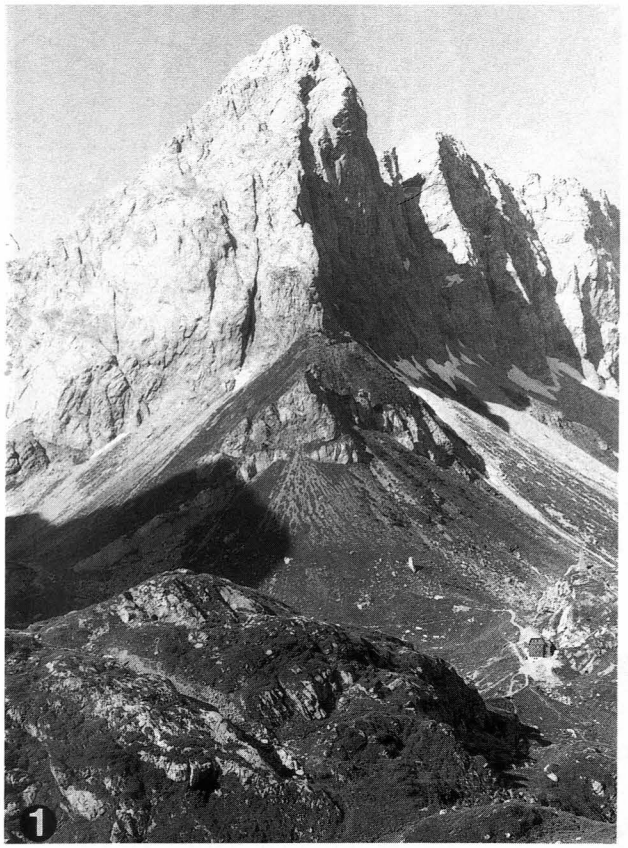
Tafel 1

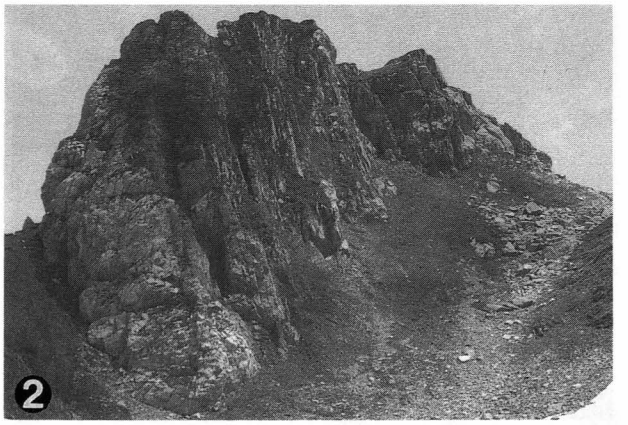
Fig. 1: **Blick auf den devonischen Seekopf vom Rauchkofelboden aus.**
An der Basis erkennt man die dünne Rippe der ordovizischen Wolayerkalke (vgl. Fig. 2).

Fig. 2: **Blick auf das Valentintörl vom oberen Rauchkofelboden aus.**
Die mächtige, massige Basis wird aus Wolayerkalk aufgebaut, der von einer Silurfolge überlagert wird (vgl. Fig. 3).

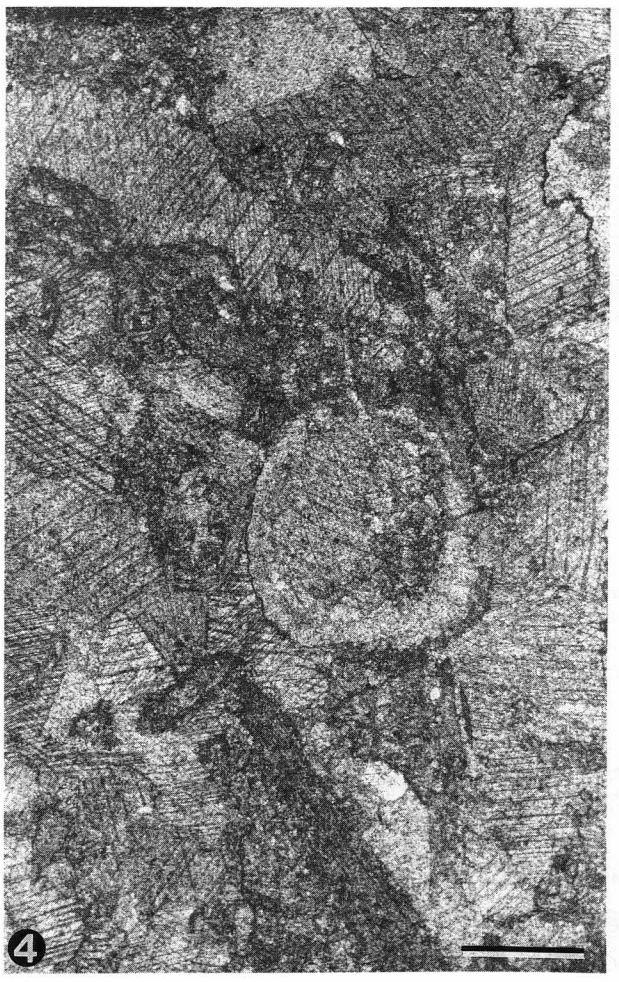
Fig. 3: **Pelmatozoen-Schutt im Wolayerkalk des Rauchkofelbodens.**
Teilweise sind die Stielglieder gut zu erkennen sowie Brachiopodenschalen, unter denen „shelter porosity" sich bilden konnte, heute mit Sparit zementiert.
Bildbreite ca. 7 cm.

Fig. 4,5: **Bildpaar aus dem Wolayerkalk des Seekopfsockels mit normalem Durchlicht (1) und Kathodolumineszenz (2).**
Sehr gut ist die ursprüngliche Echinodermenschuttgröße im rechten Bild zu sehen.
Maßstab = 0,8 mm.


1


2

3


4

5

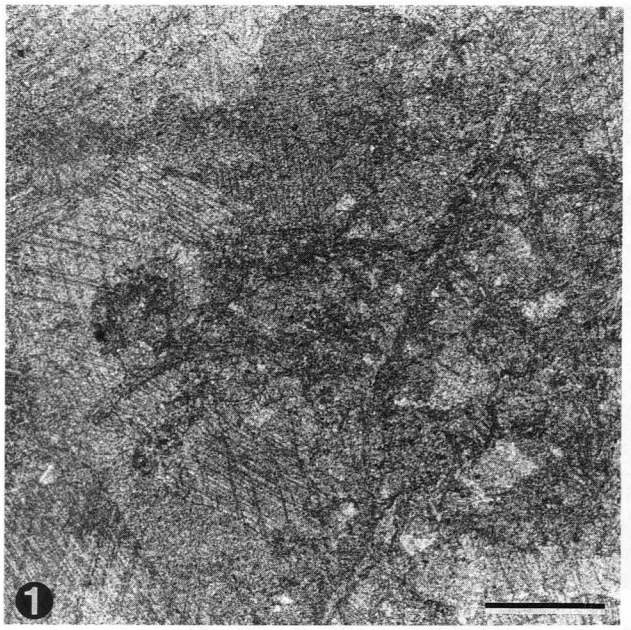
Tafel 2

Fig. 1,2: **Bildpaar aus dem Wolayerkalk des Seekopfsockels mit normalem Durchlicht (1) und Kathodolumineszenz (2).** Deutlich treten im rechten Bild das Bryozoengehäuse sowie die zonar gebauten Blockzemente in Erscheinung. Maßstab = 1 mm.

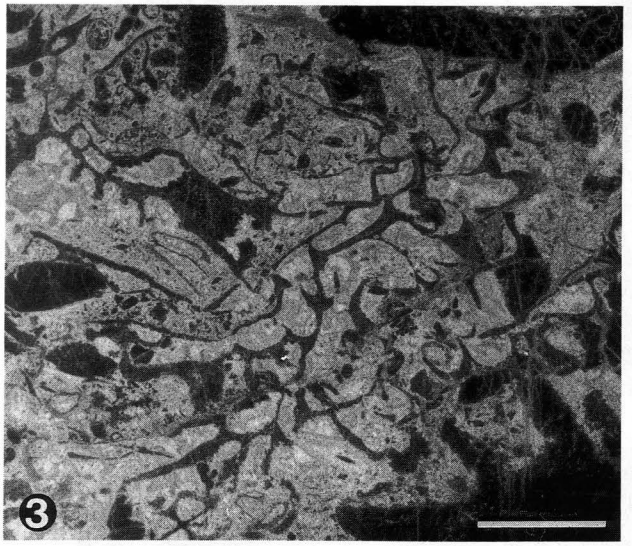
Fig. 3: **Neben grobem Echinodermenschutt sind in der parautochthonen Akkumulation der Wolayerkalke immer wieder filigrane Bryozoen häufig.** Rauchkofelboden, Kathodolumineszenz. Maßstab = 1 mm.

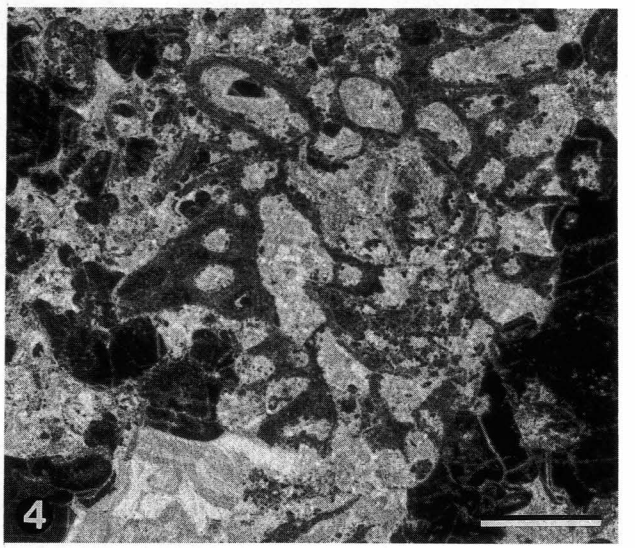
Fig. 4: **Das typische Schliffbild der Wolayerkalke unter Kathodolumineszenz zeigt einen ausgewaschenen Karbonatsand des höher energetischen Bereichs.** Valentintörl. Maßstab = 1 mm.

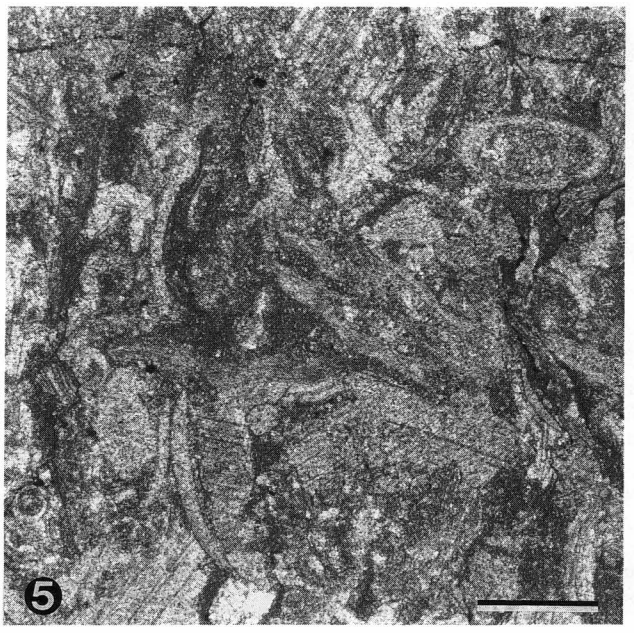
Fig. 5,6: **Bildpaar aus den Uggwakalken der Cellonetta-Lawinenrinne mit normalem Durchlicht (5) und Kathodolumineszenz (6).** Neben den kennzeichnenden Echinodermen sind in beiden Bildern Trilobitenreste und Brachiopodenschalen zu beobachten. Maßstab = 1 mm.

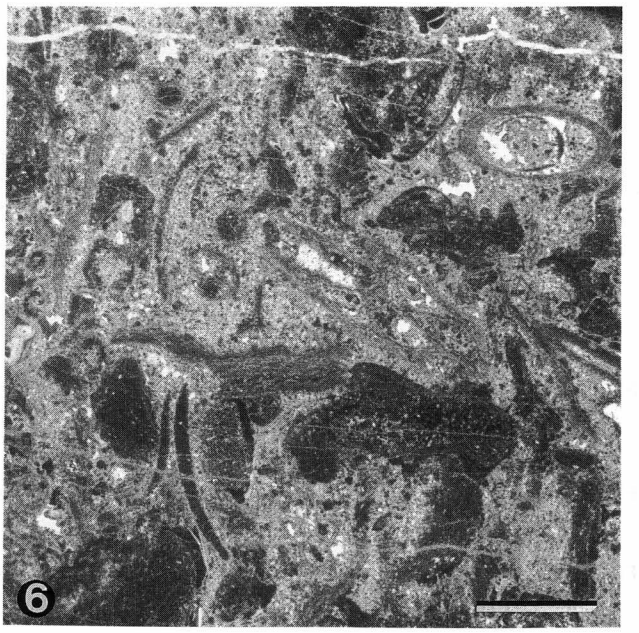

1

2


3


4


5

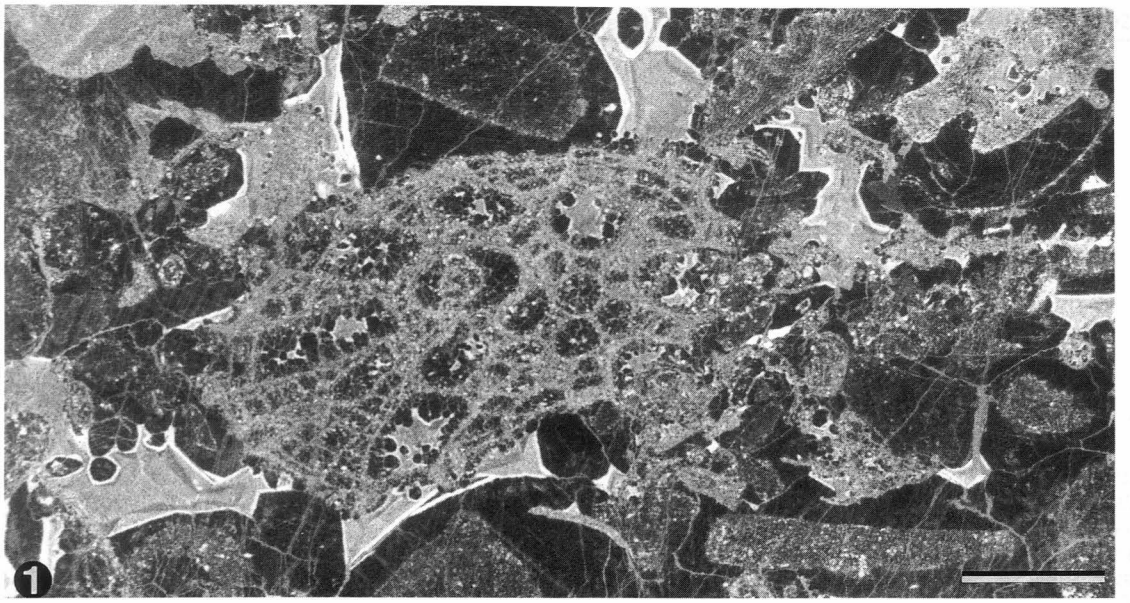

6

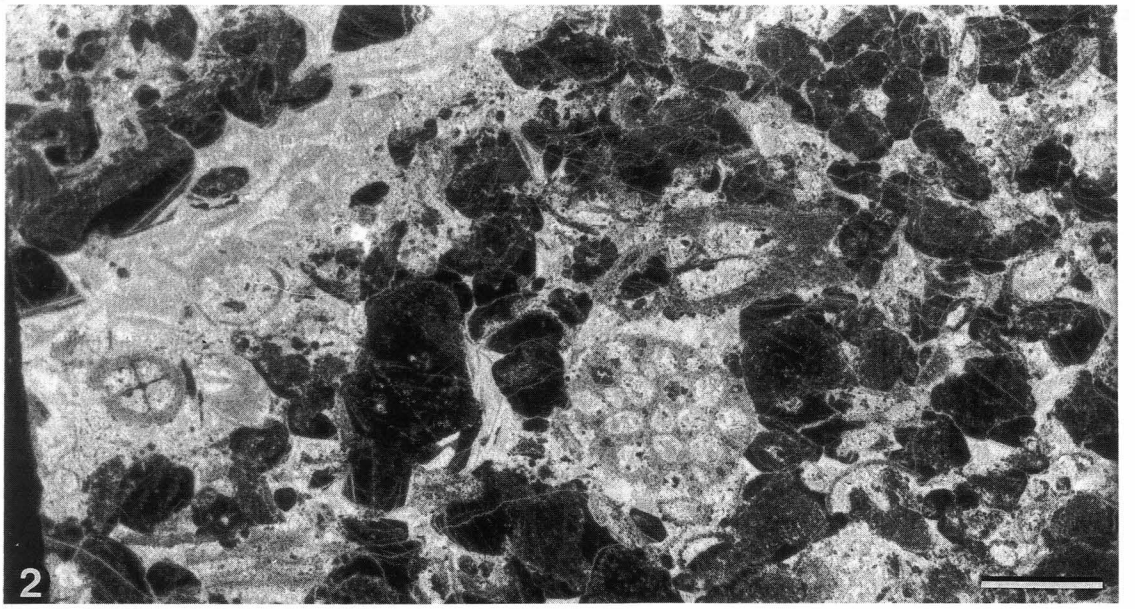
Tafel 3

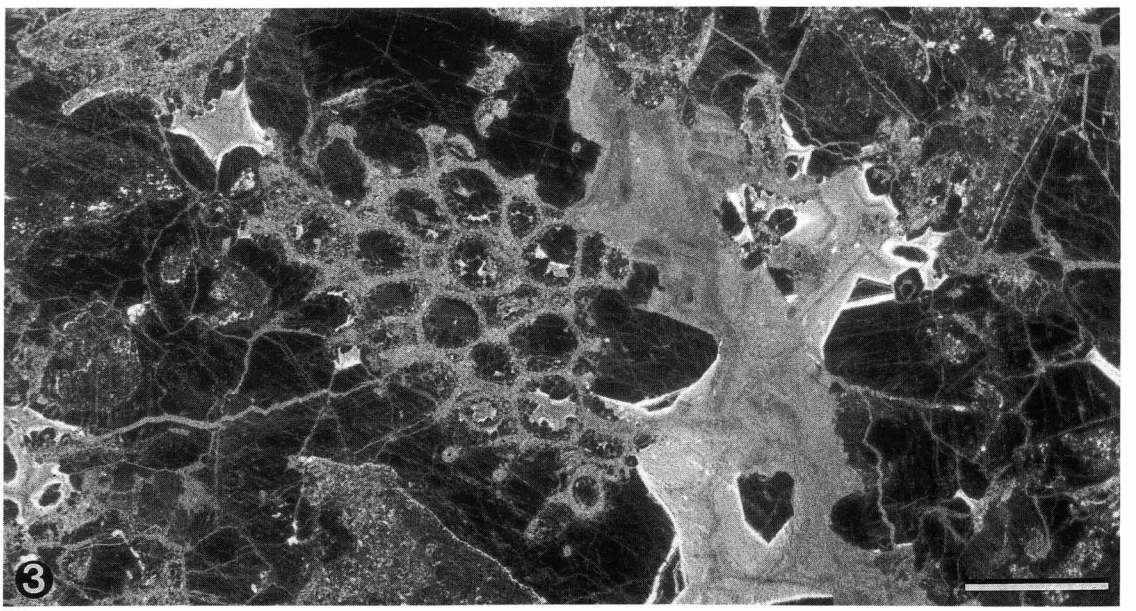
Fig. 1: **Wolayerkalk des Valentintörls in Kathodolumineszenz.**
Als Relikte einer frühen marinen Zementation finden sich in den Bryozoenröhren diagenetisch verbreiterte, wohl ursprünglich aus Hochmagnesiumkalzit zusammengesetzte Zementbänder.
Maßstab = 1 mm.

Fig. 2: **Ausgewaschener Pelmatozoenschutt vom Rauchkofelboden.**
Kathodolumineszenz.
Maßstab = 1,4 mm.

Fig. 3: **Grober Echinodermenrimzement um eine Bryozoenkolonie vom Valentintörl.**
Kathodolumineszenz.
Maßstab 1,2 mm.


1


2


3

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 1	S. 335–379	Wien, März 1992

Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie und Geochemie

Von MATTHIAS HINDERER*)

Mit 27 Abbildungen, 6 Tabellen, 5 Tafeln und 1 Farbkarte (Beilage)

Österreich
Italien
Karnische Alpen
Paläozoikum
Sedimentologie
Stratigraphie
Petrographie
Geochemie
Vulkanoklastite

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 196

Inhalt

Zusammenfassung ... 336
Abstract ... 336
1. Einleitung ... 338
1.1. Problemstellung ... 338
1.2. Verbreitung und Ausbildung der Fleonsformation ... 338
1.3. Bisheriger Forschungsstand ... 338
2. Methodik ... 338
3. Geologischer Rahmen ... 340
3.1. Stratigraphie ... 340
3.2. Palynologische Untersuchungen ... 340
3.3. Metabasalte ... 340
3.4. Porphyroide ... 340
3.5. Metamorphose ... 342
3.6. Tektonik ... 342
4. Sedimentologie ... 342
4.1. Methodik ... 342
4.2. Lithostratigraphisches Profil Raudenspitz ... 345
4.3. Interpretation des Profils ... 346
5. Petrographie ... 347
5.1. Methodik ... 347
5.2. Detritischer Mineralbestand ... 347
5.2.1. Quarz ... 347
5.2.2. Feldspäte ... 347
5.2.3. Schichtsilikate ... 348
5.2.4. Schwerminerale ... 348
5.3. Gesteinsfragmente ... 348
5.3.1. Vulkanische Komponenten ... 349
5.3.2. Sedimentäre Komponenten ... 349
5.3.3. Metamorphe Komponenten ... 349
5.4. Matrix ... 350
5.5. Mineralneubildungen und Kluftminerale ... 350
5.6. Petrographische Einteilung der Fleonsformation ... 350
5.6.1. Grauwacken und konglomeratische Grauwacken ... 351
5.6.2. Quarzite ... 352
5.6.3. Siltite und Tonschiefer ... 352
5.7. Visdende-Schichten ... 352
5.7.1. Quarzite und quarzitische Schiefer ... 352
5.7.2. Konglomerate ... 352

*) Dipl.-Geol. MATTHIAS HINDERER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen.

6. Detritischer Modalbestand ... 352
6.1. Methodik ... 352
6.2. Ergebnisse der Modalanalyse ... 353
6.3. Aufarbeitung von Sanden am Beispiel der Fleonsformation ... 355
6.4. Klassifikation nach dem Modalbestand ... 355
7. Sedimentgeochemie ... 356
8. Mikrosondenanalysen ... 359
8.1. Vorbemerkungen ... 359
8.2. Pyroxene ... 359
8.2.1. Methodik ... 359
8.2.2. Pyroxene des Diabaslagerganges ... 359
8.2.3. Klastische Pyroxene ... 359
8.2.4. Magmentypisierung mit Hilfe der Pyroxene ... 360
8.3. Granate ... 361
8.3.1. Methodik ... 361
8.3.2. Granate des Porphyroids ... 361
8.3.2. Klastische Granate ... 361
8.4. Feldspäte ... 362
9. Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse ... 362
9.1. Das Liefergebiet ... 362
9.2. Der Ablagerungsraum ... 362
10. Plattentektonische Position der Fleonsformation ... 364
11. Schlußfolgerungen zur Stellung der Fleonsformation in der geodynamischen Entwicklung der Ost- und Südalpen während des Paläozoikums ... 365
Dank ... 367
Literatur ... 367

Zusammenfassung

Im schwach metamorphen Paläozoikum der westlichen Karnischen Alpen tritt eine vulkanoklastische Serie auf, die als Fleonsformation bezeichnet wird. Sie setzt sich aus Quarziten, quarzitischen Schiefern, vulkanogenen Grauwacken und Konglomeraten zusammen. Trotz einer Einbeziehung der Fleonsformation in die Diskussion um die Entwicklung des Karnischen Bekkens während des Paläozoikums, fehlte eine Bearbeitung bisher. Mit der vorliegenden Untersuchung über die Sedimentologie, Petrographie und Geochemie der Fleonsformation im Bereich der Typlokalität soll zur Schließung dieser Lücke beigetragen werden.

Sedimentstrukturen und Sequenzen zeigen für die Fleonsformation ein wellendominiertes, litorales Ablagerungsmilieu an, in das Fandeltas mit unreifem und teilweise grobem Detritus vorstoßen. Petrographisch kann dabei eine Quarzitische Serie und eine Grauwackenserie unterschieden werden. Die Quarzitische Serie ist im wesentlichen ein Aufarbeitungsprodukt der Grauwackenserie, was durch Übergangsglieder belegt ist. Die sich mit der Fleonsformation verzahnenden Visdende-Schichten werden als feinklastische Beckenfazies interpretiert. In der Grauwackenserie können anhand des Modalbestandes eine quarzfeldspatreiche und eine quarzfeldspatarme Gruppe unterschieden werden. Die quarzfeldspatreiche Gruppe wird von saurem, die quarzfeldspatarme von basischem, vulkanogenem Detritus dominiert. Letztere besitzt zudem einen höheren Anteil an Abtragungsprodukten eines metamorphen Sockels.

Das Liefergebiet der Fleonsformation kann entsprechend als ein Dreikomponentensystem betrachtet werden. Einem Sokkel, der vorwiegend von (Meta-) Sedimenten und untergeordnet von Granitoiden und Ultramafiten aufgebaut wird, sitzt ein bimodaler Vulkanismus auf. Mineralchemische Untersuchungen klastischer Pyroxene zeigen einen mildalkalischen Basaltvulkanismus an, der Diabaslagergängen im Arbeitsgebiet entspricht. Über Granatanalysen, gesamtchemische Analysen und Geländebefunde läßt sich zudem eine Beziehung zu den Porphyroiden der westlichen Karnischen Alpen herstellen. Es werden Modelle für eine Backarc-Position oder für eine postkollisionale Rift-Situation diskutiert.

Das Alter der Fleonsformation wird in der Literatur kontrovers mit Oberordovizium oder Unter-Westfal angegeben. Der Versuch einer Datierung eingelagerter Feinklastika mit Hilfe von Palynomorphen war nicht erfolgreich, weshalb eine biostratigraphische Absicherung des Alters nach wie vor aussteht. Die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen jedoch für ein ordovizisches Alter. Folgende Argumente sind anzuführen:

1) Es bestehen sedimentologisch vergleichbare Verhältnisse, wie sie von den ordovizischen Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen bekannt sind.
2) Die oberordovizischen Porphyroide waren mit großer Wahrscheinlichkeit der Lieferant des sauren Vulkanitschuttes der Grauwackenserie.
3) Das Fehlen jeglicher Spuren eines Pflanzeneintrags, der in einem karbonischen deltaisch-litoralen Milieu des Südalpins zu erwarten wäre.

The Volcaniclastic Fleons Formation in the Western Carnic Alps – Sedimentology, Petrography and Geochemistry

Abstract

A psammitic to psephitic volcaniclastic sequence, known as the Fleons Formation, occurs between phyllitic schists (Visdende Formation) in the western Carnic Alps. It consists of quartzitic schists, quartzites, volcaniclastic greywackes, and conglomerates. Up to recent time an investigation of the Fleons Formation was missing despite a discussion about its role in the

evolution of the Carnian Basin during the Variscan cycle. This paper provides new data on the sedimentology, petrography, and geochemistry of the Fleons Formation based on investigations in the area of its type locality (Monte Fleons/Raudenspitz).

The sedimentary environment of the Fleons Formation can be reconstructed because sedimentary structures and sequences are fairly well preserved. They indicate an interaction of a wave-dominated shoreline environment with a locally evolved fan-delta environment. The shoreline environment is petrographically documented in a Quartzitic Series (equivalent to the "Tscharrknollenfazies" west of the investigated area) whereas the Greywacke Series ("Fleonsgrauwacken") originates from the coarser and immature clastics of the fan-delta environment. Accordingly, the Quartzitic Series originates from reworking of the Greywacke Series. The Visdende Formation can be considered as a deeper basin facies. The close relationship of both formations is documented by the interdigitation of both facies types.

The modal analysis of the detritic components shows that the greywackes can be divided in a quartz-feldspar-poor and a quartz-feldspar-rich type. The first type is dominated by acidic volcanic detritus, the second type by basic volcanic detritus. Further, the latter includes a higher amount of detritus from a metamorphic basement.

The provenance of the Greywacke Series can be considered as a three component system: basic and acidic volcanic rocks which are developed on a basement including mainly metasediments, subordinate granitoids and ultramafites. Microprobe analysis of clastic pyroxenes indicates the presence of mildly alkaline basalt volcanism, which is documented by sills in the area nearby. The acidic volcaniclastic input to the Fleons Formation can probably originate from the porphyroids of the western Carnic Alps. This relationship is supported by garnet microprobe analysis, bulk chemistry, and field observations. An identical garnet type could be found as phenocryst in the porphyroids and as clast in the Fleons Formation. The plate-tectonic position of the Fleons Formation is best described as a backarc or post collisional rifting situation.

The stratigraphic position of the Fleons Formation is still controversial. An Ordovician or Carboniferous age is discussed, but, biostratigraphic evidence is missing. The new investigations carried out support an Ordovician age. The arguments are as follows:

1) The sedimentary environment of the Fleons Formation and Visdende Formation corresponds to the environment of the Ordovician clastic sediments of the central and eastern Carnic Alps.
2) Acidic volcanic detritus of the Greywacke Series of the Fleons Formation is most probably derived from the Ordovician porphyroids.
3) Finally, no traces of an input of plant remains were found, which should be expected to occur in a Carboniferous deltaic-coastal environment of the Southalpine realm.

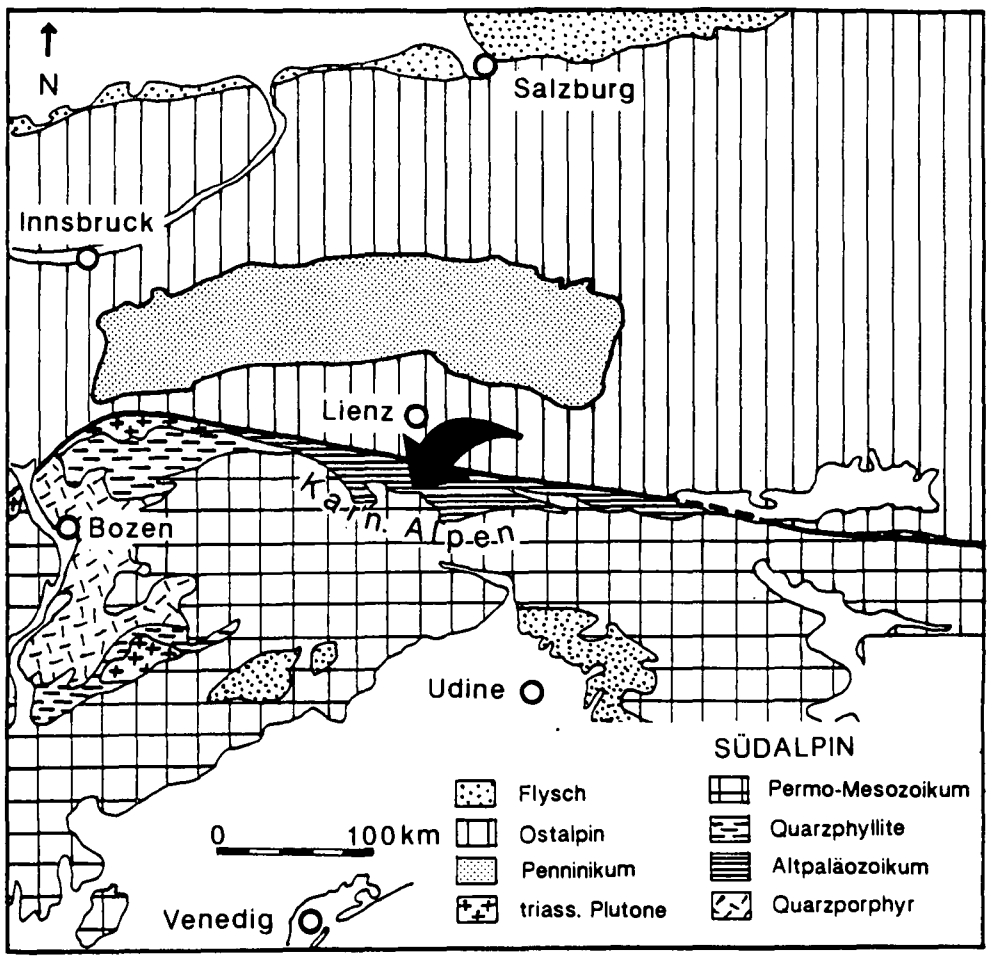


Abb. 1.
Vereinfachte geologische Übersichtskarte nach BÖGEL & SCHMIDT (1976).
Der Pfeil kennzeichnet die Lage des Arbeitsgebietes.

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Die zentralen und östlichen Karnischen Alpen sind ein klassisches Studienobjekt für die Erforschung des Paläozoikums in Europa (TOLLMANN, 1985) (Abb. 1). Ganz im Gegensatz dazu steht die geringe Aufmerksamkeit, die dem Westteil der Karnischen Alpen entgegengebracht wurde. Ursache sind zahlreiche Unsicherheiten über die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse, infolge der metamorphen Überprägung, des Mangels an Fossilien und einer komplexen Tektonik. Bestehende Einteilungen beruhen überwiegend auf lithologischen Vergleichen mit den zentralen Karnischen Alpen.

Besonders problematisch ist die Zuordnung der in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreiteten Klastika. Diese liegen in Form von phyllitischen Tonschiefern, Quarzphylliten und Quarziten vor und werden als Visdende-Schichten zusammengefaßt. In sie eingelagert sind Porphyroide (vgl. HEINISCH, 1981), Vorkommen von Metabasalten und eine grobklastische Faziesvarietät, die als Fleonsformation bezeichnet wird. Zwischen den Klastika treten einzelne Züge von vorwiegend devonischen Karbonaten auf (Abb. 2). Ihre stratigraphische Beziehung zu den umliegenden Klastika ist infolge tektonischer Komplikationen meist nicht eindeutig zu klären.

Über die Klastika der westlichen Karnischen Alpen liegen bisher kaum Untersuchungen vor, obwohl sie immer wieder in die Diskussion um die Entwicklung des Karnischen Beckens vom Ordovizium bis Namur einbezogen werden (VAI 1975; SCHÖNLAUB, 1979; VAI & COCCOZZA, 1986). Bis in jüngste Zeit werden dabei gegensätzliche Auffassungen vertreten. VAI (1975) sowie VAI & COCCOZZA (1986) fassen den gesamten klastisch-vulkanogenen Komplex der westlichen Karnischen Alpen als eine Parallelentwicklung zum Komplex der Hochwipfelschichten einschließlich der Dimonserie auf und stellen diesen entsprechend in das mittlere Karbon. Demgegenüber wird v.a. von österreichischer Seite ein ordovizisches Alter vertreten (HERITSCH, 1936; SCHÖNLAUB, 1979, 1985) und ein Vergleich mit den ordovizischen Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen gezogen.

Die hier vorgelegten Ergebnisse einer grundlegenden Neubearbeitung der Fleonsformation im Bereich der Typlokalität (Monte Fleons/Raudenspitz) sollen ein Beitrag zur Klärung der genannten Fragen sein. Ziel der Untersuchungen war es, Aussagen über das Bildungsmilieu der Fleonsformation zu machen (Liefergebiet, Ablagerungsraum, geotektonischer Rahmen) und die Stellung der Fleonsformation in der Entwicklung des süd- bzw. ostalpinen Paläozoikums näher zu bestimmen.

1.2. Verbreitung und Ausbildung der Fleonsformation

Die Fleonsformation besitzt ihre größte Verbreitung mit einer Mächtigkeit bis über 500 m am Karnischen Hauptkamm zwischen Letterspitz und Raudenspitz (Monte Fleons) und im Bereich des Roßkars (Abb. 2). Das Auftreten der für die Fleonsformation charakteristischen massigen, dunkel- bis blaugrün gelegentlich auch dunkelviolett gefärbten Grauwacken („Fleonsgrauwacken"; PELLIZZER & TOMADIN, 1962) ist weitgehend auf diese beiden Bereiche beschränkt. Einige Partien sind konglomeratisch ausgebildet, so besonders im Bereich Roßkar („Roßkarkonglomerat").

Die Grauwacken werden stets von häufig grün gefärbten, sonst grauen Quarziten begleitet („Tscharrknollenfazies"). Die Quarzite sind vorwiegend feinlaminiert bis dünn gebankt, können aber in massiger Ausbildung Bankamplituden bis über 50 cm erreichen. Sie gehen unter zunehmender Einschaltung von phyllitischen Tonschiefern fließend in die quarzitischen Schiefer der Visdende-Schichten über.

In der hier vorliegenden Arbeit werden die beiden Gesteinsgruppen der Fleonsformation unter den Begriffen „Grauwackenserie" und „Quarzitische Serie" geführt. Damit sollen Mißverständnisse mit unterschiedlich gebrauchten und bislang unzureichend definierten Lokalbezeichnungen vermieden werden (z. B. Tscharrknollenfazies). Eine sedimentologische und petrographische Charakterisierung bzw. Abgrenzung beider Gruppen wird in den entsprechenden Abschnitten vorgenommen.

1.3. Bisheriger Forschungsstand

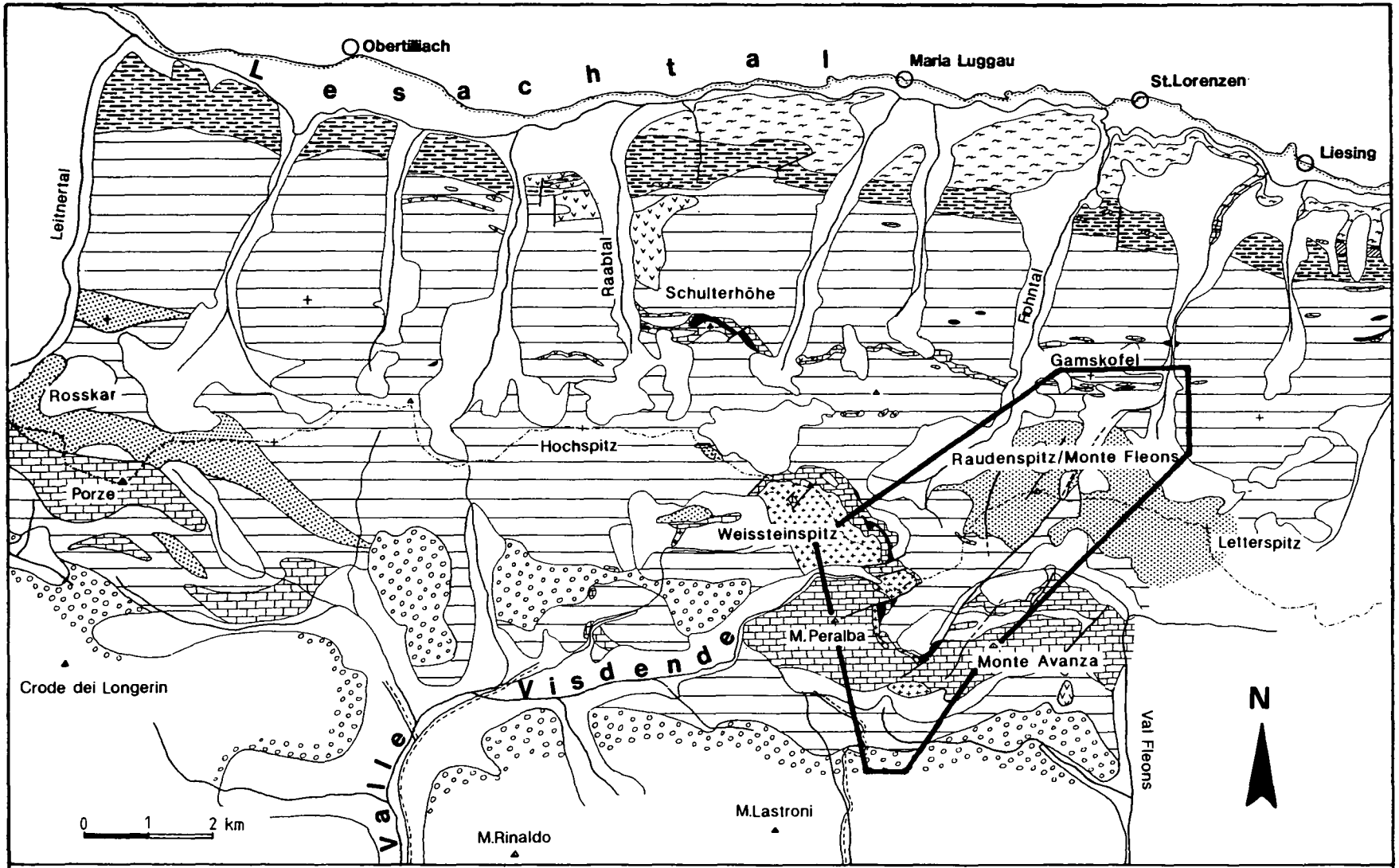
Über erste Dünnschliffuntersuchungen von Gesteinen der Fleonsformation berichtet FRECH (1894) in seiner Monographie über die Karnischen Alpen. Festgestellt wurden neben

„ ... normalem klastischen Material ... Bestandteile eruptiver Herkunft ... "

FRECH betrachtet die Fleonsformation bereits als fazielle Einschaltung in die Visdende-Schichten und faßt beide unter dem Begriff „Mauthener Schichten" zusammen. Er weist diesen Komplex dem Kambroordoviz zu. Von GEYER (1902) stammt die Typisierung der Gesteine der Fleonsformation als Diabastuffe, die in der Folge von HERITSCH (1936) übernommen wird. Während GEYER das Alter offen läßt, tritt HERITSCH für Ordovizium ein. SELLI (1946, 1963) verweist auf eine mögliche Beziehung der Fleonsformation zur Dimonserie, was ein karbonisches Alter bedeuten würde. Eine sedimentpetrographische Untersuchung von Gesteinen der Fleonsformation stammt von PELLIZZER & TOMADIN (1962). Die Autoren unterscheiden laminierte und kompakte Bereiche und klassifizieren die Gesteine als Grauwacken. Das Ablagerungsmilieu und die stratigraphische Stellung der Fleonsformation bleiben in dieser Arbeit unberücksichtigt. SCHÖNLAUB (1985) erwähnt Bryozoenfunde vom Westkamm der Raudenspitz, die ein ordovizisches Alter erhärten.

2. Methodik

Die Untersuchungen wurden schwerpunktmäßig im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons und Edigon durchgeführt. Hier erfolgte eine grenzüberschreitende Kartierung im Maßstab 1 : 10.000, die von der permomesozoischen Überlagerung im Süden bis zum Gamskofel im Norden reichte (siehe beiliegende Farbkarte). Im Bereich der Fleonsformation wurden detaillierte lithologische Profile aufgenommen und Faziesvarietäten auskartiert. Im gesamten Gebiet erfolgte die Entnahme zahlreicher Proben für Dünnschliffuntersuchungen,



GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER WESTLICHEN KARNISCHEN ALPEN ZWISCHEN LETTERSPITZ UND PORZE

VARISZIKUM

- Gailtalkristallin
- Tonalit
- Phyllite
- Tonschiefer ±quarzitisch
- Kalke
- Lydite
- Vulkanite
- Porphyroide
- Fleonsformation

POSTVARISZISCHES DECKGEBIRGE

- Grödener Schichten

Abb. 2.
Geologische Übersichtskarte der westlichen Karnischen Alpen.
Zusammengestellt nach unveröffentlichten Kartierergebnissen von G. FLAJS, nach SELLI (1946), GEYER (1902) und eigenen Ergebnissen.
Das Arbeitsgebiet im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons ist schwarz eingerahmt.

geochemische Analysen sowie einiger Proben für eine palynologische Aufbereitung. Die begleitende Einmessung und Auswertung tektonischer Elemente sollte zur Aufklärung tektonischer Zusammenhänge beitragen. Parallelbegehungen wurden vor allem im Bereich des Roßkars und des Obstanser Sees durchgeführt.

3. Geologischer Rahmen

3.1. Stratigraphie

Trotz einer häufig komplexen Detailtektonik sind einzelne lithologische Einheiten im W–E-Streichen der westlichen Karnischen Alpen oft über größere Strecken zu verfolgen. So gliederte SCHMID (1930) z. B. das Paläozoikum der Königswandgruppe in „Streifen" auf. Nach SCHÖNLAUB (1979) können daher die Verbandsverhältnisse als im großen Rahmen gewahrt angesehen werden.

Die W–E-streichenden paläozoischen Einheiten im Ostteil der westlichen Karnischen Alpen können in einen vorwiegend pelagisch geprägten nördlichen und einen vorwiegend flachmarinen südlichen Fazieskomplex unterteilt werden. Trennungslinie ist eine Störungszone nördlich der Fleonsformation. Ein stratigraphisch-fazielles Schema gibt Abb. 3 wieder. Die zeitliche Zuordnung beruht auf lithologischen Vergleichen mit den zentralen Karnischen Alpen und kann vor allem für das Silur (Schwarzschiefer und Lydite) und das Devon (Plattenkalke, Flaserkalke, helle Massenkalke) trotz fehlenden Fossilinhalts als sicher gelten. Die Stellung der Fleonsformation und der Visdende-Schichten ist aus den Geländebefunden nicht eindeutig zu klären (Störungskontakte, vgl. beiliegende Farbkarte).

Der heute im Norden des Untersuchungsgebietes liegende, geringmächtigere pelagische Komplex ist mit der Bischofsalm-Fazies in den östlichen Karnischen Alpen zu vergleichen. Im Ordovizium fehlen dort der Fleonsformation oder dem Porphyroid vergleichbare Einschaltungen. Es treten jedoch in der Position nördlich eines devonischen Flaserkalkzuges besonders im Bereich der Schulterhöhe mächtige Diabase auf (vgl. Kap. 3.3.). Im Silur ist eine Kieselschiefer-Kalk-Wechselfolge entwickelt. Von Klastika unterbrochen, schließen sich devonische Flaserkalke an, die in den Zentralkarnischen Alpen als Rauchkofel-Fazies bezeichnet werden. Riffkalke fehlen.

Der südliche Fazieskomplex repräsentiert dagegen ein überwiegend flachmarines Milieu, das ausgehend (?) von der Fleonsformation und dem Porphyroid nach einer Vertiefung im Silur (Schwarz- und Kieselschiefer) und Unterdevon (Plattenkalke, Flaserkalke) in eine mitteldevonische Riffplattform mündet.

Eine Beschreibung der einzelnen lithologischen Einheiten wird in HINDERER (1988) gegeben.

3.2. Palynologische Untersuchungen

Mit Hilfe von Palynomorphen konnten für bislang als fossilfrei geltende schwachmetamorphe Schiefer der Ost- und Südalpen in den letzten Jahren einige Datierungen gewonnen werden (SASSI et al., 1984; PRIEWALDER & SCHUMACHER, 1976; SCHNEPF, 1989). Wie diese Arbeiten zeigen, sind Funde bis in grünschieferfazielle Phyllite möglich. Es wurde angesichts der ungesicherten Altersfrage der Versuch unternommen, einige phyllitische Tonschieferproben aus der Fleonsformation und den umliegenden Visdende-Schichten auf Palynomorphen hin zu untersuchen.

Die Aufbereitung der 18 ausgewählten Proben erfolgte in Anlehnung an das Verfahren von JENKINS (1967) und RAUSCHER (1973).. Trotz systematischer Auswertung von 140 Glycerinpräparaten konnten keine mit Sicherheit biostratigraphisch verwertbaren Objekte gefunden werden. Auffallend ist, daß alle Proben kaum organisches Material führen, wie es beim Eintrag von Pflanzenhäcksel zu erwarten wäre. Da karbonische Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen eine zum Teil reichliche Pflanzenführung aufweisen, spricht dies gegen ein karbonisches Alter der Fleonsformation.

3.3. Metabasalte

Die Zusammenstellung neuer Untersuchungsergebnisse über die Metabasalt- und Porphyroidvorkommen in den westlichen Karnischen Alpen bleibt einer gesonderten Arbeit vorbehalten. Hier sollen nur die für eine spätere Diskussion notwendigen Ergebnisse zusammengefaßt werden.

Beprobt und mit Röntgenfluoreszenz unter Verwendung internationaler Standards analysiert wurden Diabaslagergänge nördlich des Öfner Jochs (s. Abb. 5 bzw beiliegende Farbkarte), ein Diabastuffvorkommen südlich der Zwölferspitz und ein Komplex effusiver Metabasalte im Raabtal. Alle untersuchten Metabasalte sind aufgrund der Spurenelementcharakteristik als mildalkalische Intraplattenbasalte anzusprechen. Die beprobten Vorkommen Öfner Joch und Raabtal können jedoch nicht auf ein gemeinsames Stammagma zurückgeführt werden. Neben Alkali-Olivinbasalten handelt es sich vorwiegend um Hawaiite und Mugearite. Niedrige Y-Gehalte und der mildalkalische Charakter weisen auf einen erhöhten Aufschmelzungsgrad hin und machen die Förderung in einem Intraplattenmilieu auf gedünnter kontinentaler Kruste wahrscheinlich. Über Ergebnisse von Mikrosondenuntersuchungen an Pyroxenen der Diabaslagergänge wird in Abschnitt 8.2. berichtet.

3.4. Porphyroide

Das Hauptvorkommen von Porphyroiden in den westlichen Karnischen Alpen ist unter der Bezeichnung Comelico-Porphyroid bekannt. Dieses Vorkommen liegt westlich außerhalb des bearbeiteten Gebietes. Untersuchungen liegen von HEINISCH (1981) und SASSI et al. (1979) vor.

Die Porphyroide im Bereich der Weißsteinspitz sind vom eigentlichen Comelico-Porphyroid getrennt (Verbreitung siehe beiliegende Farbkarte). Röntgenfluoreszenzanalysen von zehn Proben dieses Vorkommens zeigen eine geringe Streubreite und eine hohe Übereinstimmung mit den Daten für den Comelico-Porphyroid von HEINISCH (1981) und SASSI et al. (1979), so daß ein genetischer Zusammenhang anzunehmen ist. Nach den Analysen handelt es sich um subalkalische high-K-Rhyodazite bis Rhyolithe. Am wahrscheinlichsten ist die Förderung im Zusammenhang mit Subduktions- oder Kollisionsprozessen. Eine Ableitung aus

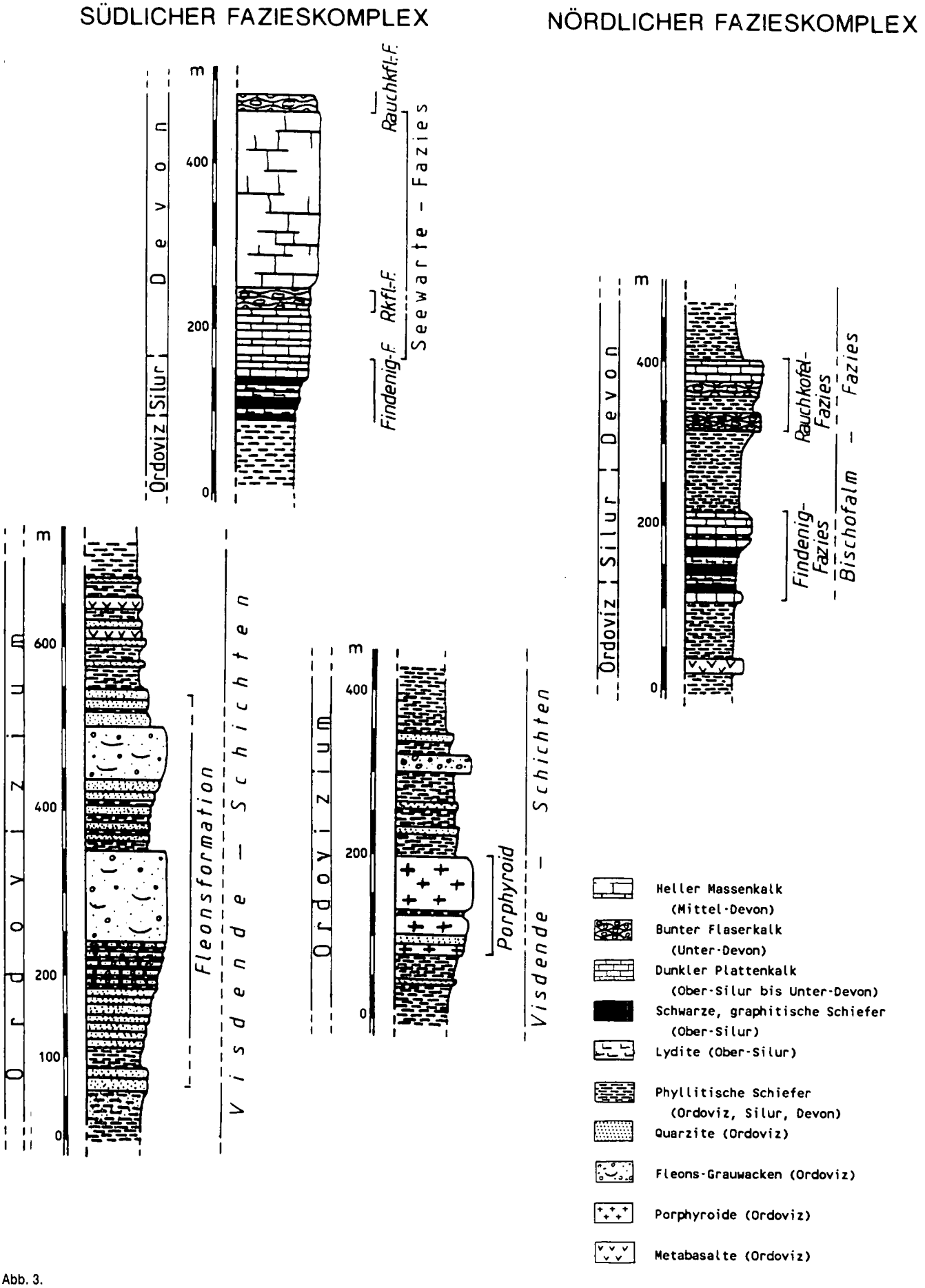


Abb. 3.
Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Ostteil der westlichen Karnischen Alpen.

den Metabasalten durch Kristallisationsdifferentiation ist nicht möglich.

3.5. Metamorphose

Im Gegensatz zum Ost- und Zentralteil sind die paläozoischen Serien im Westteil der Karnischen Alpen metamorph überprägt. Aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen kann der Temperaturbereich nur grob eingegrenzt werden, da fazieskritische Minerale weitgehend fehlen. Eine Abschätzung mit einer oberen Stabilitätsgrenze für Stilpnomelan bei Anwesenheit von Muskowit (WINKLER, 1979) und der Quarzrekristallisationstemperatur liefert einen Temperaturbereich von 300–450°. Anhand von Gefügemerkmalen ist ein leicht von N(NE) nach S(SW) zunehmender Metamorphosegrad innerhalb des Arbeitsgebietes festzustellen.

3.6. Tektonik

Begleitend zu den Kartierarbeiten erfolgte eine tektonische Aufnahme des Gebietes. Dabei konnten mindestens vier Deformationsphasen unterschieden werden, deren genaue Einordnung nur in größerem Rahmen zu klären ist. Es soll daher hier lediglich der Gebirgsbau des Untersuchungsgebietes anhand eines Profils erläutert werden (Abb. 4). Zur Orientierung kann die beiliegende Farbkarte herangezogen werden.

Im Bereich des Gamskofels grenzt die Fleonsformation entlang einer mehrfach aufgegliederten Störungszone an den nördlichen Fazieskomplex, der hier mit devonischen Flaserkalken und Kalkphylliten abschließt. Die Fleonsformation ist von dieser Störungszone bis an das Öfner Joch isoklinal verfaltet. Die Muldenbereiche sind ausgequetscht und werden von jüngeren Bruchstörungen durchzogen. Das Val Fleons wird von intensiv verfalteten Phylliten und Quarzphylliten eingenommen. Am Nordfuß des Monte Avanza quert das Profil eine intensive Schuppungszone, die sich an der gesamten nördlichen Basis des Kalkzuges von Monte Avanza, Monte Chiadenis, Monte Peralba, Weißsteinspitz bis zur Torkarspitz entlangzieht. In die Schuppung einbezogen sind dunkle Plattenkalke, Flaserkalke, Porphyroide, Schwarzschiefer mit Lyditen und Phyllite. Es kommt bei den Kalken häufig zu mehrfacher Schichtwiederholung. Südlich der hellen Massenkalke, die den schroffen Aufbau des Monte Avanza bilden, setzen erneut Phyllite mit eingelagerten Quarziten ein, die petrographisch den Gesteinen im Val Fleons sehr ähnlich sind. Im Bereich der Casa Vecchia greifen dann diskordant die postvariszischen Grödener Schichten über.

4. Sedimentologie

4.1. Methodik

Trotz der teilweise intensiven Deformation und Schieferung sowie der metamorphen Überprägung sind bereichsweise gut erhaltene Sedimentstrukturen und Sequenzen innerhalb der Fleonsformation zu beobachten. Soweit es die Geländeverhältnisse zuließen, wurden Profile aufgenommen und verschiedene Faziestypen auskartiert. Die Abbildungen 5 und 6 geben die erstellte Karte und zwei Profilschnitte wieder. Die ver-

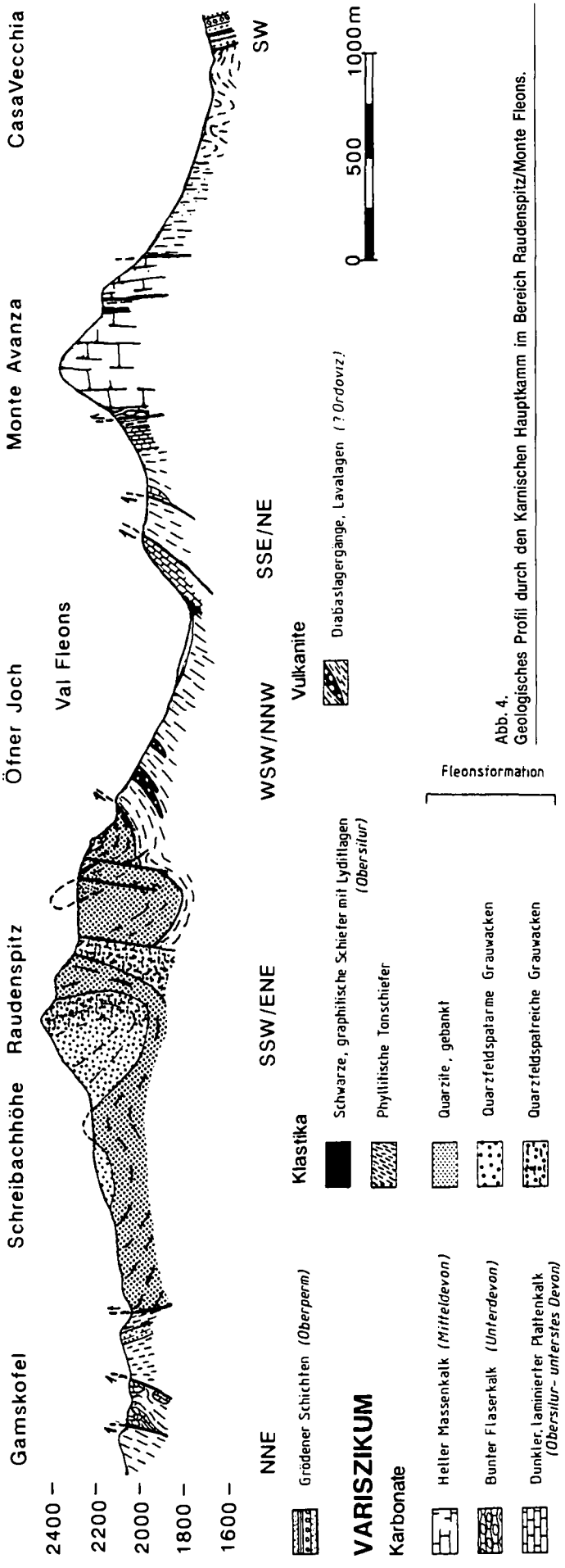


Abb. 4.
Geologisches Profil durch den Karnischen Hauptkamm im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons.

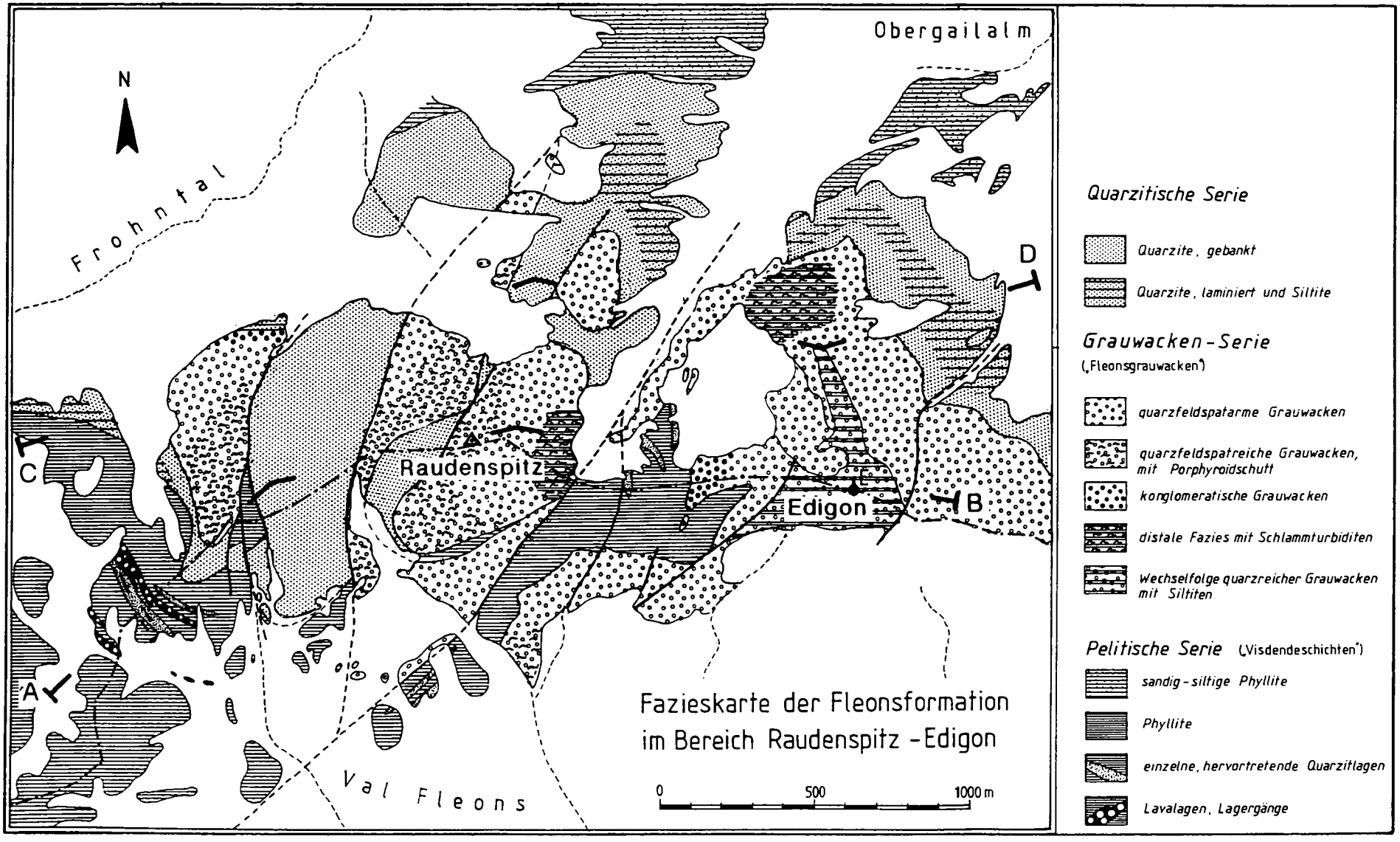


Abb. 5.
Fazieskarte der Fleonsformation für den Bereich Raudenspitz/Monte Fleons und Edigon.
Eingetragen ist die Lage der Profilschnitte von Abb. 6.

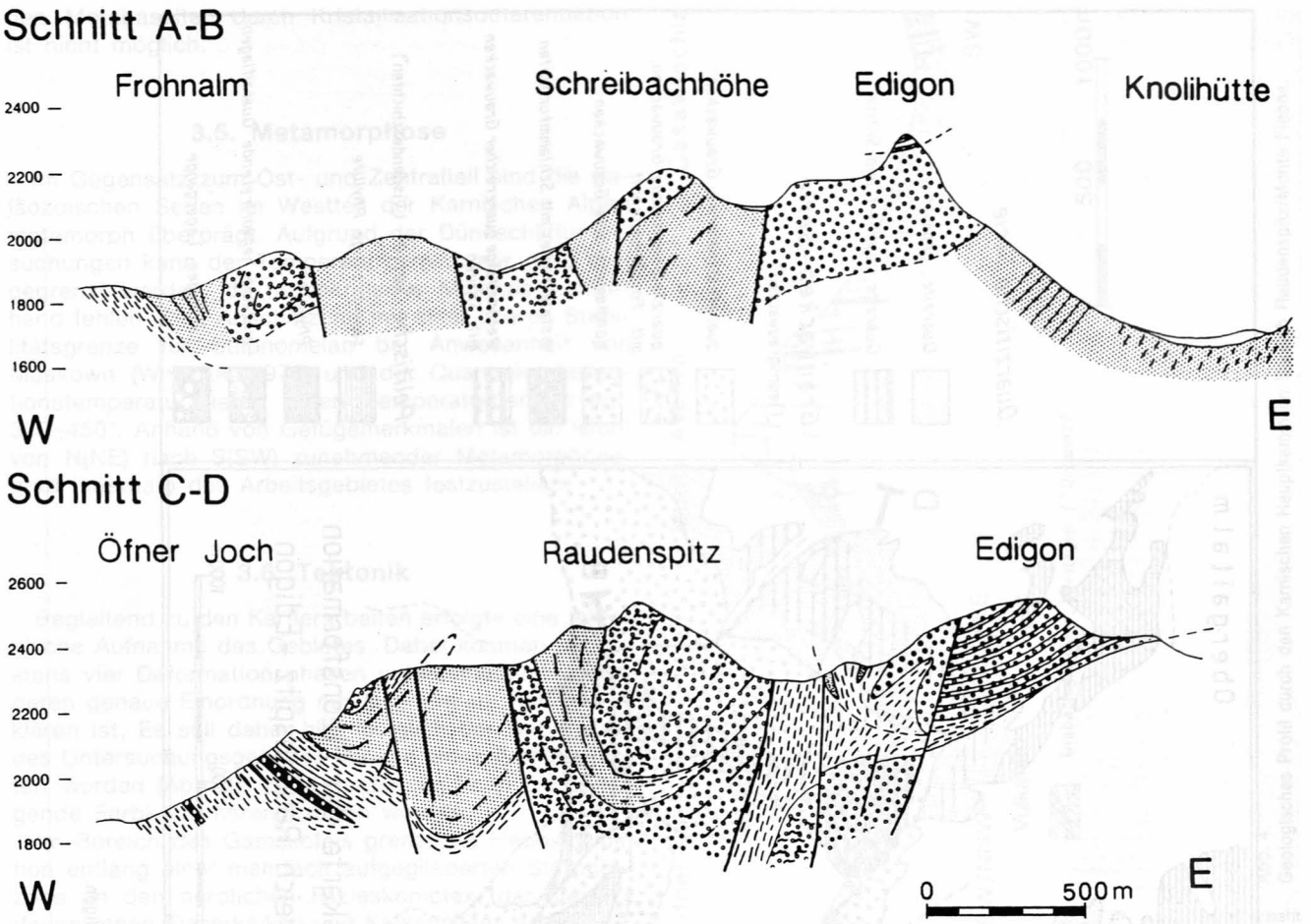


Abb. 6.
Zwei Profilschnitte durch die Fleonsformation.
Die Lage der Profile und Signaturen geht aus Abb. 5 hervor.

Abb. 7.
Der Kammabschnitt Raudenspitz/Monte Fleons – Edigon mit Blick von Süden.
Die Ansicht entspricht weitgehend dem Profilschnitt C-D in Abb. 6.

breitetsten Faziestypen sind auch in der beiliegenden Farbkarte angegeben.

Die unterschiedenen Faziestypen sollen anhand eines lithostratigraphischen Profils erläutert werden, das vom Gipfel der Raudenspitz dem Kamm nach Westen folgt und eine 350 m mächtige Abfolge der Fleonsformation erfaßt (Abb. 8). Die Abfolge ist steil gestellt, aber aufrecht lagernd. Es treten keine größeren tektonischen Komplikationen auf.

4.2. Lithostratigraphisches Profil Raudenspitz (Monte Fleons)

Das Profil setzt mit seiner Basis im Gipfelbereich der Raudenspitz ein. Die Profilfortsetzung ins Liegende konnte infolge schwieriger Aufnahmeverhältnisse (ausgesetzter Grat!) und tektonischer Komplikationen (isoklinale Faltenstruktur der Raudenspitz) nicht detailliert durchgeführt werden. Generell ist in diese Richtung eine Verfeinerung des Detritus festzustellen. Charakte-

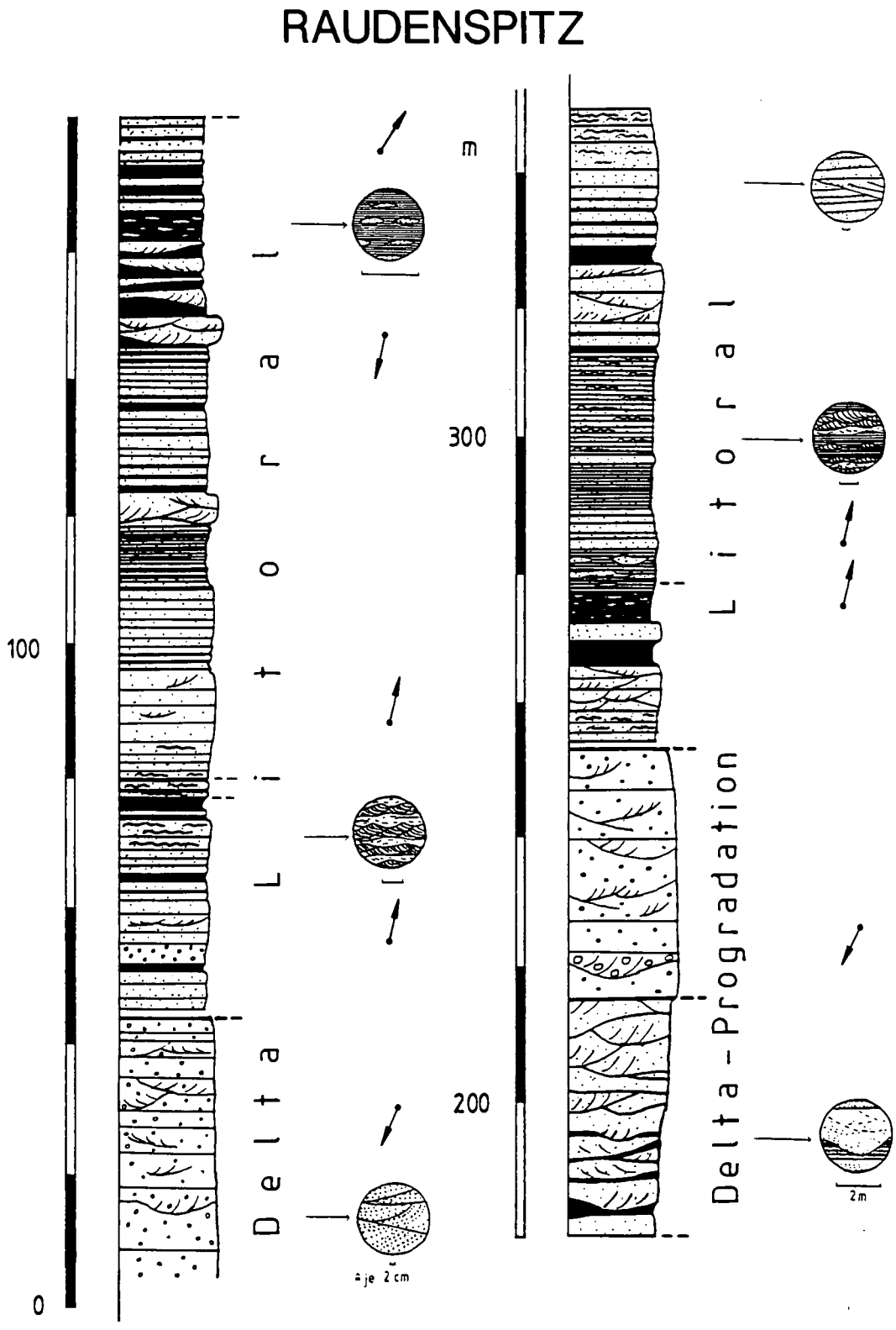


Abb. 8.
Lithostratigraphisches Profil der Fleonsformation. Aufnahme ausgehend vom Gipfel der Raudenspitz/ Monte Fleons entlang des Kammes nach Westen (= Hangendes). Die Kreise heben charakteristische Sedimentstrukturen hervor. Die Pfeile geben Schüttungsrichtungen an (Norden oben).

ristisch sind feinlaminierte Silt- und Tonsteine mit gradierten Lagen (Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1).

Der Gipfel der Raudenspitz wird von massigen Grauwacken aufgebaut, die fast durchweg eine trogförmige Schrägschichtung aufweisen (Taf. 1, Fig. 2). Gelegentlich sind Channel-Füllungen mit einer Fining-upward-Sequenz ausgebildet. Siltig-tonige Zwischenlagen sind jedoch selten.

In der Profilfortsetzung nach Westen kommt es zu einer Abnahme der Bankmächtigkeiten in der Grauwakkenserie. Danach setzt die Quarzitische Serie ein, in die am Beginn noch einige Grauwackenbänke eingeschaltet sind. Über 140 m Profillänge dominiert eine Wechselfolge von Quarziten, Siltiten und Tonschiefern. Eingelagert sind kleinere Coarsening-upward-Zyklen. Die Quarzite sind oft gebankt und zeigen gelegentlich eine planare Schrägschichtung. Im Übergang zu feinklastischerem Material bildet sich eine Flaser- bis Linsenschichtung aus, in der Rippelstrukturen zu erkennen sind. Neben Strömungsrippeln (Abb. 9) ist ein Teil dieser Rippeln eindeutig als Wellenrippeln anzusprechen (Abb. 10).

Im Bereich des westlichen Vorgipfels der Raudenspitz treten zunehmend massige Rinnenfüllungen auf (Taf. 1, Fig. 1), über denen dann erneut die Schüttung von Grauwacken einsetzt. Bei leicht gestörtem Kontakt folgt im Hangenden wiederum die Quarzitische Serie.

4.3. Interpretation des Profils

Das Profil der Abb. 8 läßt erkennen, daß die Sedimentation einem übergeordneten Coarsening-upward-Zyklus unterliegt. Sedimentstrukturen, Schichtungssequenzen und die Petrographie lassen folgende Charakterisierungen des Ablagerungsmilieus zu:

Die Quarzitische Serie zeigt litorale Ablagerungsbedingungen an. Ein eindeutiger Indikator sind die beobachteten Wellenrippeln. Bankung, planare Schrägschichtung und Rippelschrägschichtung zusammen mit Coarsening-upward-Zyklen weisen auf den Faziesraum von Barrensanden hin, der an wellendominierte Küsten gebunden ist (SELLEY, 1978). Ein wichtiger Hinweis auf dieses Ablagerungsmilieu ist auch der hohe Reifegrad der Sande, der eine Folge der intensiven Umlagerungsprozesse ist (HOUSEKNECHT, 1980). Feinklastische Profilabschnitte mit Linsen- und Flaserschichtung dürften intertidal beeinflußte Bereiche zwischen vorgelagerten Barren und der eigentlichen Küste repräsentieren.

Die Grauwackenserie ist anhand der massigen Schrägschichtungssequenzen und des Coarsening-upward einem deltaisch-fluviatilen Milieu zuzuschreiben. Die monotone Schrägschichtungssequenz ist kennzeichnend für geschlossene, lobate Schüttungskörper mit hoher Reliefenergie, sogenannten Fandeltas. Charakteristisch ist wie im vorliegenden Fall die Schüttung eines unreifen, teilweise groben Detritus. Einen Übergangstypus zur litoralen Fazies repräsentiert die Wechsellagerung quarzitischer Siltite und Grauwacken im Bereich des Edigongipfels (Abb. 5 und 6).

Die in die Grauwackenserie eingelagerte feinturbiditische Fazies repräsentiert distale Verhältnisse. Die turbiditischen Lagen zeigen kleinräumige Suspensionsströme an, wie sie durch eine Übersteilung des Deltaabhangs bei einem raschen Vorbau ausgelöst werden (SELLEY, 1978). Es handelt sich danach um eine Prodeltafazies.

Für die Fleonsformation ergibt sich somit ein deltaisch-litorales Sedimentationsmodell. Das Profil spiegelt dabei die Interaktion deltaischer und litoraler Prozesse wieder. Ausgehend vom Schönjöchl über die Raudenspitz bis zum westlichen Vorgipfel ist eine Deltaprogradation zu verfolgen, die von einer feinturbiditischen Prodeltafazies bis zu einem immer gröber und massiger werdenden, fluviatilen Schüttungskörper reicht. Das Einsetzen der litoralen Fazies der Quarzitischen Serie westlich des Gipfels kündet das Auflassen des Deltaarmes und eine marine Aufarbeitung der Deltaplattform an. Am westlichen Vorgipfel zeigen grobe Grauwackenlagen einen erneuten kurzen Vorstoß eines Deltaarmes an, der bald wieder der Aufarbeitung unterlag.

Die Wechselwirkung fluviatiler und mariner Prozesse kann auch an den gemessenen Schüttungsrichtungen abgelesen werden (Abb. 8). Rippeln in der Quarzitischen Serie und Schrägschichtungströge in der Grauwackenserie zeigen eine genau entgegengesetzte Strömungsrichtung an. Das Hinterland deutet sich da-

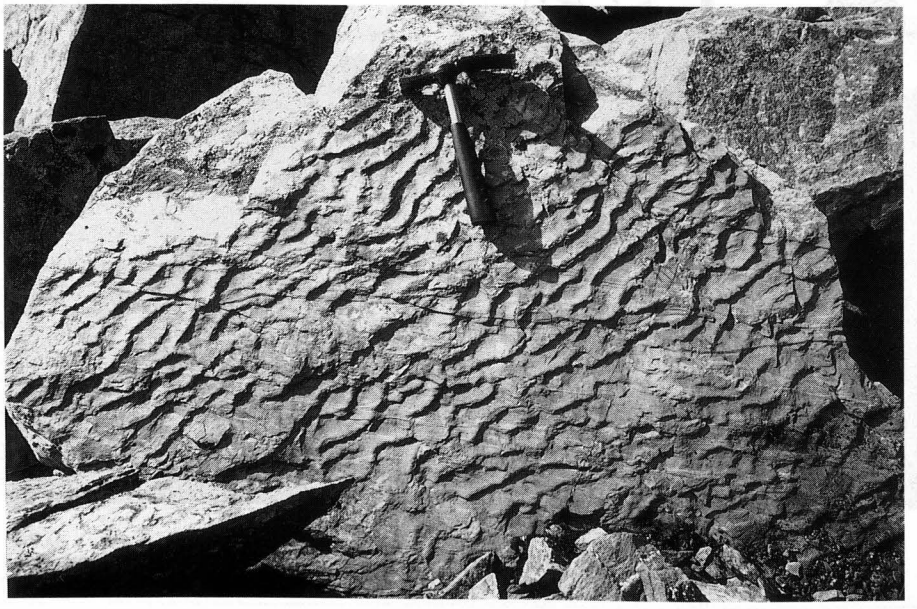


Abb. 9.
Strömungsrippeln auf der Schichtoberfläche einer Quarzitbank.
Lokalität: 100 m nördlich Gipfel des Edigon.

Abb. 10.
Wellenrippeln aus der Quarzitischen Serie der Fleonsformation.
Lokalität: 200 m westlich des Gipfels der Raudenspitz/Monte Fleons.

nach im NNE an, bezogen auf die heutige Lage der Fleonsformation.

Fandeltas sind nach MIALL (1984) und PETTIJOHN et al. (1987) typisch für Gebiete mit Horst- und Grabenstrukturen, Riftsystemen und herausgehobenen Küstenabschnitten aktiver Kontinenträndern sowie Inselbögen und haben damit auch eine paläotektonische Signifikanz.

5. Petrographie der Fleonsformation

5.1. Methodik

Zur petrographischen Bearbeitung der Fleonsformation wurden zahlreiche Dünnschliffe angefertigt. Die Auswertung unter dem Mikroskop erfolgte vor allem unter dem Aspekt der Herkunft der detritischen Komponenten.

5.2. Detritischer Mineralbestand

5.2.1. Quarz

Quarz ist der häufigste detritische Mineralkorntyp auch der Grauwackenserie. Seine Korngrößenverteilung deckt gemäß dem unreifen Charakter der Grauwacken ein breites Spektrum ab (bis 3 mm). Die Kornumrisse sind bevorzugt unregelmäßig kantig, was auf ein Zerbrechen oder Anschlagen der Körner während des Transports hindeutet. Mit zunehmendem Quarzgehalt nimmt auch der Rundungsgrad zu. Nicht selten treten zwischen überwiegend kantigen auch gut gerundete Formen auf, die vermutlich aus aufgearbeiteten Intraklasten reiferer Sande stammen.

Besonders in den quarzfeldspatreichen Grauwacken (vgl. Kap. 5.6.1.) fallen große, idio- bis hypidiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten auf (Taf. 5, Fig. 2). In Schliffen mit stärker durchbewegtem Gefüge und verstärkter Rekristallisation sind die ursprünglichen Kornumrisse teilweise durch Anwachssäume und Rekristallisate unkenntlich gemacht. Die Undulosität ist unterschiedlich ausgeprägt. Auffallend ist, daß oft große Quarzindividuen keine oder nur schwache Undulosität aufweisen. Böhmsche Streifung und Tuttle-Lamellen sind an allen Quarzen häufig zu beobachten. Gelegentlich treten Mineraleinschlüsse von Biotit, idiomorphem Zirkon, nadeligem Rutil und Apatit auf.

Herkunftsindikatoren

Quarze können anhand ihrer Undulosität, Mineraleinschlüsse, Kornumrisse und Polykristallinität Hinweise auf das Ursprungsgestein geben. Eine quantitative Analyse, wie sie z.B. BASU (1975) vorschlägt, scheitert bei metamorph überprägten Klastika an den Unwägbarkeiten sekundärer Veränderungen. So konnte häufig eine an Korn-zu-Korn-Kontakte gebundene Undulosität oder verstärkte Subkornbildung entlang von Schieferungsbahnen und Klüften festgestellt werden. Davon unabhängige Unterschiede der Undulosität und Polykristallinität benachbarter Quarzkörner sind jedoch als Hinweis auf den unterschiedlichen Ursprung der Quarze zu werten.

Polykristalline Quarzaggregate mit bimodaler Korngrößenverteilung und kristallographischer Orientierung deuten auf eine Quelle niedriggradiger Metasedimente im Einzugsgebiet der Fleonsgrauwacken hin (Taf. 5, Fig. 6). Unter den monokristallinen Quarztypen sind vulkanische Quarze am besten zu unterscheiden. Sie zeichnen sich durch idio- bis hypidiomorphe Umrisse, fehlende Undulosität, das klare Erscheinungsbild und häufig durch Korrosionsbuchten aus. Allerdings erwiesen sich manche der durch den idiomorphen Umriß als vulkanisch einzustufenden Quarze als sekundär stark undulös und durch Tuttle-Lamellen getrübt. Im Gegensatz zu vulkanischen Quarzen besitzen Quarze metamorpher oder plutonischer Abkunft häufig Mineraleinschlüsse. Diese Quarzgruppe der Fleonsformation kann daher einer plutonischen oder metamorphen Quelle zugeordnet werden.

5.2.2. Feldspäte

Alkalifeldspäte liegen meist als Fleckenperthite vor (Tafel 3, Fig. 6). Seltener sind spindelförmige Entmischungsstrukturen oder eine vollständige Umkristallisa-

tion in Schachbrettalbit. Gelegentlich ist eine reliktische Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten. Tritt diese zusammen mit einer dünntafeligen Tracht auf, dürfte es sich um ehemaligen Sanidin handeln (Taf. 3, Fig. 4). Mikroklin konnte in mehreren Schliffen nachgewiesen werden (Taf. 3, Fig. 7). Alle untersuchten, meist polysynthetisch verzwillingten Plagioklase erwiesen sich als Albite (vgl. Kap. 8.3). Es liegt damit eine vollständige Albitisierung der Plagioklase vor. An Einschlüssen finden sich Quarz, Zirkon und regellos durchsetzender, stengeliger Apatit.

Herkunftsindikatoren

Hinweise auf den Ursprung der Feldspäte können deren Zusammensetzung, Zonierung und Verzwillingung geben. Infolge der hohen Anfälligkeit der Feldspäte gegen Umwandlungen sind diese Parameter jedoch häufig nicht anwendbar (vgl. Kap. 8.3.).

Eine Zonierung von Feldspäten der Grauwackenserie ist gelegentlich in Alterierungsunterschieden angedeutet, läßt jedoch keine nähere Aussage zu. Mit Hilfe der Verzwillingung konnten Mikroklin und Sanidin identifiziert werden. Mikroklin ist ein eindeutiger Indikator für saure Plutonite, sofern seine detritische Natur außer Frage steht (ZIMMERLE, 1976). Mikroklin kann auch durch Rekristallisation ehemaligen Sanidins oder authigen gebildet werden (TRÖGER, 1967). Im vorliegenden Fall sprechen jedoch Abrundung, Korngröße und Gefügebeziehung für klastischen Mikroklin. Die häufig zu beobachtende polysynthetische Albitverzwilligung ist ohne Aussagekraft (HELMOLD, 1985).

Idiomorphie zeigt auch bei Feldspäten eine vulkanische Quelle an (BLATT, 1967). Im Gegensatz zu vulkanischen Quarzen ist Idiomorphie jedoch infolge der geringeren mechanischen Stabilität bei Feldspäten seltener zu beobachten. Ein weiterer Hinweis auf eine vulkanische Quelle sind die an einigen Feldspäten auftretenden primären Resorptionserscheinungen (Taf. 3, Fig. 3). Mineraleinschlüsse sind im wesentlichen auf Feldspäte einer granitoiden oder metamorphen Quelle beschränkt.

5.2.3. Schichtsilikate

Muskowit ist fast immer in bis zu 1 mm langen Plättchen vertreten und oft schon makroskopisch auf den Schichtflächen erkennbar. In feinklastischen Lagen ist er besonders häufig. Unter dem Mikroskop erscheint Muskowit stets frisch, gelegentlich jedoch zerbrochen, gebogen oder aufgeblättert. Biotit ist seltener und zeigt randliche Umwandlung in Chlorit. Bei stärkerer oder vollständiger Zersetzung bilden die Umwandlungsprodukte faserig-büschelige Aggregate mit grün-braunem Pleochroismus.

Herkunftsindikatoren

Muskowit wird primär nur in Granitoiden, Pegmatiten und Metamorphiten gebildet, nicht jedoch in Vulkaniten (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). In Granitoiden überwiegt meist Biotit (FÜCHTBAUER, 1988). Ist Muskowit verstärkt vertreten wie im vorliegenden Fall, kann auf eine metamorphe Quelle geschlossen werden (BLATT et al., 1980).

5.2.4. Schwerminerale

Neben den typischen nichtopaken Schwermineralen klastischer Sedimente wie Zirkon, Rutil, Turmalin und Apatit, konnte Pyroxen und Granat gefunden werden.

Pyroxen ist in einigen Grauwackenschliffen zusammen mit basischem Vulkandetritus vertreten (Taf. 3, Fig. 1 und Fig. 2). In einer Probe erreicht er einen Anteil von 6 % am detritischen Modalbestand. Die Pyroxene sind meist kantig zerbrochen, selten etwas angerundet. Einzelne Pyroxene erreichen bis über 1 mm. Stets ist eine mehr oder weniger stark fortgeschrittene Uralitisierung und Chloritisierung, seltener eine Epidotisierung zu beobachten.

Granat konnte nur in zwei Schliffen festgestellt werden. In einem Schliff aus den quarzfeldspatreichen Grauwacken tritt er in Schwermineralbändern zusammen mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und opaken Erzkörnern auf. Die Granate befinden sich überwiegend in fortgeschrittenem Zersetzungsstadium unter Bildung von Serizit und Fe-betontem Chlorit.

Die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil sind besonders in den stärker aufgearbeiteten Subgrauwacken und Quarziten angereichert. Zirkon läßt gelegentlich noch eine prismatische Tracht mit angerundeten Enden erkennen. Turmalin ist meist gut gerundet und besitzt überwiegend olivgrünen Pleochroismus. Große, idiomorphe Apatite treten zusammen mit hohen Anteilen saurer Vulkanitfragmente auf. In einigen Schliffen fallen abgerundete Epidotkörner auf, die damit wahrscheinlich detritischer Natur sind. In einer Probe waren einzelne Körner von Chromit zu identifizieren. Unter den opaken Erzen ist der hohe Anteil an Titanomagnetit bemerkenswert.

Herkunftsindikatoren

Schwerminerale sind infolge großer Diversität und charakteristischer Paragenesen wertvolle Indikatoren des Liefergebietes. Probleme ergeben sich jedoch durch unterschiedliche Lösungsanfälligkeiten während der Diagenese und Metamorphose (MORTON, 1985a und 1985b). Zugleich muß bei ultrastabilen Schwermineralen immer eine multizyklische Vergangenheit in Betracht gezogen werden.

Einige Autoren versuchen die pleochroitische Eigenfarbe von Turmalin in Bezug zum Ursprungsgestein zu setzen (BLATT et al., 1980). Braungrüner Pleochroismus spricht danach für eine granitoide Quelle. Blaue Farben, wie sie in seltenen Fällen beobachtet werden konnten, besitzen Turmaline aus Pegmatiten.

Hauptquelle für Rutil sind nach FORCE (1980) hochgradig-regionalmetamorphe Serien. Magmatische Gesteine (einschließlich Granite) liefern nur geringe Mengen an Rutil. Apatit entstammt vor allem sauren Magmatiten. Chromit ist fast ausschließlich auf ultramafische Gesteine beschränkt (BLATT et al., 1980). Damit ist die Existenz von Ultramafitkörpern im Liefergebiet der Fleonsformation sehr wahrscheinlich. Die große Häufigkeit von Titanomagnetit in der Grauwackenserie steht im Zusammenhang mit der Aufarbeitung basischer Vulkanite. Die Herkunft der Granate und Pyroxene wird mit Hilfe von Mikrosondenanalysen in Kap. 8. diskutiert.

5.3. Gesteinsfragmente

Gesteinsfragmente sind direkte Belege der Lithologie des Liefergebietes. Angesichts ihres hohen Anteils in der Grauwackenserie sind sie entsprechend wichtig für die Rekonstruktion des Liefergebietes der Fleonsformation.

5.3.1. Vulkanische Komponenten

Die Unterscheidung basischer, intermediärer und saurer Vulkanitfragmente allein aufgrund der petrographischen Eigenschaften kann nur unter Vorbehalt durchgeführt werden, da überwiegend ein sekundärer Mineralbestand vorliegt, ehemals glasige Grundmasse rekristallisiert ist und unter Vulkaniten zahlreiche texturelle Konvergenzen auftreten (ZIMMERLE, 1976). Mikrokristalline vulkanische Komponenten, die ursprünglich aus Glas oder kryptokristalliner Grundmasse bestanden und denen Einsprenglinge fehlen, sind nur schwer in dieses Schema einzuordnen. Sie werden von DICKINSON (1970) als vitrische Gruppe abgetrennt. Derartige Komponenten sind oft kaum von feinkristallinen sedimentären Komponenten wie Chert und Silt-Ton-Klasten zu unterscheiden.

Basische Vulkanite

Die basischen Vulkanitkomponenten in der Grauwakkenserie bilden ein breites Spektrum von Texturen (vgl. Taf. 4). Ein typisch ausgebildetes Intersertalgefüge mit verwachsenen Plagioklasleisten und Zwickelfüllungen von Chlorit und/oder Epidot und etwas Titanomagnetit ist nur untergeordnet vertreten. Häufiger sind feinkörnige Komponenten mit nadeligen, mehr oder weniger eingeregelten Plagioklasen, die nur andeutungsweise eine intersertale Anordnung zeigen. Gelegentlich führen sie Pyroxeneinsprenglinge oder Pyroxenpseudomorphosen. In einigen Schliffen finden sich Bruchstücke von Blasenlaven (Taf. 4, Fig. 5). Abgetragen wurden damit vorwiegend rasch abgekühlte Laven und nur in geringem Umfang Subvulkanite (vgl. Kap. 8.2.4.).

Intermediäre Vulkanite

Zu unterscheiden sind Komponenten mit engen Feldspatverwachsungen und Komponenten mit intersertal bis pilotaxitisch-trachytischem Gefüge. Erstere bestehen zu über 90 % aus stengelig-strahlig verwachsenen Feldspäten (Taf. 5, Fig. 1).

Die zweite Gruppe bildet texturell und im Hinblick auf den Mineralbestand Übergangsglieder zwischen basaltischen und trachytischen Komponenten (Mugearite, Hawaiite). Ein Indikator für intermediäre Zusammensetzung ist ein gegenüber basischen Komponenten deutlich zurücktretender Chlorit-, Epidot- und Erzgehalt (Taf. 4, Fig. 3). Es sind zahlreiche Übergänge zwischen intersertalem, pilotaxitischem und trachytischem Gefüge zu beobachten, die auf unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeiten zurückzuführen sind. Sichere Andesitkomponenten konnten nicht gefunden werden.

Saure Vulkanite

Gut erhaltene Rhyolithfragmente sind in den Schliffen vom Gipfel der Raudenspitz zu beobachten (Taf. 5, Fig. 3). Die Grundmasse wird von einem mikrogranularen Mosaik aus Feldspat und Quarz aufgebaut, das von wirrstrahligen Serizit-Chlorit-Schüppchen durchsetzt ist. An idiomorphen Einsprenglingen finden sich Kalifeldspäte, Plagioklase und Quarze, akzessorisch Zirkon, Apatit und chloritisierter Biotit. Zahlreiche saure Vulkanitkomponenten sind als Lapilli anzusprechen. Im Schliff erscheinen sie als relativ gleichkörnige, durchschnittlich 1 mm große Linsen.

Sonstige Komponenten vulkanischer Herkunft

Makroskopisch besonders auffallende Komponenten der Grauwacken sind blutrote Jaspisfragmente. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein ungleichkörniges Quarzmosaik, das von wölkchenförmig verteiltem Hämatit durchsetzt ist. Stets sind etwas Kalzit und kleine Epidotkörnchen beteiligt. Derartige Aggregate entstehen als Zwickelfüllungen von Pillow-Laven. Eine Abart der Jaspisfragmente sind Aggregate mit faserigem Chalcedon, die von feinen Hämatithäutchen durchzogen sind (Taf. 4, Fig. 5).

5.3.2. Sedimentäre Komponenten

Klastika

Pelitisch-siltige Komponenten sind stets vertreten und erreichen in grobklastischen Lagen Größen bis über 10 cm. Sie werden vorwiegend aus feinschuppigem Serizit aufgebaut mit einer Beteiligung von etwas Chlorit, Erzkörnchen und in der Siltfraktion von detritischem Quarz. Größere Komponenten können noch sedimentäre Internstrukturen zeigen. Häufiger sind sie jedoch stark ausgelängt und nicht mehr scharf von der Matrix zu trennen.

Unter den psammitischen Komponenten können Sandsteine mit einer Serizit-Chlorit-Matrix, Quarzite (kieselig gebunden) (Taf. 3, Fig. 5) und Subgrauwacken (Taf. 5, Fig. 5) unterschieden werden. Zahlreiche Komponenten sind als intraformationelle Umlagerungsprodukte anzusehen, wie sich an der Größe der Klasten und ihrer oft lagenförmigen Häufung zeigt (Rip-up clasts, vgl. ZUFFA, 1985). Sicher extraformationell sind jedoch Quarzite und zumindest ein Teil der Grauwackenkomponenten, da ohne deren vorige Verfestigung ein Zusammenhalt während des Transports nicht denkbar ist.

Lydite

Lydite sind gering verbreitet, fallen aber besonders in den hellen, quarzfeldspatreichen Grauwacken infolge ihrer grauschwarzen Farbe auf. Unter dem Mikroskop erkennt man ein feinkristallines, engverzahntes Quarzmosaik, das von dunklem Pigment schlierig durchzogen wird. Charakteristisch sind mit Quarz verheilte Mikrorisse und pigmentlose rundliche Quarzfüllungen, die vermutlich umkristallisierte Radiolarienreste repräsentieren.

Chert

Das Quarzmosaik von Chert ist im Vergleich zu Lyditen etwas gröber entwickelt. Eine Pigmentierung oder eine Verunreinigung in Form von Chlorit- und Serizitschüppchen fehlt. Typisch ist dagegen eine Durchsetzung mit idiomorphen Kalzit- und Dolomitkriställchen.

5.3.3. Metamorphe Komponenten

Die Abtrennung metamorpher Komponenten in Metaklastiten ist im allgemeinen nicht sicher durchzuführen (vgl. DICKINSON, 1985). In der Fleonsformation konnten nur die unter Kap. 5.2.1. angeführten Quarzaggregate eindeutig einer metamorphen Quelle zugewiesen werden (Taf. 5, Fig. 6). Ursache des Fehlens ist häufig auch die mechanische Anfälligkeit phyllosilikatreicher Metasedimente während des Transports, die zu einer raschen Auflösung in Glimmer und Quarze führt (CAMERON & BLATT, 1971).

Nicht nachgewiesen werden konnten plutonische und karbonatische Gesteinsfragmente. Das Fehlen plutonischer Fragmente hat seine Ursache ebenfalls häufig im Verwitterungs- und Transportverhalten oder ist einfache eine Funktion der Korngröße.

Tabelle 1.
Zusammenstellung der Herkunftindikatoren für die detritischen Komponenten der Fleonsformation.

Detritische Komponenten / Liefergebiet	Quarz	Feldspat	Schichtsilikate	Schwerminerale	Gesteinsbruchstücke
Basische Vulkanite	—	leistenförmiger Habitus	—	Titanomagnetite Pyroxene	intersertales bis porphyrisches Gefüge. Vorwiegend feinkristallin - rasche Abkühlung. Zwickelfüllungen von Pillowlaven zeigen Abtrag auch submariner Laven an.
Saure Vulkanite	idio- hypidiomorph; gerade Auslöschung; keine Mineraleinschlüsse; Korrosionsbuchten	idio- hypidiomorph; Resorbtionserscheinungen; Sanidintracht; gefüllte Feldspäte (Zonierung)	Biotit (tlw. Einsprengling in sauren Vulkanitkomp.)	große, idiomorph. Apatite; langprismatische Zirkone; Granate	Nach Textur und Mineralbestand handelt es sich um Glieder der Alkalireihe Porphyrisches Gefüge, mikrogranulare Grundmasse Komponenten häufig in Form von Lapilli. Dazitisch-rhyolithisch
Granitoide	nadelige Rutileinschlüsse Einschlüsse von Zirkon, Feldsp., Apatit, Biotit	Einschlüsse von: Quarz, Zirkon,	Biotit, Muskowit	Turmalin mit olivgrünem Pleochrois. Blauer Pl. deutet auf Pegmatite hin Zirkon	—
Metamorphite			Überwiegen von Muskowit deutet metamorphe Quelle an	Rutil Epidot Granat	Polykristalline Quarzaggregate mit bimodaler Korngrößenverteilung und Kornorientierung
Sedimente	tlw. multizyklisch	kaum multizyklisch	tlw. multizyklisch	tlw. multizyklisch	Silt-Ton-Klasten (Intraklasten jedoch nicht abtrennbar) Feinsandsteine Quarzite Subgrauwacken Lydite, Chert
Ultramafite				Chromit	

Tab. 1 gibt eine Zusammenstellung der detritischen Komponenten der Fleonsformation und deren Aussage über das ehemalige Liefergebiet.

5.4. Matrix

Der primäre Matrixanteil (Ortho- und Epimatrix, DICKINSON, 1970) der Fleonsgrauwacken ist in mittel- bis grobkörnigen Proben meist unter 10 % und nur durch feine Chlorit- und Serizitsäume angedeutet, die sich um die detritischen Komponenten legen. In Abhängigkeit von Kompaktion und Schieferung sind jedoch alle Übergänge zu einer Pseudomatrix zu beobachten, die aus der Deformation und Auflösung inkompetenter, detritischer Komponenten hervorgeht (DICKINSON, 1970). Infolge des hohen lithischen Anteils der Grauwacken kann sie bis über 50 % erreichen.

Kennzeichen der Pseudomatrix ist ihre Heterogenität, welche die unterschiedliche Zusammensetzung der deformierten Komponenten wiederspiegelt. Trotz starker Auslängung und fließender Übergänge ist eine Ansprache und quantitative Abschätzung der Komponenten noch in ausreichendem Umfang durchführbar (vgl. Kap. 6.).

Feinkörnige Grauwacken weisen einen zunehmenden Anteil einer homogenen, serizitisch-chloritischen Orthomatrix auf, die ein Produkt detritischer Tonminerale darstellt.

5.5. Mineralneubildungen und Kluftminerale

Umwandlungsprodukte der detritischen Komponenten wurden bereits erläutert. Als Kluftminerale treten Quarz, Chlorit und Kalzit auf. Junge Bruchrisse werden bevorzugt von Kalzit und Limonit gefüllt. Kataklastische Mineralrisse sind durch rekristallisierten Quarz oder Kalzit verheilt. Seltener tritt Kalzit in Form diffuser Nester auf, die meist Umsetzungsprodukte darstellen. Im Druckschatten kompetenter detritischer Komponenten sind Quarzsammelkristallisate zu beobachten, die von streng geregelten Chlorit- und Serizitblättchen durchzogen werden. In geringer Menge ist Stilpnomelan in spießig-stengeligen Aggregaten vertreten. Diese sind vor allem an basische Vulkanitkomponenten und Jaspisfragmente gebunden.

5.6. Petrographische Einteilung der Fleonsformation

Unterschiede im detritischen Modalbestand und in der Korngröße erlauben folgende petrographische Einteilung der Fleonsformation:

a) Grauwacken und konglomeratische Grauwacken (Grauwackenserie)
   - quarzfeldspatreich (QFr-Grauwacken)
   - quarzfeldspatarm (QFa-Grauwacken)

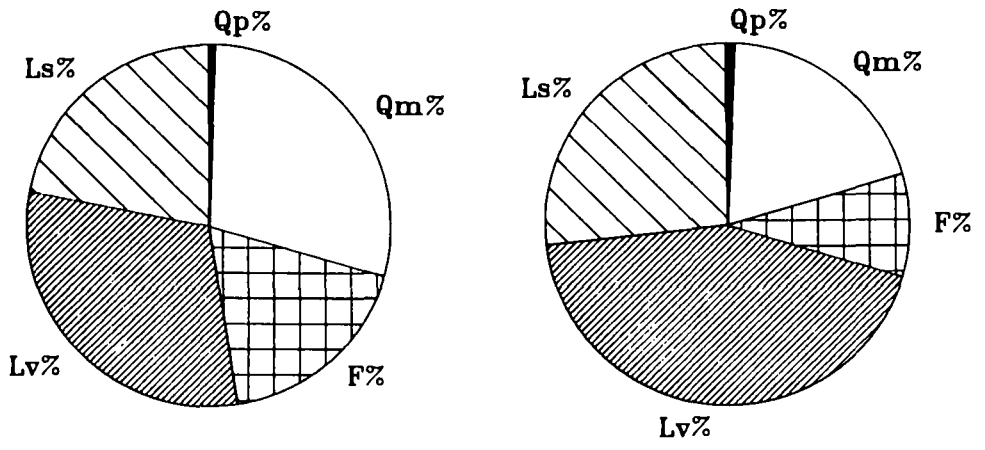


Abb. 11.
Prozentualer Anteil der detritischen Hauptparameter für die beiden Grauwackengruppen.
Bestimmung nach dem Gazzi-Dickinson-Auszählverfahren (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970).
Qp = polykristalliner Quarz, Qm = monokristalliner Quarz, F = Feldspäte, Lv = vulkanische Gesteinsbruchstücke, Ls = sedimentäre Gesteinsbruchstücke.

b) Quarzite (Quarzitische Serie)
c) Siltite (quarzitische Schiefer) und Tonschiefer (innerhalb der Grauwackenserie und Quarzitischen Serie)

Diese Gruppen werden im folgenden kurz charakterisiert.

5.6.1. Grauwacken und konglomeratische Grauwacken

Auf der Grundlage des Modalbestandes ist eine Unterscheidung in zwei Grauwackentypen möglich. Zur genaueren Charakterisierung wurden in Abb. 11 die im nächsten Abschnitt erläuterten Auszählergebnisse herangezogen. Danach zeichnen sich die Gruppen vor allem durch unterschiedliche Quarz- und Feldspatgehalte aus. Ursache ist hauptsächlich die unterschiedliche Beteiligung von saurem und basischem Vulkanitdetritus.

Für die Gruppen werden in dieser Arbeit die petrogenetisch neutralen Bezeichnungen „quarzfeldspatreiche Grauwacken" (QFr-Grauwacken) und „quarzfeldspatarme Grauwacken" (QFa-Grauwacken) verwendet. Die QFr-Grauwacken führen vorwiegend sauren, die QFa-Grauwacken vorwiegend basischen Vulkanitdetritus.

Neben dem höheren Quarz-Feldspat-Gehalt zeichnen sich die QFr-Grauwacken gegenüber den QFa-Grauwacken durch einen niedrigeren Anteil von lithischen Komponenten, polykristallinem Quarz, opaken Erzkörnern, Turmalin und Rutil aus (Tab. 2). Pyroxene und rote Jaspisfragmente fehlen. Charakteristisch sind dagegen große idiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten, saure Vulkanitfragmente und mehr oder weniger chloritisierte Biotite.

Die Unterscheidung beider Grauwackengruppen wird am deutlichsten, wenn man die Vulkanitfragmente in saure, intermediäre und basische Typen aufgliedert (Abb. 12). Auffallend ist in beiden Fällen der geringe Anteil intermediärer Vulkanitfragmente. Der Bestand an vulkanischen Klasten deutet danach auf eine bimodale Vulkanitassoziation im Liefergebiet hin.

Die Unterteilung in zwei verschiedene Grauwackengruppen nach dem Modalbestand ist auch makroskopisch im Gelände nachvollziehbar. Die QFr-Grauwacken sind zudem hell- bis olivgrün, die QFa-Grauwacken dunkelgrün bis grünblau, teilweise dunkelviolett gefärbt.

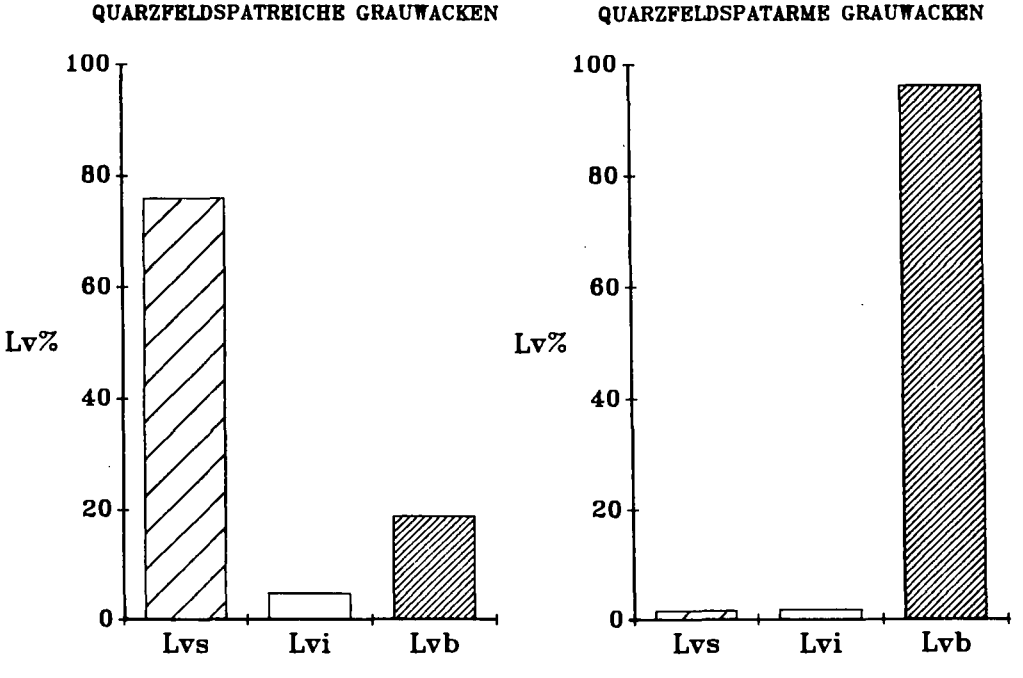


Abb. 12.
Quantitative Aufgliederung der vulkanischen Komponenten in sauer (Lvs), intermediär (Lvi) und basisch (Lvb) für die beiden Grauwackengruppen.

Das Korngrößenspektrum beider Grauwackengruppen reicht bis in den psephitischen Bereich (Taf. 1, Fig. 5). Derartige Vorkommen stehen östlich des Schönjöchls, am Vorgipfel der Raudenspitz und an deren nordwestlichem Wandfuß an (vgl. Abb. 5).

5.6.2. Quarzite

Unter dem Begriff Quarzite werden hier die quarzreichen Aufarbeitungsprodukte der Grauwacken zusammengefaßt. Petrographisch besteht ein fließender Übergang von Grauwacken über lithische Sandsteine, sublithische Sandsteine bis zu Quarzareniten, der die faziellen Zusammenhänge der Quarzitischen Serie und der Grauwackenserie belegt.

In den Übergangsgliedern sind noch typische Gesteinsfragmente der Grauwackenserie wie saure und basische Vulkanite und Sedimentklasten zu beobachten. In den am stärksten aufgearbeiteten Proben sind dagegen nur noch wenige, aphanitische Gesteinsbruchstücke enthalten, die keine Zuordnung mehr erlauben. Der modale Quarzgehalt erreicht bis über 95 % (Quarzarenite). Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit sind überdurchschnittlich häufig und teilweise in Bändern angereichert. Die Kornumrisse sind meist deutlich gerundet, in den Quarzareniten jedoch eng mit der Matrix aus mikrogranularem Quarz und Chloritblättchen verzahnt. Gelegentlich sind die Mineralkörner lagen- oder bankweise von einem feinen Hämatitsaum umhüllt, der makroskopisch eine auffallende Violettfärbung oder violette Bänderung hervorruft.

5.6.3. Siltite (Quarzitische Schiefer) und Tonschiefer

Feinklastika sind besonders in der Quarzitischen Serie verbreitet und wechsellagern beziehungsweise verzahnen sich mit der gebankten Fazies (vgl. Kap. 4.2.). Innerhalb der Grauwackenserie bilden sie mit Ausnahme am Edigon nur geringmächtige Einschaltungen.

Der Mineralbestand wird von Quarz, Serizit und Chlorit dominiert. Die mit den QFr-Grauwacken verknüpften turbiditischen Feinklastika besitzen einen hohen Gehalt an Erzkörnchen. In einem Schliff konnten Pyroxenbruchstücke nachgewiesen werden. Akzessorien in allen Feinklastika sind (in abnehmender Häufigkeit) Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Epidot. Bereits im Handstück fallen klastische Muskowitschüppchen auf.

Die violetten Schiefer sind in unregelmäßiger, häufig von der Körnung abhängiger Intensität von Hämatit durchsetzt. Dadurch kann die Linsen- und Flaserschichtung noch betont werden. Als Quelle des Hämatiteintrags ist submarine, hydrothermale Tätigkeit denkbar, bei der zweiwertiges Eisen freigesetzt und im gut durchlüfteten, strandnahen Bereich unter Ausfällung unlöslicher Eisenoxide und -hydroxide oxidiert wird. Da die Hämatitführung lagenweise wechselt, ist eine sekundäre Durchsetzung unwahrscheinlich.

Tuffe oder Tuffite konnten trotz der Nähe des Vulkanismus unter den Feinklastika der Fleonsformation nicht gefunden werden. Offenbar kam es in dem hochenergetischen, flachmarinen Ablagerungsmilieu zur raschen Aufarbeitung der Pyroklastika und Vermischung mit siliziklastischem Material.

5.7. Visdende-Schichten

Die Fleonsformation wird als Faziesvarität der in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreiteten Visdende-Schichten angesehen (SCHÖNLAUB, 1979, 1985; VAI & COCCOZZA, 1986). Zu Vergleichszwecken wurden daher auch einige Schliffe von Quarziten, quarzitischen Schiefern und einer Konglomeratlage aus den Visdende-Schichten angefertigt.

5.7.1. Quarzite und quarzitische Schiefer

In die Tonschieferfolgen südlich des Monte Avanza und in der Umgebung des Hochweißsteinhauses sind unregelmäßig Quarzite eingeschaltet. Sie sind meist dünnbankig bis laminiert und zeigen graduelle Übergänge über quarzitische Schiefer bis zu phyllitischen Tonschiefern. Sedimentstrukturen sind bis auf einzelne Sackungsmarken und Schrägschichtungen nicht erkennbar.

Der überwiegend aus Quarz bestehende Kornbestand erweist sich unter dem Mikroskop als schlecht sortiert, bei meist guter Rundung. Feldspäte sind bis auf wenige Individuen pro Schliff beschränkt. Lithische Komponenten sind teilweise etwas häufiger, jedoch infolge der Feinkörnigkeit schwer ansprechbar. In einem Schliff waren sedimentäre und vulkanische Komponenten nachweisbar.

Die wichtigsten Schwerminerale sind Zirkon, Apatit Turmalin und Rutil. Stets sind auch kleine, klastische Muskowitschüppchen, selten auch alterierte Biotite vertreten. 20–50 % der Schlifffläche werden von einer mehr oder weniger rekristallisierten Grundmasse aus Quarz, Serizit und etwas Chlorit eingenommen.

Das Auftreten vulkanischer Komponenten und der relativ hohe Rundungs- und Reifegrad deuten auf eine fazielle Beziehung zu den litoralen Quarziten der Fleonsformation hin (vgl. Kap. 9).

5.7.2. Konglomerate

Rund 300 m westlich des Hochweißsteinhauses stehen zwischen tonig-siltigen Schiefern zwei Konglomeratbänke an. Es handelt sich um polymikte Orthokonglomerate mit bis zu 4 cm großen Komponenten.

Hauptkomponenten sind polykristalline Quarze und Chert, weiße oder grünliche Quarzite, schwarze Lydite und weißlich-gelb gefärbte vulkanische Komponenten. Letztere zeigen ein trachytisches Fluidalgefüge. Unter den Einzelmineralklasten finden sich bis zu 4 mm große, idio- bis hypidiomorphe vulkanische Quarze.

Die gute Rundung der detritischen Komponenten deutet auch hier auf eine fluviatile oder litorale Aufarbeitung hin. Die Art der Komponenten zeigt zahlreiche Parallelen zu Konglomeratlagen der Fleonsformation. Auffallend ist jedoch das Fehlen basischer Vulkanite.

6. Detritischer Modalbestand

6.1. Methodik

Die Quantifizierung des detritischen Modalbestandes mit Hilfe von Auszählverfahren (point-counting) erlaubt Vergleiche mit anderen klastischen Serien und läßt Rückschlüsse auf die paläotektonische Position zu (u.a. CROOK, 1974; DICKINSON, 1974; SCHWAB, 1975;

DICKINSON & SUCZEK, 1979; VALLONI & MAYNARD, 1981; DICKINSON et al., 1983; DICKINSON, 1985).

Die Auszählung erfolgt in der Literatur nach keinem einheitlichen Verfahren. Verbreitet sind v.a. die „traditionelle Methode" (BASU, 1976; MACK & SUTTNER, 1977) und das Gazzi-Dickinson-Verfahren (GAZZI, 1966; DICKINSON, 1970). Beide Verfahren unterscheiden sich vor allem in der Behandlung lithischer Fragmente (vgl. ZUFFA, 1985).

Wie INGERSOLL et al. (1984) zeigten, liefert die Gazzi-Dickinson-Methode bei der Entschlüsselung der Petrographie des Liefergebietes und damit der geotektonischen Position bessere Ergebnisse als die traditionelle Methode. Da dieses Ziel im Vordergrund der Untersuchungen stand, wurde das Gazzi-Dickinson-Verfahren auch für die Fleonsformation angewandt. Die Gazzi-Dickinson-Methode ließ zudem in zwei weiteren Punkten für die Fleonsformation Vorteile erwarten: durch die Minimierung von Korngrößeneffekten und durch den geringeren Zählfehler, wenn – wie häufig in den Grauwacken gegeben – schwer abgrenzbare, deformierte und umgewandelte lithische Fragmente vorliegen.

Für die Auszählung wurden Proben mit einer durchschnittlichen Korngröße der feinen bis mittleren Sandfraktion ausgewählt. Komponenten, die 0,63 mm überschritten, wurden beim Auszählen ignoriert. Neben den Hauptparametern Qp, Qm, F, Lv und Ls (DICKINSON, 1970) umfaßte die Zählung auch Schwerminerale, Pyroxene und Glimmer. Die vulkanischen Komponenten wurden mit den in Kap. 5.3.1. aufgeführten Kriterien bei der Zählung in sauer, intermediär und basisch getrennt, um deren schwankende Verteilung auch quantitativ zu erfassen.

Pro Schliff wurden 400 Punkte auf detritische Hauptparameter ausgezählt. Problematisch in der Auszählung waren Schliffe mit hohem Anteil inkompetenter Gesteinsfragmente, wie feinkörnige Sedimentklasten und feinkristalline basische Vulkanitkomponenten, da diese generell einen starken Deformationsgrad aufweisen. Infolge Plättung und fließender Übergänge war ein strikter Korngrößenschnitt nicht mehr durchführbar und eine Ansprache nicht immer zweifelsfrei möglich.

Durch die Korngrößenbegrenzung wurden automatisch größere Intraklasten bei der Zählung ausgeschaltet. Mangels Kriterien war jedoch eine Ausscheidung von Intraklasten, die mit anderen Klasten eine hydraulische Einheit bilden, nicht möglich (ZUFFA, 1987). Rote Jaspisfragmente wurden aufgrund ihrer zweifelsfreien Herkunft als Zwickelfüllungen von Pillowlaven zur Gruppe der basischen Vulkanite gerechnet. In die Zählung der Feldspäte und Pyroxene gingen auch deren Umwandlungsprodukte ein, sofern die Beziehung eindeutig erkennbar war.

6.2. Ergebnisse der Modalanalyse

In Tab. 2 sind die Auszählergebnisse für die wichtigsten Parameter getrennt nach den beiden Grauwackengruppen aufgelistet. Die Proben C16 und 6 sind aus der aufgearbeiteten Quarzitischen Serie und dienen nur zu Vergleichszwecken.

Für die plattentektonische Unterscheidung von Sandsteinen nach detritischen Parametern liegen mehrere Diagramme vor. Weite Anwendung fanden die auf der Grundlage von 4000 Modalanalysen phanerozoischer Sandsteine erstellten Diagramme von DICKINSON & SUCZEK (1979), die von DICKINSON et al. (1983)

Tabelle 2.
Detritischer Modalbestand ausgewählter Proben der Fleonsformation.
Arithmetische Mittel getrennt nach den beiden Grauwackengruppen. C16 und 6 sind verschieden stark aufgearbeitete Einzelproben.
Qp = polykristalliner Quarz; Qm = monokristalliner Quarz, Q = Qp + Qm; F = Feldspäte; Lv = vulkanische Gesteinsbruchstücke; Ls = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; L = Lv + Ls; Lt = Lv + Ls + Qp; C = Chert.
Angaben in Vol.-%.

	QFr-Grauwacken (n = 4)	QFa-Grauwacken (n = 6)	C16	6
Qp	0,6	1,1	2,8	4,0
Qm	29,2	19,7	59,5	78,0
Q	29,8	20,8	62,3	82,0
F	18,1	9,2	2,8	1,0
Lv	30,7	43,6	24,8	9,8
Ls	21,9	26,5	11,2	7,3
L	52,6	70,1	36,0	17,1
Lt	53,2	71,2	38,8	21,1
C/Q	0,02	0,04	0,04	0,05
Lv/L	0,58	0,62	0,69	0,57

Tabelle 3.
Vergleich des Modalbestandes der Fleonsgrauwacken mit rezenten und tertiären Sanden.
Abkürzungen wie in Tabelle 2.

		Q	F	L	C/Q	Lv/L
Fleonsformation	Quarzfeldspatreiche Grauwacken	30	18	52	0,02	0,58
	Quarzfeldspatarme Grauwacken	21	9	70	0,04	0,62
	Rhyodazitischer Sand (WEBB & POTTER, 1969)	20	19	61	0,05	0,96
	Rhyodazitischer Sand, New Mexico (INGERSOLL et al., 1984)	27	15	58	0,07	0,80
	Basalte und Sedimente, New Mexico (INGERSOLL et al., 1984)	12	15	73	0,00	0,33
Forearc	Japan, Shikoku-Becken, DSDP Site 298 (HARROLD & MOORE, 1975)	16	17	67	0,14	0,31
Backarc	Japan, DSDP Site 299 (HARROLD & MOORE, 1975)	11	15	74	0,20	0,76
	Japan, DSDP Site 301 (HARROLD & MOORE, 1975)	32	42	26	0,03	0,74
	NE Mexico, deltaische Sande (McBRIDE et al., 1975)	36	28	36	0,11	0,88
Transitionaler Inselbogen	Jamaica, Paläogen (WRIGHT & DICKINSON, 1972)	22	18	60	0,09	0,96
Aktiver Kontinentrand	Südamerika, Pazifikküste (POTTER, 1986)	24	16	60	0,21	?

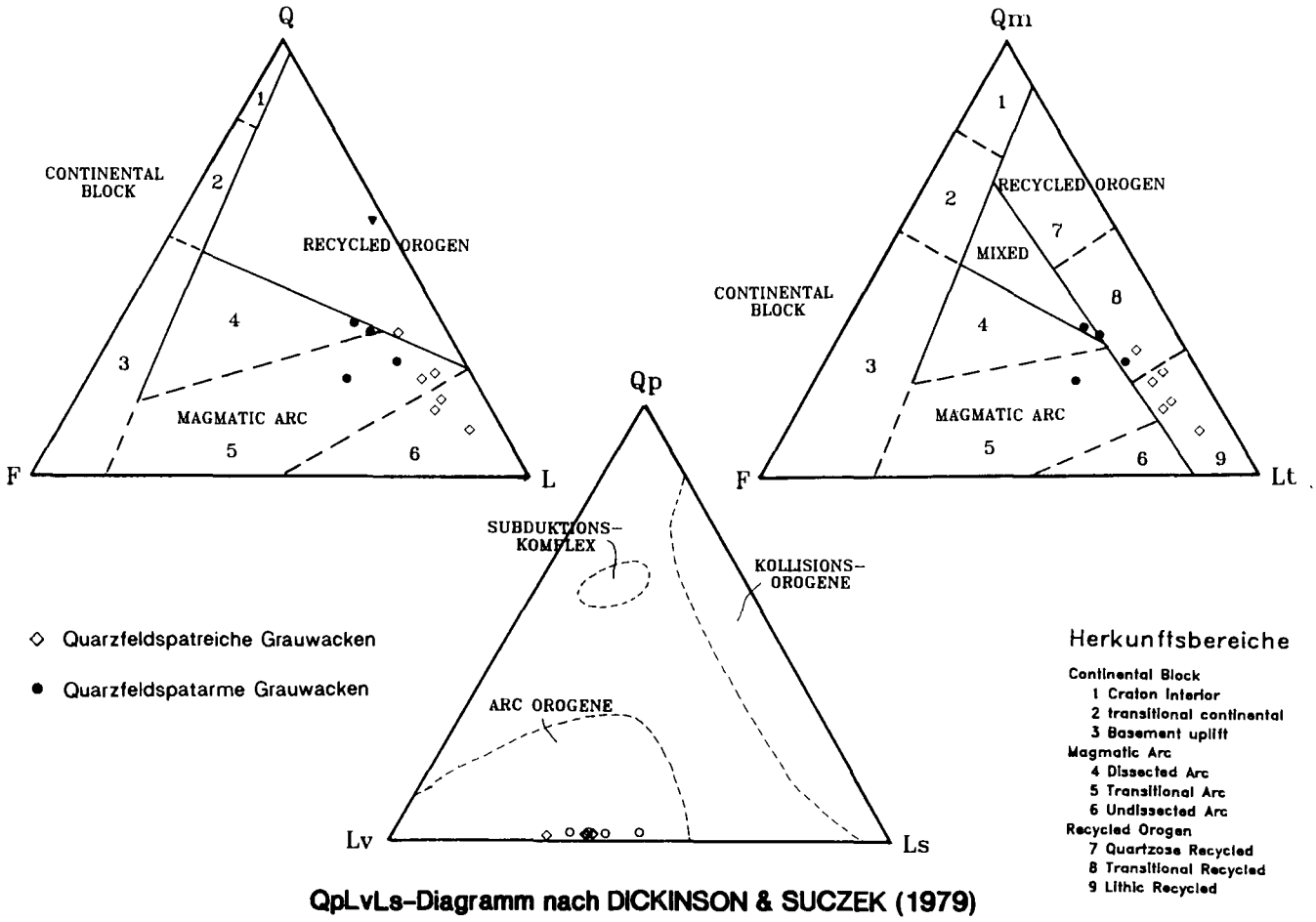


Abb. 13.
QFL-, QmFLt- und QpLvLs-Diagramme nach DICKINSON et al. (1983) bzw. DICKINSON & SUZCEK (1979) für 10 Proben der Fleonsgrauwacken. Auszählung nach dem Gazzi-Dickinson-Verfahren auf 400 detritische Hauptparameter.

leicht modifiziert wurden. Die in diesen Diagrammen vorgenommene Unterteilung der Herkunftsbereiche von Sandsteinen in drei Hauptfelder bestätigte sich im wesentlichen für rezente Küstensande (POTTER, 1984, 1986) und rezente Tiefseesande (DICKINSON & VALLONI, 1980; VALLONI, 1985).

In Abb. 13 sind die Auszählungsergebnisse von 10 Proben der Fleonsgrauwacken in die QFL- und QmFLt-Diagramme nach DICKINSON et al. (1983) und in das QpLvLs-Diagramm nach DICKINSON & SUCZEK (1979) eingetragen. Vor allem in den ersten beiden Diagrammen zeigen die beiden Grauwackengruppen der Fleonsformation einen unterschiedlichen Verteilungsschwerpunkt. Beide Gruppen kommen jedoch im Grenzbereich von magmatischen Bögen und Orogenen zu liegen, wobei das QFL-Diagramm eine stärkere Affinität zu magmatischen Bögen, das QmFLt-Diagramm dagegen zu orogenen Sanden zeigt. Das QpLvLs-Diagramm diskriminiert die Fleonsgrauwacken aufgrund ihres hohen Lv-Gehaltes als Sande magmatischer Bögen.

Für eine differenziertere Betrachtung sind in Tab. 3 verschiedene Beispiele vorwiegend rezenter Sande zusammengestellt, die einen mit der Fleonsformation vergleichbaren Modalbestand aufweisen. Auffallend ist die sehr gute Übereinstimmung der QFr-Grauwacken mit rezenten rhyodazitischen (Tab. 3) und rhyolithischen Sanden (Abb. 14). Lediglich der Anteil sedimentärer Gesteinsbruchstücke ist in den Proben der Fleonsformation höher. Die QFa-Gruppe entspricht gut rezenten Sanden Neu-Mexikos, die einem vulkanisch-sedimentären Hinterland entstammen.

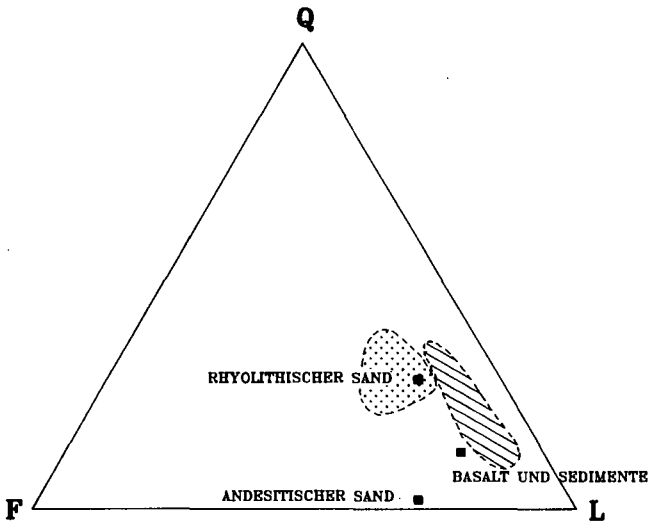


Abb. 14.
Vergleich der Fleonsgrauwacken mit rezenten Sanden im QFL-Diagramm. Schraffiertes Feld: Quarzfeldspatarme Grauwacken; gerastertes Feld: Quarzfeldspatreiche Grauwacken. Rezente Sande sind mit Quadraten dargestellt. Rhyolithischer Sand sowie Basalte und Sedimente nach INGERSOLL et al. (1984), andesitischer Sand nach DICKINSON (1985).

Subduktionsbezogene Sande haben durchschnittlich einen niedrigeren Quarzgehalt und einen höheren Gehalt an Feldspat und vulkanischen Klasten als die Fleonsgrauwacken. Die von POTTER (1984, 1986) für die südamerikanischen Sande der pazifischen Küste angeführten Werte sind nur bedingt vergleichbar, da sie nach dem QFR-System (traditionelle Methode) ermittelt wurden.

Schlüsselproblem bei der Interpretation der QFa-Grauwacken ist der relativ hohe Quarzgehalt bei niedrigem Feldspatgehalt. Dies kann folgende Gründe haben:

- Zumischung von quarzreichen Sanden einer sekundären Quelle zu vulkanoklastischem Material.
- Der vulkanische Feldspatgehalt in Sandfraktionsgröße ist durch den hohen Anteil mikrogranularer Laven von vornherein gering.
- Durch Verwitterung, Transport oder Diagenese reduzierter Feldspatgehalt.

Die Ursache ist in den ersten beiden Punkten zu suchen. Verwitterung, Transport und Diagenese beeinflußten den Modalbestand der Fleonsgrauwacken nicht maßgeblich, wie der Erhalt labiler Minerale zeigt (Pyroxene). Eine sekundäre, nichtvulkanische Quelle konnte bereits bei der qualitativen Analyse nachgewiesen werden. Bei der quantitativen Analyse ist sie deutlich am Quarzgehalt abzulesen. Der geringe Feldspatgehalt und die Sedimentklasten deuten dabei auf vorwiegend (meta-)sedimentären Abtragungsschutt hin. Die Daten von INGERSOLL et al. (1984) zeigen, daß aus der Kombination Sedimente und basische Vulkanite im Hinterland ein den QFa-Grauwacken entsprechender Modalbestand resultieren kann (Abb. 14).

GRAHAM et al. (1976) und DICKINSON & SUCZEK (1979) charakterisieren ein Hinterland, das vorwiegend einen (meta-)sedimentären Detritus liefert, als orogen. Diese Interpretation wäre im vorliegenden Fall auf den Sokkel, dem der Vulkanismus aufsitzt, zu übertragen.

Die Beurteilung der plattentektonischen Situation der Fleonsformation hängt von der Beantwortung der Frage ab, ob der orogene Sockel die aktuelle tektonische Situation repräsentiert und ob der Vulkanismus subduktionsgebunden ist. Allgemein ist festzustellen, daß ein subduktionsgebundenes tektonisches Milieu Sande liefern kann, die in ihrer Zusammensetzung den Fleonsgrauwacken weitgehend entsprechen (vgl. Daten von HARROLD & MOORE, 1975; Tab. 3). Die Fleonsgrauwakken entsprechen jedoch nicht den Durchschnittswerten dieses Milieus.

Der weitaus größte Teil vulkanisch betonter Sande entsteht im Zusammenhang mit einem Subduktionsregime. Eine nahezu identische Zusammensetzung haben jedoch auch vulkanische Sande im Bereich eines Intraplattenvulkanismus. VALLONI & MAYNARD (1981) fanden, daß rund 10 % der rezenten Sande passiver Kontinentränder diesem Typ entspricht. Diese fallen in den Diagrammen nach DICKINSON et al. (1983) in das Feld magmatischer Bögen und sind somit eine Fehlklassifikation in Bezug auf die plattentektonische Position.

Die Modalanalyse läßt damit die Fleonsformation keiner eindeutigen plattentektonischen Position zuordnen. Offen bleiben ein aktiver Kontinentrand, eine Forearc- bzw. Backarc-Position eines ensialischen Inselbogens oder ein passiver Kontinentrand mit Intraplattenvulkanismus.

6.3. Aufarbeitung von Sanden am Beispiel der Fleonsformation

Die Quarzitische Serie der Fleonsformation würde in dem Schema nach DICKINSON ein rein kratonisches Hinterland vermuten lassen. Um die Verschiebung des Modalbestandes mit zunehmender Aufarbeitung zu verfolgen, wurden zusätzlich Proben verschiedenen Reifegrades ausgezählt. Wie die Abb. 15 und 16 zeigen, nimmt bei zunehmendem Quarzgehalt vor allem der Feldspatgehalt rasch ab. Der Anteil der Gesteinsbruchstücke sinkt langsamer. Im QFL-Diagramm (Abb. 15) ergibt sich ein Trend vom Feld magmatischer Bögen über Orogenbereiche bis zu einem kratonischen Liefergebiet. Untergeordnet spiegelt dieser Trend auch verschiedene Mischungsverhältnisse zwischen Sockel und vulkanischem Stockwerk wider. Die Darstellung macht deutlich, daß bei der Rekonstruktion eines Liefergebietes mittels quarzreicher Sande und Sandsteine Vorsicht angebracht ist und die petrographischen Untersuchungen durch eine Beckenanalyse ergänzt werden (vgl. DICKINSON, 1985).

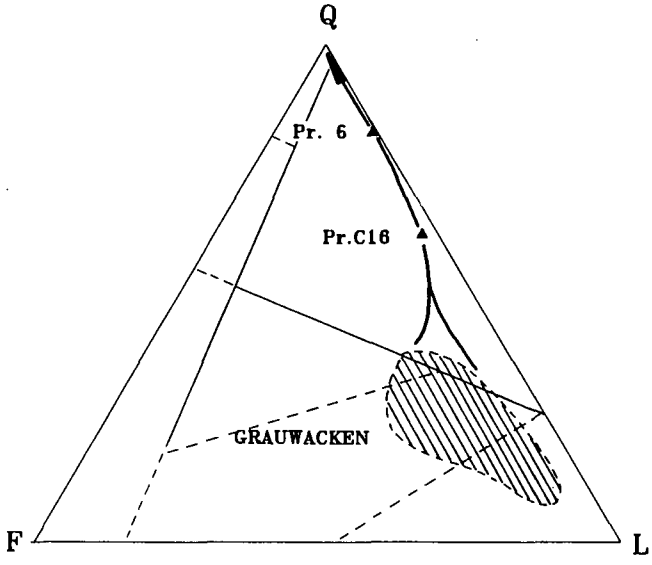


Abb. 15.
Aufarbeitungstrend der Fleonsgrauwacken im QFL-Diagramm nach DICKINSON et al. (1983).
Schraffiertes Feld = Fleonsgrauwacken; schwarze Dreiecke: aufgearbeitete Proben.

6.4. Klassifikation nach dem Modalbestand

Für die Klassifikation von Sandsteinen existieren zahlreiche Schemata. In Abb. 17 sind die Auszählwerte für die Fleonsformation in das Schema von PETTIJOHN (1975) eingetragen, das Sande mit einem Matrixanteil von über 15 % als Wacken abtrennt.

Die Klassifikation beruht eigentlich auf der Grundlage des traditionellen Auszählverfahrens, das höhere Werte lithischer Komponenten liefert. Eine Verschiebung der Punkte in Richtung des L-Poles, beeinträchtigt die Klassifikation jedoch nicht.

Danach handelt es sich primär um lithische Arenite. In die petrographische Abtrennung matrixreicher Sandsteine wird auch eine diagenetisch gebildete Pseudomatrix mit einbezogen (PETTIJOHN et al., 1987). Aufgrund des in diesem Fall über 15 % liegenden Matrix-

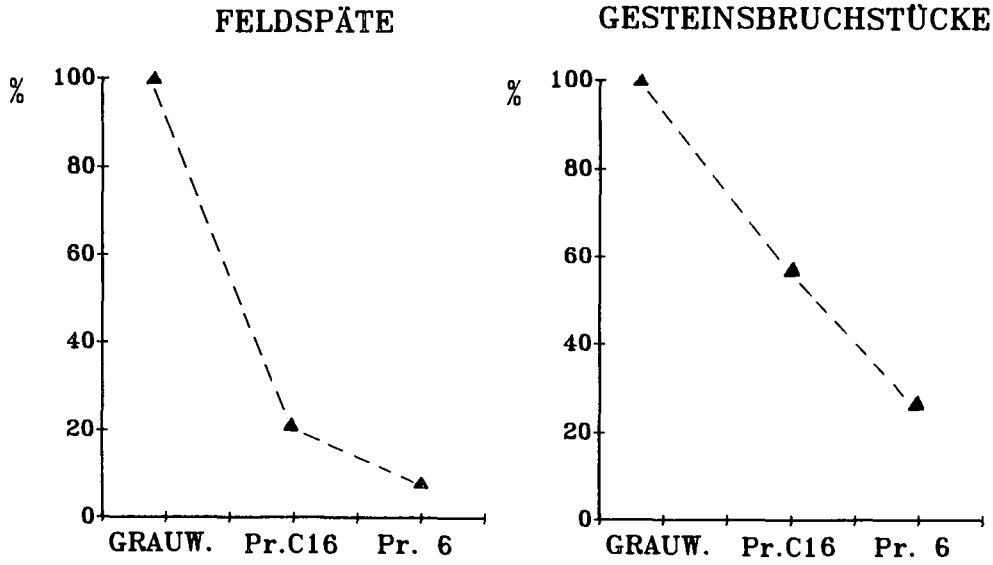


Abb. 16.
Abnahme von Feldspäten und Gesteinsbruchstücken mit zunehmender Aufarbeitung der Grauwacken. Angabe in Prozent detritischer Hauptparameter.

anteils, ist die Bezeichnung Grauwacke anzuwenden. Die Klassifikation von PELLIZZER & TOMADIN (1962) für Gesteine der Fleonsformation kann damit bestätigt werden.

FOLK (1968) schlägt eine weitere Unterteilung lithischer Sandsteine nach der Art der dominierenden Gesteinsbruchstücke vor. Danach können die Fleonsgrauwacken als vulkanische Grauwacken bezeichnet werden.

7. Sedimentgeochemie

Insgesamt wurden 12 Grauwackenproben der Fleonsformation mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz unter Verwendung internationaler Standards analysiert. Gegenüber der Modalanalyse hat die gesamtchemische Analyse den Nachteil, daß sie nicht zwischen detritischem und authigenem Anteil unterscheiden kann. Dies erschwert den Vergleich mit rezenten, unverfestigten Sanden sowie eine plattentektonische Diskriminierung (PETTIJOHN et al., 1987). Angesichts des hohen Anteils von vulkanischem Detritus ist jedoch für die Fleonsgrauwacken ein Vergleich mit der chemischen Zusammensetzung der Metabasalte und Porphyroide des Arbeitsgebietes von Interesse.

Eine Prüfung, ob die untersuchten Metabasalte und Porphyroide Äquivalente der Vulkanite im Liefergebiet der Fleonsgrauwacken darstellen, kann mit Hilfe von

Tabelle 4.
Gemittelte, volatilfrei berechnete chemische Zusammensetzung der beiden Grauwackengruppen der Fleonsformation sowie Vergleich mit Analysen der Vulkanite des Arbeitsgebietes und Sandsteinen verschiedener plattentektonischer Positionen nach BHATIA (1983).
OIB = ozeanischer Inselbogen; KIB = ensialischer Inselbogen; AKR = aktiver Kontinentrand; PKR = passiver Kontinentrand.

	Fleonsformation		Vulkanite Arbeitsgebiet		Sande und Grauwacken verschiedener plattentektonischer Positionen			
	QF-reiche Grauwacke	QF-arme Grauw.	Diabaslager- gänge	Porphyroide	OIB	KIB	AKR	PKR
	N=2	N=10	N=3	N=10				
SiO2	74,56	65,12	53,02	69,01	58,83	70,69	73,86	81,95
TiO2	0,87	1,82	2,35	0,77	1,06	0,64	0,46	0,49
Al2O3	12,26	12,90	16,50	16,48	17,11	14,04	12,89	8,41
FeO	4,02	8,46	11,18	4,19	7,47	4,48	2,88	3,08
MnO	0,06	0,13	0,14	0,05	0,15	0,10	0,10	0,05
MgO	2,20	4,65	6,57	1,45	3,65	1,97	1,23	1,39
CaO	0,57	2,37	5,07	1,69	5,83	2,68	2,48	1,89
Na2O	2,88	3,32	5,03	3,21	4,10	3,12	2,77	1,07
K2O	2,69	1,65	0,09	3,87	1,60	1,85	2,90	1,71
P2O5	0,24	0,38	0,47	0,28	0,26	0,16	0,09	0,12
Ba ppm	626	430	1500	865	370	444	522	253
Cr	104	264	46	34	37	51	26	39
Nb	16	27	39	15	2	9	11	8
Ni	59	92	36	27	11	13	10	8
Rb	88	42	8	141	18	67	115	61
Sr	96	190	445	93	637	250	141	66
V	79	180	303	63	131	89	48	31
Y	24	20	15	31	20	24	25	27
Zn	62	104	91	71	89	74	52	26
Zr	191	235	170	303	96	229	179	298

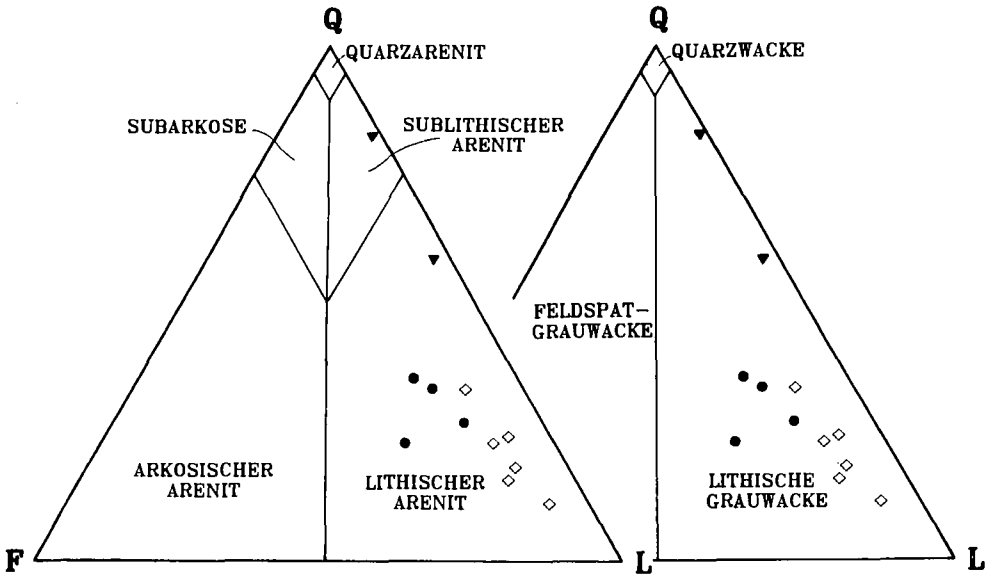


Abb. 17.
Klassifikationsschema mit Hilfe des QFL-Diagramms nach PETTIJOHN (1975).
Das rechte Dreieck gilt für mehr als 15 % Matrixanteil. Die Symbole entsprechen Abb. 13.

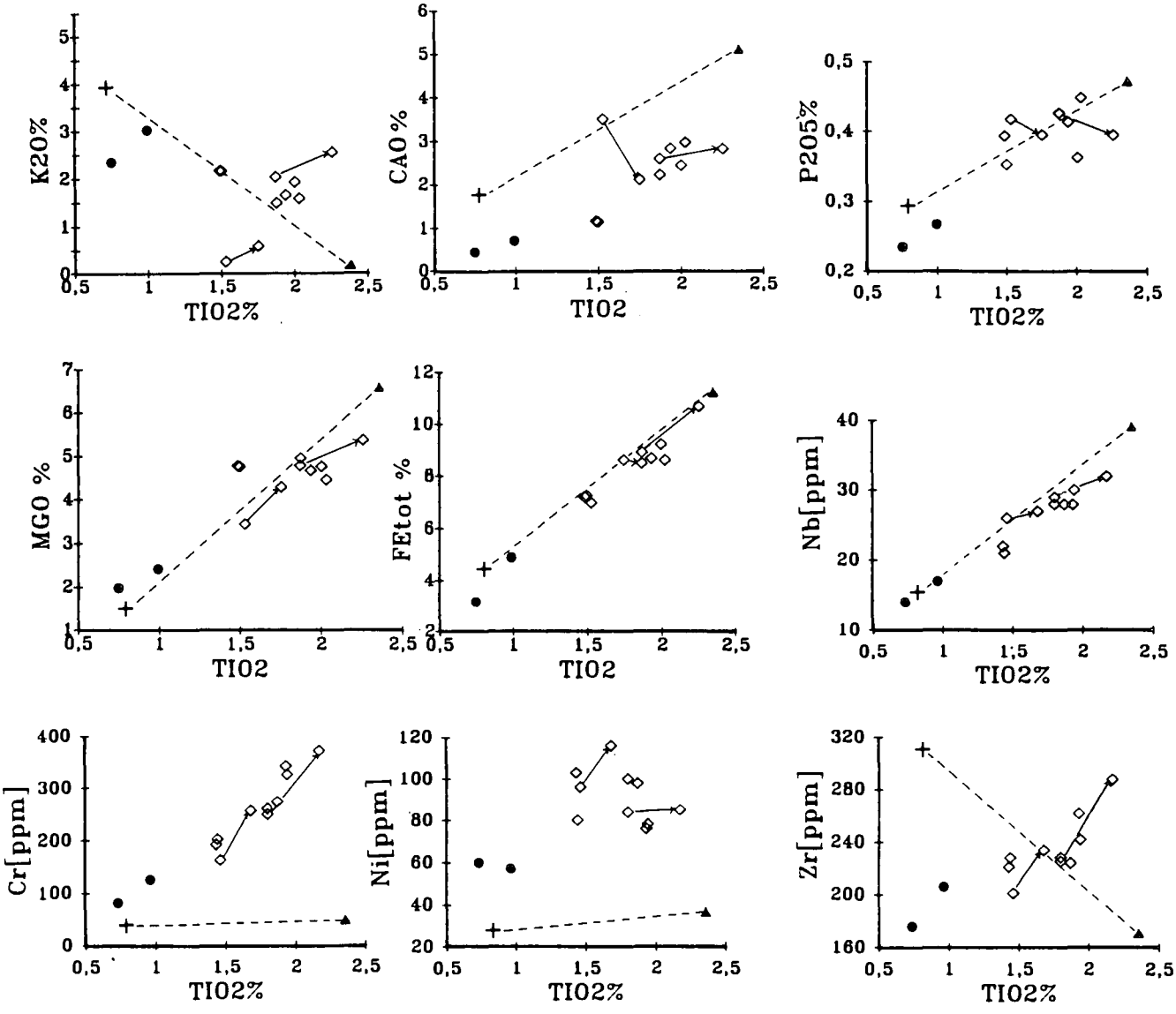


Abb. 18.
TiO_2-Korrelationsdiagramme für die Fleonsgrauwacken für ausgewählte Elemente nach SAWYER (1986).
Die Dreiecke markieren die Metabasalte, die Kreuze die Porphyroide des Arbeitsgebietes. Die gestrichelte Linie entspricht der Mischung beider Endglieder in einem Zweikomponentenmodell. Symbole wie Abb. 13.

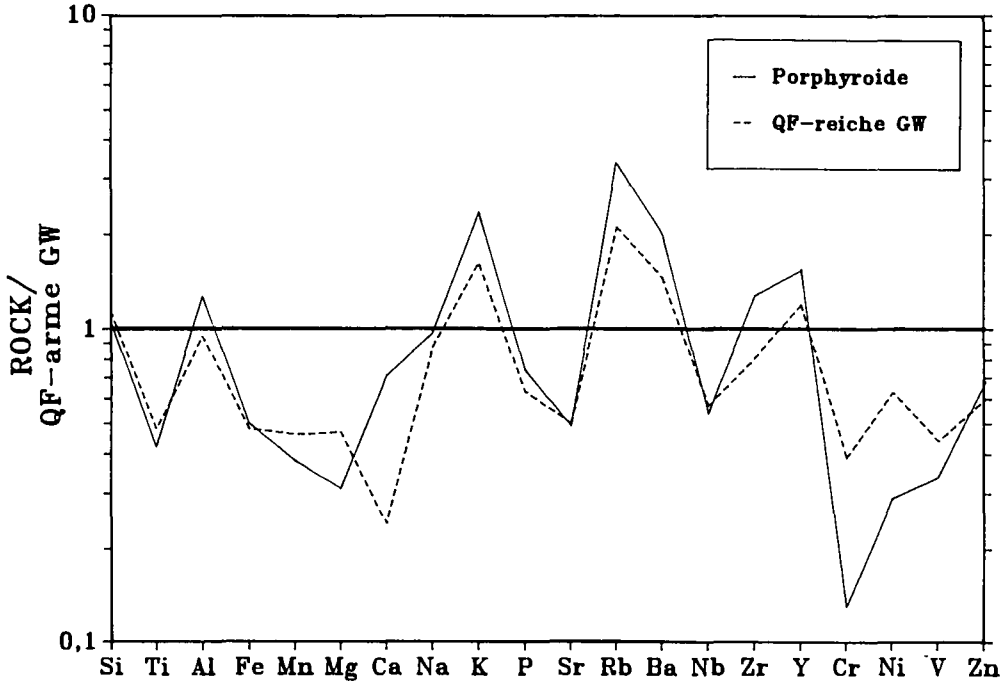


Abb. 19.
Multielementdarstellung mit einer Normierung der Porphyroide und der quarzfeldspatreichen Grauwacken gegen die quarzfeldspatarmen Grauwacken.

Variationsdiagrammen erfolgen. Faßt man die Zusammensetzung der Fleonsgrauwacken vereinfacht als Mischung in einem Zweikomponentensystem Metabasalte – Porphyroide auf, müßten die Grauwacken annäherungsweise auf der Mischungslinie der vulkanischen Endglieder zu liegen kommen (vgl. dazu SAWYER, 1986). Abb. 18 zeigt, daß dieses Modell sehr gut für Elemente paßt, die an mafische Minerale gebunden sind (Fe_{tot}, MnO, MgO, V, Nb). Annähernd gilt dies auch für das Schwermineral Apatit (P_2O_5). Daß dies für Elemente, die z.B. an Quarz, Feldspäte oder bestimmte Schwerminerale gebunden sind (SiO_2, Na_2O, K_2O, CaO, Sr, Rb, Ba, Zr, Cr, Ni), nicht gilt, unterstreicht vor allem im Falle immobiler Elemente die Existenz einer dritten Komponente im Liefergebiet, den Sockel. Von ihm stammt der Hauptteil der Quarze. Zudem sind die Elementkonzentrationen bei Zr, Ni und Cr fast völlig vom Sockel geprägt. Hohe Ni- und Cr-Werte deuten auf Ultramafite im Bereich des Sockels hin.

Anhand von Variationsdiagrammen kann auch abgelesen werden, daß die Gruppe der QFa-Grauwacken stärker vom Sockel beeinflußt ist als die QFr-Gruppe, d.h. in der chemischen Zusammensetzung weichen die klastischen Aufarbeitungsprodukte der Metabasalte stärker vom Edukt ab als dies bei den Porphyroiden der Fall ist. Die nahe Anlehnung der chemischen Zusammensetzung der QFr-Grauwacken an die Porphyroide des Arbeitsgebietes belegt Abb. 19.

Eine Beurteilung der plattentektonischen Position von Sandsteinen anhand des Gesamtchemismus ist trotz einiger neuerer Arbeiten auf diesem Gebiet sehr skeptisch zu betrachten. ROSER & KORSCH (1986, 1988) betonen, daß derartige Diskriminierungen durch andere Daten abzusichern sind. Trägt man Ana-

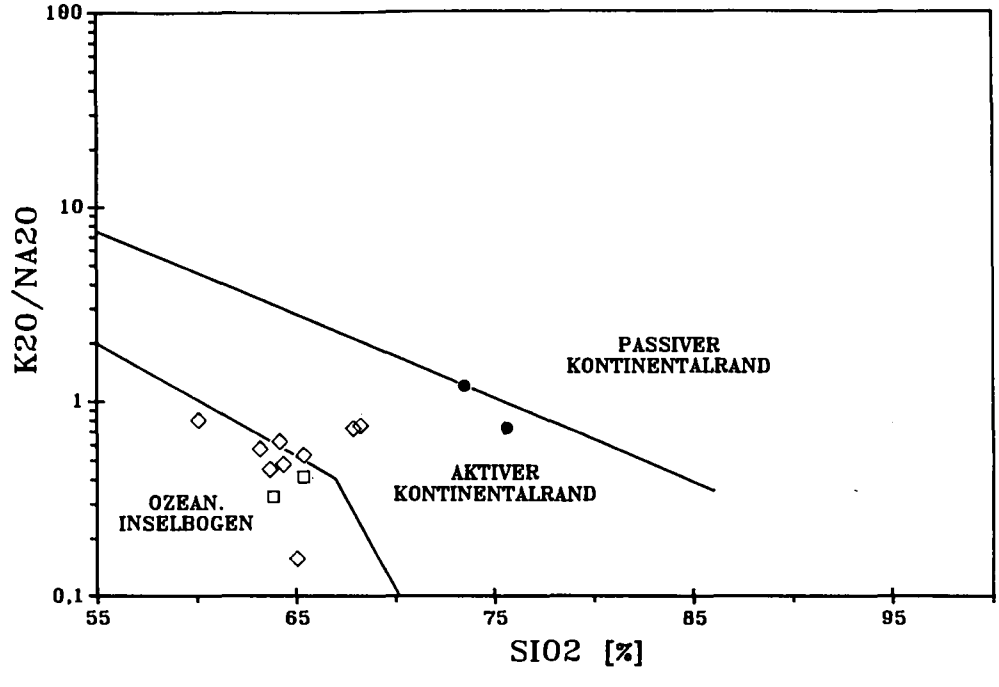


Abb. 20.
K_2O/Na_2O-SiO_2-Diskriminierungsdiagramm zur Unterscheidung von Sandsteinen verschiedener plattentektonischer Positionen nach ROSER & KORSCH (1986).
Eingetragen sind 11 Analysen der Fleonsgrauwacken. Symbole wie Abb. 13.

lysen der Fleonsgrauwacken in eines der Diagramme dieser Autoren ein, ergibt sich eine relativ weite Streuung (Abb. 20). Unter Vorbehalt kann ein Subduktionsmilieu mit krustaler Komponente für die Fleonsformation abgelesen werden. Nach den Daten von BATHIA (1983) sowie BATHIA & CROOK (1986), die durchschnittliche Sandsteinzusammensetzungen unterschiedlicher geotektonischer Positionen angeben (Tab. 4), ist die Zusammensetzung der Fleonsgrauwacken am ehesten mit Sanden ensialischer Inselbögen oder aktiver Kontinentränder zu vergleichen.

8. Mikrosondenuntersuchungen

8.1. Vorbemerkungen

Mikrosondenanalysen wurden von Pyroxenen, Granaten und Feldspäten erstellt. Pyroxenanalysen der Grauwackenserie sollten zur Klärung der Art des Vulkanismus im Liefergebiet und der Beziehung der Diabaslagergänge zur Fleonsformation beitragen. Ein ähnlicher Vergleich zwischen einem potentiellen Liefergestein und Mineralklasten in der Grauwackenserie boten Granate. In mehreren Proben der Porphyroide des Bereichs Weißsteinspitz wurden Granate gefunden. Auch der Comelico-Porphyroid führt teilweise Granate (HEINISCH, 1981). Damit konnte der Frage eines allgemein vermuteten, faziellen Zusammenhangs des Comelico-Porphyroids mit der Fleonsformation auf mineralchemischem Weg nachgegangen werden (vgl. Abschnitt 10). Die insgesamt ca. 200 Mineralmessungen erfolgten am Mineralogischen Institut der Universität Tübingen.

8.2. Pyroxene

8.2.1. Methodik

VALLANCE (1974) zeigte, daß reliktische Pyroxene alterierter Vulkanite ihre primäre Zusammensetzung behalten. Da der Mineralchemismus Beziehungen zum Magmentyp aufweist, werden Pyroxene für eine Charakterisierung des ehemaligen Magmas herangezogen. Besondere Bedeutung haben dabei klastische Pyroxene, da hier keine Spurenelementanalysen des Ausgangsgesteins mehr erstellt werden können (CAWOOD, 1983).

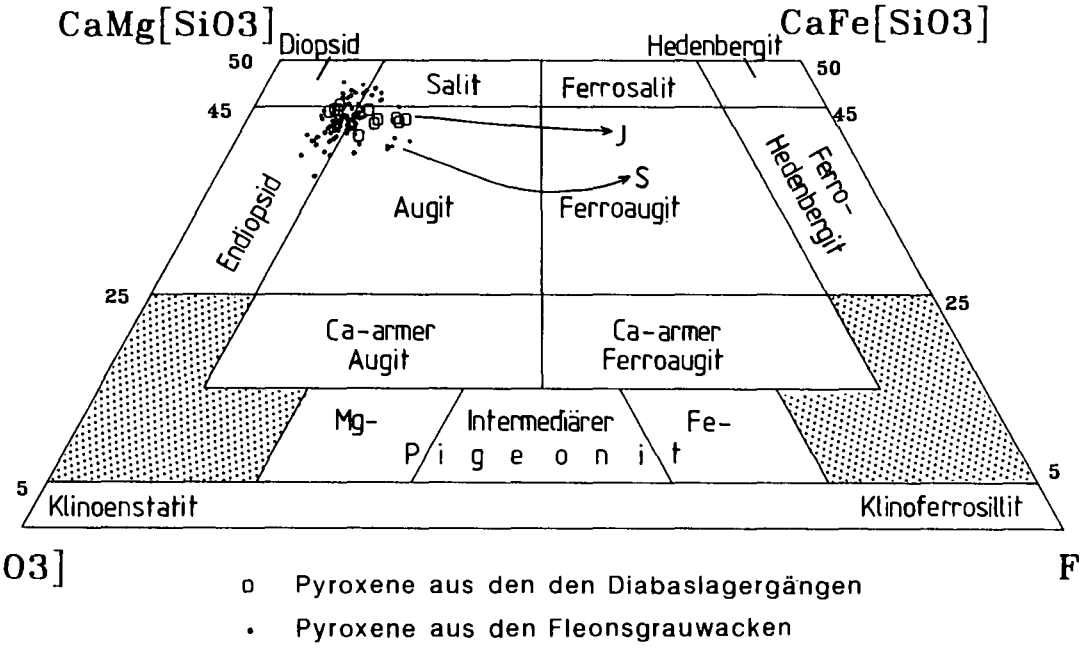
Für die Pyroxenmessungen lagen nur wenige Proben mit ausreichend Analyseobjekten vor. So enthielt nur eine Probe der Diabaslagergänge reliktische Pyroxene. Im Falle der Fleonsgrauwacken wurden Pyroxene in drei unabhängigen Proben analysiert, um die Schwankungsbreite der Pyroxenzusammensetzung in verschiedenen stratigraphischen Niveaus zu prüfen. Geeignete Proben waren dazu nur von der Westseite der Raudenspitz zu gewinnen.

8.2.2. Pyroxene des Diabaslagerganges

Die Zusammensetzung der Pyroxene des Lagerganges östlich des Hochweißsteinhauses liegt innerhalb des Streubereichs der klastischen Pyroxene der Fleonsformation (Abb. 21). Es handelt sich um Ca-reiche Klinopyroxene. Von den klastischen Pyroxenen heben sich die Pyroxene des Lagergangs vor allem durch niedrigere Cr-Gehalte ab. Pyroxene werden wie das Stammagma mit fortschreitender Fraktionierung Cr-ärmer (WASS, 1979). Es kann daher auf einen höheren Fraktionierungsgrad der Diabaslagergänge gegenüber dem Hauptteil der Laven des Liefergebietes der Fleonsgrauwacken geschlossen werden. Die Pyroxene der Diabaslagergänge sind dabei im Gefolge einer Magmendifferentiation aus Pyroxenen der Fleonsformation ableitbar (Abb. 21).

8.2.3. Klastische Pyroxene

Sämtliche analysierten klastischen Pyroxene erwiesen sich ebenfalls als Ca-reiche Klinopyroxene. Trotz



o Pyroxene aus den den Diabaslagergängen

• Pyroxene aus den Fleonsgrauwacken

Abb. 21.
Analysen klastischer Pyroxene der Fleonsformation und der Pyroxene des Diabaslagerganges im Mg-(Fe+Mn)-Ca-Diagramm nach POLDERVAART & HESS (1951).
J = Trend von Pyroxenen in Alkalibasalten Japans; S = Trend von Pyroxenen der tholeiitischen Skaergaard-Intrusion (nach BARBERI et al., 1971).

der hohen Analysenanzahl sind keine sicheren mineralchemischen Gruppen abzugrenzen. Eine Trennung in kleine und große Pyroxenklasten ließ keine Beziehung zwischen dem Mineralchemismus und der Größe erkennen. Es sind damit zum Beispiel keine Grundmassen- und Einsprenglingspyroxene zu unterscheiden. Eine stratigraphische Abhängigkeit des Pyroxenchemismus ist ebenfalls nicht erkennbar, da die Analysenwerte der drei verschiedenen Proben in einem gemeinsamen Bereich streuen.

Im Diagramm nach POLDERVAART & HESS (1951) fallen die meisten Analysen in das Endiopsid- und Augitfeld (Abb. 21). Davon leicht abgesetzt ist eine Punktschar zu erkennen, die vom Diopsid- ins Augitfeld zieht und damit einen Ca-reicheren Trend andeutet. Dieser Differentiationstrend ist typisch für Pyroxene von Alkalibasalten (BARBERI et al., 1971). Die Ca-ärmere Gruppe ist dagegen in ihrer Stellung mildalkalischen Basalten zuzuordnen (vgl. Kap. 8.2.4.).

8.2.4. Magmentypisierung mit Hilfe der Pyroxene

Mitte- und Randmessungen an einigen Pyroxenen erbrachten keinen Hinweis auf eine Zonierung. Daraus kann geschlossen werden, daß die Pyroxene mit der Schmelze im Gleichgewicht waren (WASS, 1979; CAWOOD, 1983). Auch Reaktionssäume, eine Durchsiebung, Anzeichen von Resorption und Überwachsungen, wie sie für Kristallxenolithe typisch sind (WASS, 1979), konnten an keinem der Pyroxene festgestellt werden. Damit ist eine Magmentypisierung auf der Grundlage des Pyroxenchemismus sinnvoll.

Die Beziehung der Pyroxenzusammensetzung zum Magmentyp wurde erstmals eingehend von KUSHIRO (1960), LE BAS (1962), VERHOOGEN (1962) und COOMBS (1963) untersucht. NISBET & PEARCE (1977) sowie LETERRIER et al. (1982) stellten derartige Untersuchungen zum ersten Mal in den Rahmen magmentektonischer Betrachtungen.

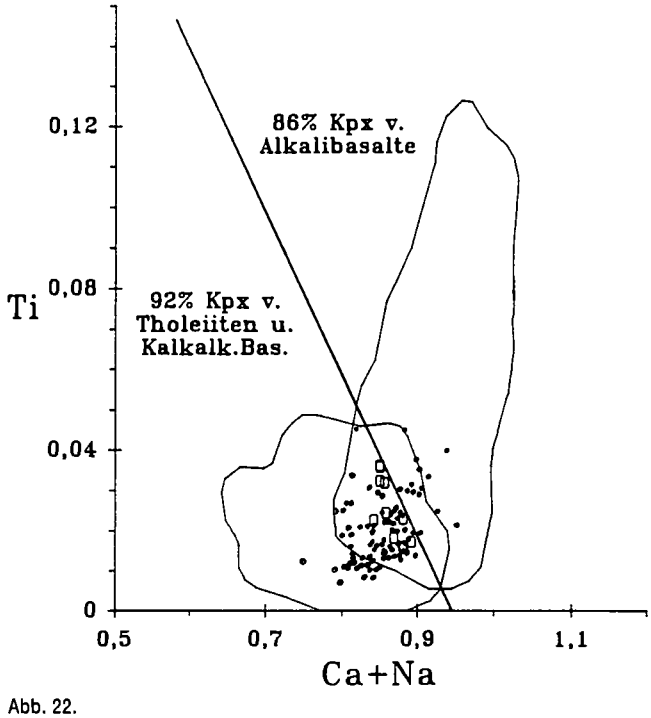


Abb. 22.
Ti-(Ca+Na)-Diagramm zur Unterscheidung von Klinopyroxenen alkalischer und subalkalischer Basalte für die analysierten Pyroxene der Fleonsformation und der Diabaslagergänge nach LETERRIER et al. (1982).
Symbole wie Abb. 21.

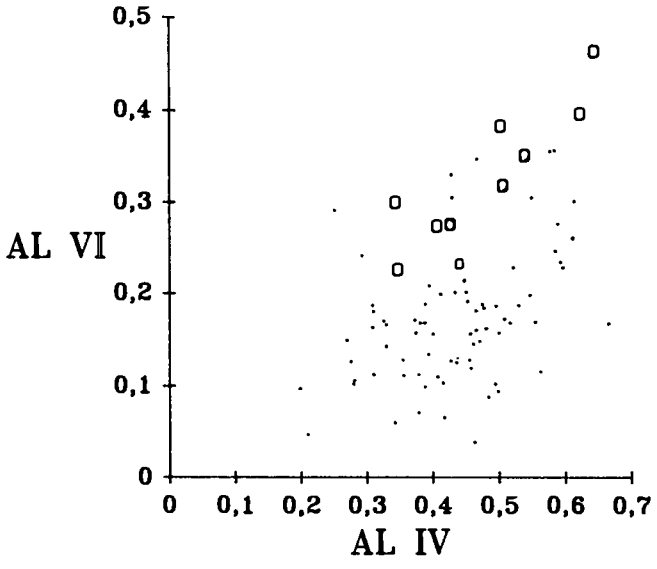


Abb. 23.
Korrelation oktaedrisch koordiniertes Al (Al^{VI}) gegen tetraedrisch koordiniertes Al (Al^{IV}) in den analysierten Pyroxenen nach AOKI & SHIBA (1973).
Symbole wie Abb. 21.

In Abb. 22 ist für die vorliegenden Pyroxenanalysen das Diskriminierungsschema nach LETERRIER et al. (1982) angewandt. In dem Diagramm, das Pyroxene alkalischer Magmen von subalkalischen abtrennt, fallen die untersuchten Pyroxene in den Überlappungsbereich. Zieht man die von den Autoren vorgeschlagene Diskriminierungslinie heran, ist ein Schwerpunkt im subalkalischen Feld zu konstatieren.

Die Problematik der Pyroxendiskriminierung zeigt sich darin, daß der Diabaslagergang in seiner Spurenelementcharakteristik alkalisch ist, die zugehörenden Pyroxene im Diagramm von LETERRIER et al. (1982) jedoch unter die Trennungslinie ins subalkalische Feld fallen. Auch die hier nicht dargestellten Pyroxen-Diagramme von NISBET & PEARCE (1977) diskriminieren die analysierten Pyroxene ganz oder schwerpunktmäßig als subalkalisch. Eine Betrachtung ausschließlich klastischer Pyroxene würde hier zu Fehlinterpretationen führen.

Zahlreiche Autoren betonen daher, daß Magmentypen durch die Zusammensetzung von Pyroxenen weniger klar abzutrennen sind als durch den Chemismus des Gesamtgesteins (vgl. MEVEL & VELDE, 1976; WASS, 1979; COISH & TAYLOR, 1979; NISBET & PEARCE, 1977; LETERRIER et al., 1982). Die Ursache ist, daß die Pyroxenzusammensetzung außer vom Chemismus der Schmelze auch von den Gesetzmäßigkeiten des Gitters, der Kristallisationsabfolge und von physikalischen Faktoren gesteuert wird (BARBERI et al., 1971; AOKI & SHIBA, 1973; MEVEL & VELDE, 1976; WASS, 1979).

Diese Abhängigkeit kann zum Beispiel über die Koordination von Al im Gitter Informationen über die Druckbedingungen und damit die Bildungstiefe liefern (AOKI & SHIBA, 1973). Trägt man die vorliegenden Pyroxene in das Korrelationsdiagramm nach AOKI & SHIBA (1973) ein, setzen sich die Pyroxene des Lagerganges auffallend durch höhere Anteile oktaedrischen Aluminiums vom Hauptfeld der klastischen Pyroxene ab (Abb. 23). Daraus können für diese Gruppe gegenüber

dem Hauptteil der klastischen Pyroxene höhere Drucke während der Kristallisation abgeleitet werden. Die klastischen Pyroxene entstammen damit sehr wahrscheinlich effusiven Laven, nur wenige subvulkanischen Bildungen wie z.B. den Lagergängen.

8.3. Granate

8.3.1. Methodik

Untersuchungen über die Herkunft akzessorischer Granate in sauren bis intermediären Magmatiten führten zu verschiedenen, teilweise kontroversen petrogenetischen Modellen (GREEN & RINGWOOD, 1968, 1972; BIRCH & GLEADOW,1974; CAWTHORN & BROWN, 1976; MILLER & STODDARD, 1981). Trotzdem können Granate in intermediär-sauren Magmatiten als Anzeiger eines bestimmten Bildungsmilieus dienen. So sind magmatische Granate im wesentlichen auf peraluminöse Magmatite beschränkt (DU BRAY, 1988). In allen petrogenetischen Modellen spielt Anatexis in der Unterkruste eine Schlüsselrolle (vgl. CLEMENS & WALL, 1984; BARLEY, 1987). GILL (1983) verweist auf die Beschränkung auf Gebiete, die Anatexis und Assimilation von pelitischem Material erlauben. Als geotektonischer Rahmen kommt ein Subduktions-, syn- oder postkollisionales Regime in Frage (DU BRAY, 1988; BARLEY, 1987; CLEMENS & WALL, 1984).

8.3.2. Granate der Porphyroide

Die vier in den Porphyroidproben von der Weißsteinspitz gemessenen Granate haben eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung. Es handelt sich um Almandine mit einem Almandin-Gehalt von ca. 73 %. Die Pyropkomponente ist mit ca. 21 %, die Spessartin- und Grossular-Komponente mit jeweils nur 2 bis 4 % beteiligt. Tab. 5 zeigt, daß diese Werte gut mit Literaturdaten magmatischer Granate übereinstimmen. Gegen den Rand konnte eine Abnahme der Almandin-Komponente und eine Zunahme der Pyropkomponente festgestellt werden. Die Spessartin- und Grossular-Komponente zeigten keine ausgeprägten Trends.

Grundsätzlich bietet die peraluminöse chemische Zusammensetzung (c-normativ) der Porphyroide die Voraussetzung für eine magmatische Kristallisation von Granaten. Der fortgeschrittene Alterierungszustand der Granate läßt jedoch keine texturellen Schlußfolgerungen zur Frage einer xenolithischen oder primärmagmatischen Herkunft der Granate mehr zu.

8.3.3. Klastische Granate

Die Messungen von Granaten der Fleonsformation wurden mangels weiterer Funde hauptsächlich an einer Probe vom Edigon durchgeführt. Sie gehört dem QFr-Grauwackentyp an. Lediglich eine Analyse konnte aus einer anderen Probe gewonnen werden. In dieser Probe aus den QFa-Grauwacken (Ostseite Raudenspitz) treten die Granate zusammen mit Pyroxenen auf. Der hier gefundene Granattyp ist identisch mit der Hauptgruppe der Probe vom Edigon.

Die 17 analysierten Granate aus der Fleonsformation sind durchwegs almandinbetont, lassen sich nach ihrer Zusammensetzung jedoch in vier Gruppen trennen (Abb. 24). Die meisten Granate besitzen einen Almandin-Anteil von 71–75 % und ein Pyrop-Anteil von 18–22 %. Die Spessartin- bzw. Grossular-Komponente dieser Gruppe liegt meist unter 5 %. Es fällt dabei die gute Übereinstimmung mit Granaten aus dem Porphyroid auf (Tab. 5).

Vier Vertreter wurden von einem sehr almandinreichen Typ registriert (Almandin-Komponente >90 %). Eine Zwischenstellung nehmen Granate mit einem Almandin-Gehalt von 85 % und einem Pyrop-Gehalt von 10 % ein. Eine vierte Gruppe erreicht einen Pyrop-Gehalt von 30 %, der damit deutlich über der Hauptgruppe liegt. Der Almandin- und Spessartin-Gehalt dieser Gruppe ist zugleich am niedrigsten.

Die Übereinstimmung des Granatchemismus zwischen der Gruppe mit den meisten gemessenen Vertretern in den Fleonsgrauwacken mit den Granaten der Porphyroide stützt die geländegeologischen und geochemischen Befunde einer faziellen Beziehung beider Einheiten. Für die Herkunft der anderen Granatgruppen kommt der sedimentär-kristalline Sockel in Frage. Da nur wenige Porphyroidgranate gemessen werden konnten, ist jedoch die Herkunft weiterer Granattypen aus dem Porphyroid nicht auszuschließen.

Tabelle 5.
Zusammensetzung von Granaten der Porphyroide und klastischer Granate der Fleonsformation sowie Vergleich mit Literaturdaten.

		Alm.	Pyr.	Gross.	Spess.
Porphyroide im Arbeitsgebiet (n = 4)		72,6	21,5	3,4	2,6
Fleonsgrauwacken	Gr. 1 (n = 8)	72,8	20,0	3,6	3,5
	Gr. 2 (n = 4)	91,2	4,0	1,0	3,8
	Gr. 3 (n = 2)	85,8	10,0	1,7	2,5
	Gr. 4 (n = 3)	67,3	29,7	2,1	1,2
Andesite und Dazite (TRÖGER, 1959)		70±8	14 ±6	5,5±6	4,5±2
Glimmerschiefer (TRÖGER, 1959)		73±9	17,5±9	4 ±3	3 ±2
Granodiorite (TRÖGER, 1959)		63±8	21 ±7	0,5±1	4,5±4
Devonische Ignimbrite, Victoria, Australien (CLEMENS & WALL, 1984)	Frühmagmatisch	70	22	4	4
	Spätmagmatisch	82	13	2	3
Kretazische, intermediär-saure Vulkanite, Neuseeland (BARLEY, 1987)	Mt. Somers	78	13	4	3,3
	Malvern Hills	87	5	5,6	0,6

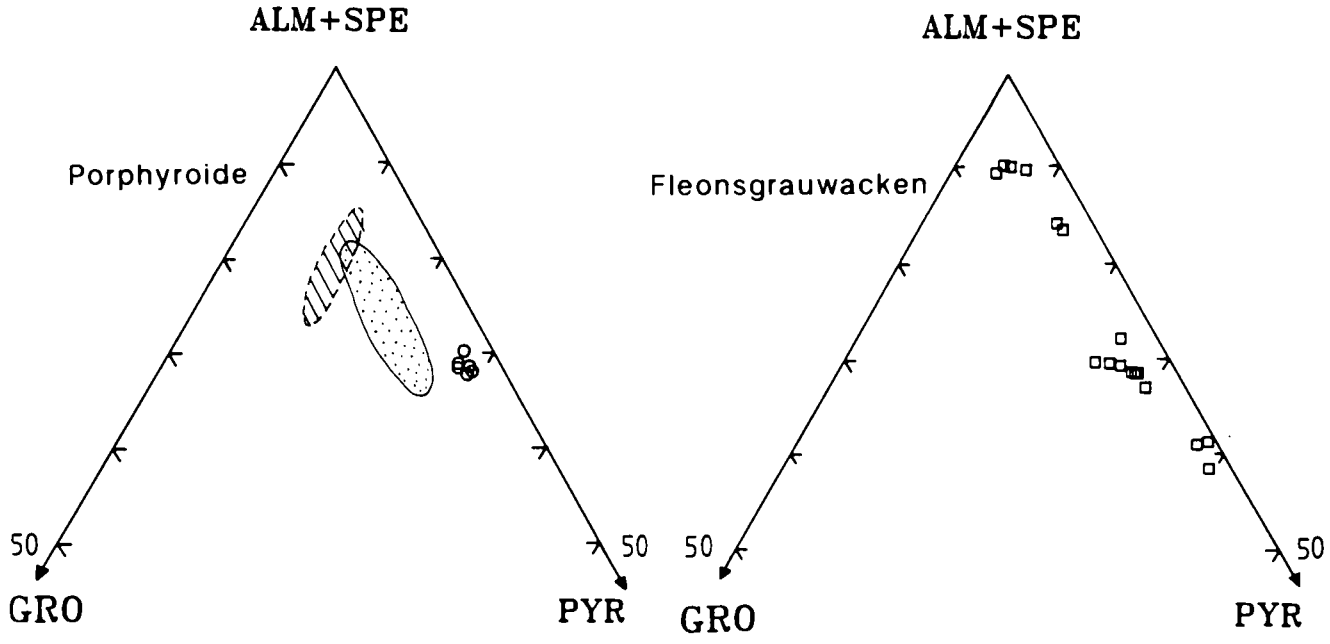


Abb. 24.
Grossular-Pyrop-(Almandin+Spessartin)-Granatdreieck für Granate aus den Porphyroiden und klastischen Pyroxenen aus der Fleonsformation.
Schraffiertes Feld: Granate aus Rhyolithen Japans (GILL, 1981); gerastertes Feld: Granate aus Rhyodaziten Victorias/Australien (GREEN & RINGWOOD, 1972).

8.4. Feldspäte

Feldspäte sind aufgrund spezifischer Unterschiede im Chemismus und Ordnungszustand potentiell von großer Bedeutung zur Rekonstruktion eines Liefergebietes (HELMOLD, 1985; TREVENA & NASH, 1981; MAYNARD, 1984). Die Anfälligkeit gegenüber Umwandlungen während der Diagenese und Metamorphose schränkt die Anwendung jedoch stark ein. Mikrosondeanalysen wurden daher hauptsächlich mit dem Ziel durchgeführt, den Stand der Albitisierung bzw. Entmischung der Feldspäte in den Grauwacken zu testen.

Die Analysen von Plagioklasen der Grauwackenserie ergaben fast reine Albite mit einem An-Gehalt von maximal 2,5 %. Derart reine Albite sind typische Endprodukte der Albitisierung (HELMOLD, 1985). Ein Großteil der registrierten Kalifeldspäte der Grauwackenserie repräsentieren Endglieder mit Or>97 %. Einzelne Analysen weisen Or-Gehalte zwischen 63 und 90 % auf. Die fast reinen Kalifeldspäte könnten als Entmischungsprodukte interpretiert werden. Albitisierte Bereiche waren in Meßtraversen jedoch nicht festzustellen. Damit liegen eventuell primäre Kalifeldspäte einer granitoiden oder metamorphen Quelle vor.

9. Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse

9.1. Das Liefergebiet

In Tab. 6 sind die Ergebnisse der angewandten Untersuchungsmethoden getrennt nach Aussagen über die Petrologie des Liefergebiets und über die plattentektonische Position zusammengefaßt. Das Liefergebiet konnte mit petrographischen und gesamtchemischen Analysen in drei Komponenten aufgegliedert werden. Diese sind:

1) Basische (–intermediäre) Vulkanite
2) Saure, dazitisch-rhyolithische Vulkanite
3) Sockelgesteine: vorwiegend (Meta-)Sedimente, untergeordnet Granitoide und Ultramafite („orogen")

Die Trennung des vulkanischen Detritus in basisch und sauer beruht auf der Bimodalität des Vulkanismus, die aus der dünnschliffmikroskopischen Komponentenanalyse hervorgeht und zwei Grauwackengruppen unterscheiden läßt. Offenbar handelt es sich um räumlich (zeitlich?) getrennte Eruptionszentren, die in Abhängigkeit vom Entwässerungssystem abwechselnd vorwiegend basischen oder sauren Vulkanitdetritus lieferten. Dabei sind die leicht abtragbaren sauren Pyroklastika weniger durch Fremdmaterial (Abtragungsprodukte des Sockels) verunreinigt, als die basischen Vulkanite. Im Profil Raudenspitz/Monte Fleons wird der basische von saurem Vulkanitdetritus abgelöst. Ob dadurch ein genereller zeitlicher Trend des Vulkanismus angezeigt ist, kann aus dem Rahmen des Untersuchungsgebietes nicht geklärt werden.

Der Sockel wird von Sedimenten und Metasedimenten dominiert. Darauf weisen zahlreiche sedimentäre Klasten und ein hoher Quarzgehalt hin. Granitoide zeigen sich in Form charakteristischer Quarze und Turmaline, Ultramafite in modalem Chromit und erhöhten Cr- und Ni-Werten der gesamtchemischen Analysen.

Die Vulkanite des Liefergebietes stehen mit großer Wahrscheinlichkeit in genetischem Zusammenhang mit den Diabaslagergängen und Porphyroiden des Arbeitsgebietes. Dafür sprechen geochemische und mineralchemische Analysen sowie verschiedene Feldbefunde, wie z.B. eine Wechsellagerung von Porphyroiden und feinkörnigen Fleonsgrauwacken an der Tscharrespitz (Nw Obstanser See). Vor diesem Hintergrund wird in Abschnitt 10 die plattentektonische Position der Fleonsformation diskutiert.

9.2. Der Ablagerungsraum

Abb. 25 und 26 geben ein Bildungs- und Faziesschema für die Fleonsformation wieder, das die wichtigsten

Tabelle 6.
Tabellarische Zusammenfassung der Indikatoren zur Aufschlüsselung des Liefergebietes der Fleonsformation.

Informationen über	FELDBEFUND Fazies/Sedimentologie	PETROGRAPHIE qualitativ	PETROGRAPHIE quantitativ	GEOCHEMIE Vulkanite	GEOCHEMIE Sedimente	MIKROSONDE
VULKANISMUS	Diabaslagergänge Öfner Joch und Porphyroide (Weißsteinspitz/Comelico) mit hoher Wahrscheinlichkeit in stratigraphischem Zusammenhang mit Fleonsformation. Im Randbereich des Porphyroidvorkommens sind Umlagerungserscheinungen zu beobachten. Ein sicherer Nachweis der Zusammenhänge ist angesichts komplexer Tektonik nicht möglich.	Art der vulkanischen Gesteinsbruchstücke aufgrund Mineralbestand u. Textur: basisch-trachytisch; dazitisch-rhyolithisch. Vorwiegend effusiv Fragmente von Zwickelfüllungen von Pillowlaven zeigen Abtrag tlw. submariner Effusiva.	bimodale Häufigkeitsverteilung basischer u. saurer Vulkanitfragmante	Diabaslagergänge: mildalkalisch Mugearite-Hawaiite Porphyroide: subalkalische Rhyodazite - Rhyolithe vom High-K-Typ	Der Chemismus der Fleonsgrauwacken liegt v.a.von Elementen, die an mafische Minerale gebunden sind, auf der Mischungslinie Diabaslagergänge/Porphyroide. Diese sind damit mit großer Wahrscheinlichkeit Äquivalente der Vulkanite im Liefergebiet der Fleonsgrauwacken.	Pyroxene: kalstische Pyroxene der Fleonsformation und Pyroxene der Diabaslagergänge stimmen im Chemismus weitgehend überein. Charakter mildalkalisch bis subalkalisch (Diskriminierung nicht eindeutig) Entstammen Basalten Granate: Zusammensetzung der Granate in den Porphyroiden entspricht häufigster Granatgruppe in den Fleonsgrauwacken. Nicht zu entscheiden ob primärmagmatisch oder reliktisch.
SOCKEL	unbekannt	Sedimentäre Gesteinsfragmente: Tonschiefer, Feinsandsteine, Quarzite, Grauwacken; v.a. bei ersteren beiden Intraklasten nicht mehr abtrennbar. Chert, Lydite. Metasedimente: orientierte, polykristalline Quarzaggregate. Granitoide, High-grade-Metamorphite: Quarze mit Mineraleinschlüssen, Kalifeldspäte (?) Ultramafite: Chromit	Q > F Ls ~ 25% Quarzvormacht muß aus dem Sockel stammen. Zusammen mit relativ hohem Anteil sedimentärer Komponenten sind dies Charakteristika für einen "orogenen" Sockel (vorwiegend Sedimente u. Metasedimente, untergeordnet Plutonite).		Einige Elementverteilungen sind nur durch eine dritte Quelle zu erklären. Es deuten auf: Sedimente: hoher Fremdanteil an Zirkon. Granitoide, High-grade-Metamorphite: Verschiebung auf der Mischungslinie bei K und Rb (?) Ultramafite: hohe Cr- u. Ni-Werte, die nicht durch sedimentäre Anreicherung mafischer, vulkanischer Minerale erklärt werden können.	Möglicherweise Relikte des Basements sind Kalifeldspäte und einzelne Granatgruppen
PLATTENTEKTONISCHE POSITION	Fluviatiler Transport in wellendominierten Küstenabschnitt: Fandeltas Ausbildung typisch für tektonische Dehnungszonen (Horst-Graben-Strukturen) und herausgehobenen Abschnitten aktiver Kontinentalränder und Inselbögen.	unreifer Charakter des Detritus (Grauwacken) bis hin zu Grobklastika. Erhalt anfälliger Minerale (Pyroxene) - rasche Hebung des Hinterlandes - kurzer Transportweg	Im Diskriminierungsdiagramm nach DICKINSON ergibt sich Lage an Grenze Arc-/Orogenfeld Nach dem detritischen Modalbestand bleiben folgende Fälle offen: 1. ensialischer Inselbogen (Backarc) 2. aktiver Kontinentalrand (Backarc) 3. passiver Kontinentalrand mit Intraplattenvulkanismus	Diabaslagergänge: Intraplattenverteilungsmuster der Spurenelemente Porphyroide: subalkalische high-K-Rhyodazite u. Rhyolithe werden bevorzugt über konvergierenden Plattenrändern gefördert. Seltener anorogenes Krustenschmelzprodukt.	Gesamtchemismus zeigt größte Ähnlichkeiten zu Sanden aus subduktionsgebundenem Milieu mit krustaler Komponente. Dies gilt besonders für die QFr-Gruppe	Diskriminierung nicht eindeutig. Da sich ein Bezug zu den Diabaslagergängen ergibt, ist ein Intraplattenmilieu zu fordern, zu dem der Chemismus der Pyroxene nicht im Widerspruch steht.

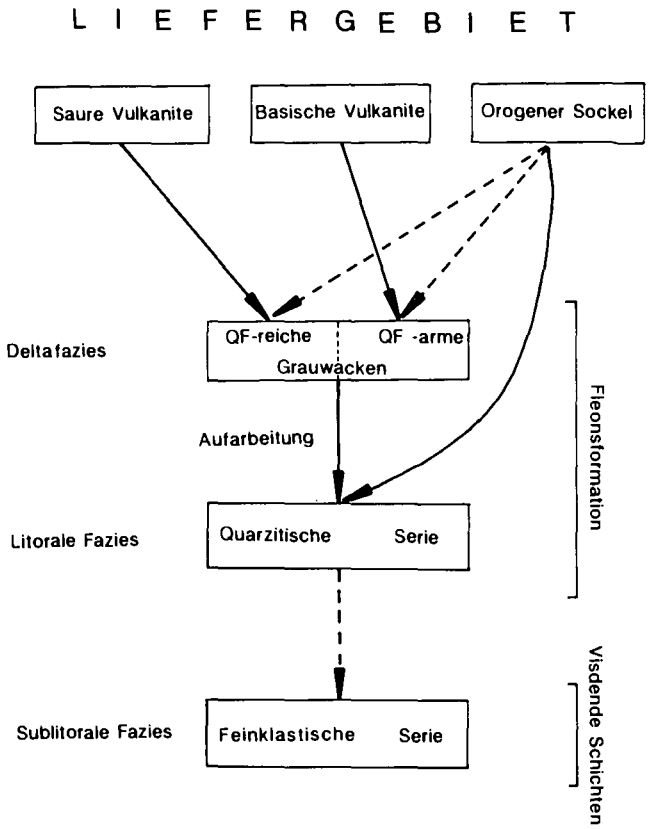


Abb. 25.
Schema zur Bildung des Fazieskomplexes Fleonsformation/Visdende-Schichten durch unterschiedliche Beteiligung der Komponenten des Liefergebietes und durch Aufarbeitungsprozesse.

Ergebnisse berücksichtigt. Verschiedene Mischungsverhältnisse der drei petrologischen Komponenten des Liefergebietes sowie verschiedene Transport- und Ablagerungsbedingungen führten zu einem differenzierten Fazieskomplex.

Ein proximales Produkt ist die Grauwackenserie, deren unreifer, vorwiegend vulkanischer Detritus rasch in Form von Fandeltas in das Becken geschüttet wurde. Aus der litoralen Aufarbeitung der Deltasedimente an einer wellendominierten Küste und einer verstärkten Einbeziehung quarzreichen Detritus des Sockels zwischen den deltaischen Schüttungszentren ging die Quarzitische Serie hervor. Ein distales, vorwiegend feinklastisches Produkt repräsentieren die in der Literatur als Visdende-Schichten von der Fleonsformation abgetrennten Tonschiefer, quarzitischen Schiefer und Quarzite. Alle drei klastischen Einheiten zeigen fazielle Übergänge oder Verzahnungen.

Die Anlage von Fandeltas und der teilweise grobe Detritus deuten auf eine rasche Hebung des Hinterlandes und ein ausgeprägtes Relief am Beckenrand hin. Es ist ein humides Klima anzunehmen, da die Schüttung im fluviatilen Milieu erfolgte (Sedimentstrukturen, gut gerundete Gerölle, keine Brekzien).

Vergleicht man dieses Faziesmodell mit Serien der zentralen und östlichen Karnischen Alpen ergeben sich Analogien vor allem zu ordovizischen Abfolgen. Das Ordovizium in diesem Teil der Karnischen Alpen ist ebenfalls vorwiegend flachmarin-klastisch (Himmelberger Sandstein, Konglomerate, sandige Schiefer der Uggwa-Fazies). Vulkanische Bildungen treten dagegen nur sehr untergeordnet in Erscheinung. Das Faziesmodell von SCHÖNLAUB (1971) für das Ordovizium der zentralen und östlichen Karnischen Alpen, das eine Bewegtwasser- und Stillwasserfazies unterscheidet, ist dabei gut auf die Beziehung der Fleonsformation zu den Visende-Schichten übertragbar. Die Deltaschüttungen der Grauwackenserie haben jedoch keine Entsprechung in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen.

Die Sedimentationsprozesse des Komplexes Fleonsformation/Visdende-Schichten unterscheiden sich dagegen stark von denen des Hochwipfelflyschs. Die Fleonsformation und die Visdende-Schichten weisen weder eine vergleichbare Turbiditfazies noch Hinweise auf scharfe Umbrüche im Sedimentationsgeschehen auf, wie sie in den weitverbreiteten Brekzienlagen vor allem an der Basis des Hochwipfelflysches ausgebildet sind.

10. Plattentektonische Position der Fleonsformation

Wie in den vorigen Abschnitten dargelegt wurde, liefert die Beurteilung der paläotektonischen Position der Fleonsformation mittels einzelner Parameter keine eindeutige Aussage. Es sollen daher hier abschließend Modelle diskutiert werden, die alle Ergebnisse auch über die Vulkanite des Arbeitsgebietes berücksichtigen.

Zunächst stößt die Einbeziehung der untersuchten Metabasalte und Porphyroide auf die Schwierigkeit, daß sich Alkalibasalte mit Intraplattencharakteristik und High-K-Rhyodazite als vorwiegende Produkte konvergierender Plattengrenzen gegenseitig auszuschließen scheinen. Sucht man nach rezenten Beispielen derartiger Vulkanitvergesellschaftungen, können die westliche USA (EWART, 1979) oder der Mittelmeerraum (SAVELLI, 1988) angeführt werden. In beiden Fällen handelt es sich um plattentektonisch komplexe Bereiche, in denen Subduktions-, Kollisions und Dehnungsprozesse zeitlich-räumlich eng miteinander verknüpft sind und sich die jeweiligen magmatischen Produkte überlagern. Das ausgedehnte Extensionsfeld im Westen der USA (Basin and Range-Provinz)wird von EATON (1984) als ensialisches Backarc-Becken gedeutet. Kleinräumigere ensialische Backarc- und Intraarc-Becken mit ähnlichen Vulkanitvergesellschaftungen beschreiben BARTHOLOMEW & TARNEY (1984) aus dem Mesozoikum und Tertiär der südlichen Anden. Von COLE (1984) wird die Taupo-Zone diesem Typ zugerechnet.

Die Analyse des detritischen Modalbestandes bestätigt für die Fleonsformation ein im weiteren Sinn mobilorogenes Milieu im Bereich kontinentaler Kruste. Sowohl im Modalbestand als auch in der geochemischen Zusammensetzung sind für die klastischen Produkte Analogien zu rezenten Sanden in den westlichen USA zu finden. Die Bimodalität der vulkanischen Produkte und die Bildung von Fandeltas deuten unabhängig voneinander auf eine Dehnungstektonik während der Bildung der Fleonsformation hin. Von Horststrukturen und Vulkanzentren erfolgte die Schüttung von Abtragungsprodukten in die angrenzenden Grabenbereiche. Es muß jedoch relativ rasch zu einer Konsolidierung gekommen sein, da die Mächtigkeit der quarzitischen und grobklastischen Fazies 500 m nicht überschreitet und auf einzelne Gebiete beschränkt blieb.

In Abb. 27 wurden zwei plattentektonische Modelle für die Fleonsformation entwickelt. Sie unterscheiden

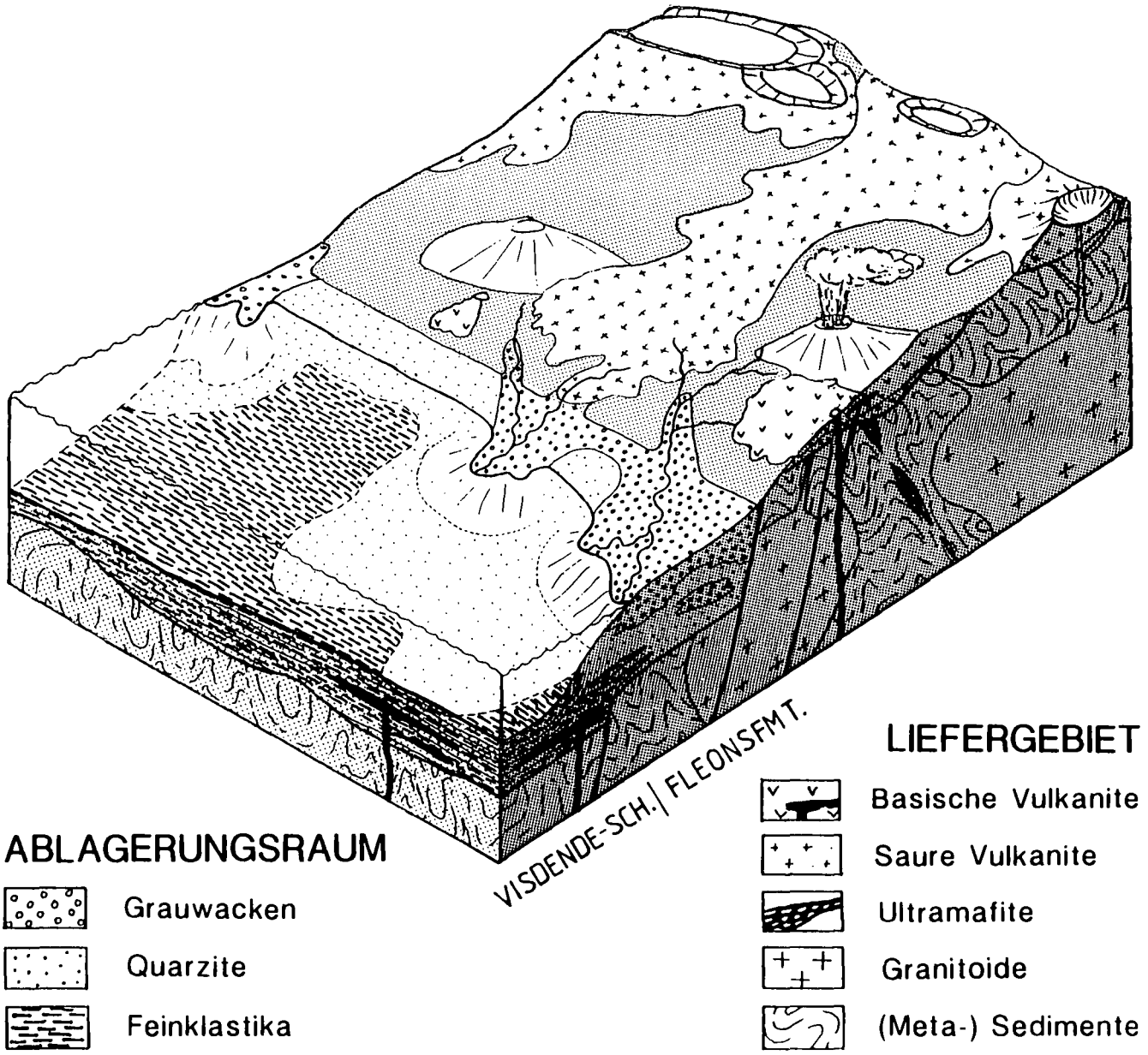


Abb. 26.
Blockbildschema der geologischen und paläogeographischen Verhältnisse während der Bildungszeit der Fleonsformation für den Raum der westlichen Karnischen Alpen.

sich im wesentlichen nur in Bezug auf den äußeren Rahmen.

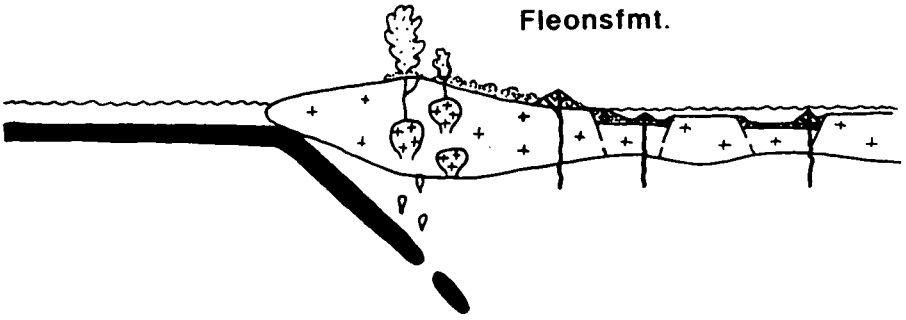
Das erste Modell entspricht vereinfacht der Situation in den westlichen USA mit einem ensialischen Backarc-Becken im Bereich eines aktiven Kontinentrandes. Der saure Vulkanismus ist subduktionsgebunden, der alkalische Intraplattenvulkanismus im Rückraum des Bogens besitzt dagegen eine davon unabhängige Mantelquelle. Das Backarc-Rifting führt zu einer Dehnungstektonik. Der orogene Sockel hat in diesem Modell keinen Bezug zur aktuellen geotektonischen Position, sondern wäre in einem vorausgegangenen Zyklus gebildet worden.

Das zweite Modell kann mit der Situation im Mittelmeer verglichen werden. Der orogene Sockel wird direkt in Bezug zur aktuellen Position gesetzt. Unter postkollisionalen Bedingungen mit einsetzender Dehnungstektonik kommt es zur Bildung später, saurer Schmelzprodukte und zur Förderung von Intraplattenalkalibasalten aus einer davon unabhängigen Mantelquelle. Angesichts der relativ geringen Sedimentmächtigkeiten und des zu fordernden raschen Übergangs von einem kompressiven zu einem tensionalen Regime ist allerdings keine Kollision großen Stils anzunehmen. Welches Modell die höhere Wahrscheinlichkeit besitzt, kann aus dem Rahmen des Arbeitsgebietes nicht geklärt werden. Es soll aber abschließend ein Vergleich mit bestehenden Modellen gezogen werden.

11. Schlußfolgerungen zur Stellung der Fleonsformation in der geodynamischen Entwicklung der Ost- und Südalpen während des Paläozoikums

Da die Alterseinstufung der Fleonsformation umstritten ist, sollen die entwickelten Modelle sowohl für die Situation im Ordovizium als auch im Karbon diskutiert werden.

Modell 1



Modell 2

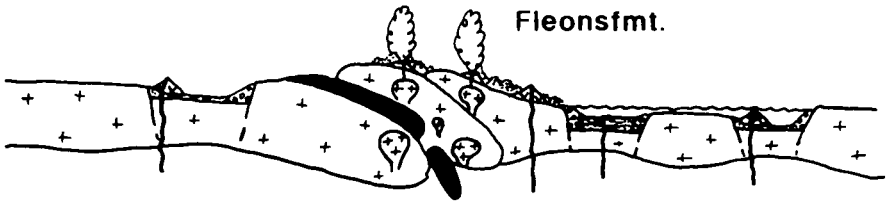


Abb. 27.
Plattentektonische Modelle für den Raum der westlichen Karnischen Alpen zur Zeit der Förderung der Porphyroide und Metabasalte sowie der Ablagerung der Fleonsformation und der Visdende-Schichten.

Für das Ordovizium liegen mehrere, teilweise kontroverse Modelle vor. Subduktionsmodelle schlugen LOESCHKE (1977) auf der Grundlage geochemischer Vulkanitdaten sowie HÖLL (1979) und POHL (1984) auf der Grundlage der Verteilung von Vererzungen vor. Demgegenüber vertreten HEINISCH & SCHMIDT (1982) ein anorogenes Rifting-Ereignis.

Ein mehrstufiges Modell wechselnder plattentektonischer Konfigurationen stellten FRISCH et al. (1984, 1987) auf. Danach ist während des Spätproterozoikums und Frühpaläozoikums im Bereich des Ostalpins ein aktiver Kontinentrand oder Inselbogen entwickelt. Im Ordovizium kommt es zur Kollision mit einem anschließenden Übergang zu einem tensionalen tektonischen Regime. Der Vulkanismus wechselt von kalkalkalisch nach alkalisch. Die Bildung der Schmelzprodukte wird von NEUBAUER & FRISCH (1988) in Zusammenhang mit dem Aufdringen eines Mantelplumes im Rahmen nachwirkender Subduktionstätigkeit gebracht. Die plattentektonische Situation kennzeichnen die Autoren als intraorogenes Backarc-Becken. Dieses Modell ist damit weitgehend identisch mit dem für die Fleonsformation entwickelten zweiten Modell.

LOESCHKE (1989) unterscheidet im Oberordovizium einen passiven Kontinentrand oder ein kontinentales Dehnungsfeld mit mildalkalischen Intraplattenbasalten von einer konvergierenden Plattengrenze mit kalkalkalischen Produkten (Blasseneckporphyroid, Nockserie). Die Beziehung beider Räume läßt LOESCHKE offen. LOESCHKE & HEINISCH (in press) vergleichen den oberordovizischen Porphyroidvulkanismus mit der Situation, die im Perm zur Bildung des Bozener Quarzporphyrs führte und erwägen eine spät- bis postkollisionale Position.

Alle genannten Modelle lassen erkennen, daß das Oberordovizium eine Zeit der Umstellung ist. Die magmatischen Produkte entstammen sowohl einem ausklingenden kompressiven Regime als auch einem neu einsetzenden Dehnungsregime. Letzteres hielt während des Silurs und Devons weiter an (HEINISCH, HERTOGEN & SCHLAEGEL, 1988).

Die Daten aus den westlichen Karnischen Alpen spiegeln eine äquivalente Situation wider. Die für die Fleonsformation entwickelten Modelle sind daher mit vorhandenen Modellen für das Ordovizium sehr gut in Einklang zu bringen.

Nach einer Phase anhaltender Krustendehnung während des Silurs und Devons verstärkte sich am Ende des Visé die synsedimentäre Tektonik und leitet an der Grenze zum Oberkarbon in einen mobilen Flyschtrog über. Der Intraplattenvulkanismus der Dimonserie wird von VAI (1975) ins untere Westfal gestellt. VAI (1975) ordnet in diese Zeit auch die Fleonsformation ein. Im mittleren Westfal kommt es zur Hauptfaltung in den Karnischen Alpen.

Gegen eine Einbindung der Fleonsformation in das untere Westfal sprechen mehrere Punkte, die hier noch einmal zusammengefaßt sind:

- Der sedimentär-tektonische Rahmen der Fleonsformation und der Visdende-Schichten unterscheidet sich grundlegend von dem der Hochwipfelschichten. Parallelen ergeben sich dagegen zur ordovizischen Faziesvergesellschaftung in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen.
- Der Vulkanismus der Dimonserie kann sowohl in der chemischen Zusammensetzung als auch in der Art der Produkte mit den Vulkaniten der westlichen Karnischen Alpen nicht korreliert werden.
- In der Fleonsformation sind sowohl im Gelände als auch bei einer Aufbereitung auf organische Rückstände keinerlei Pflanzenreste nachzuweisen, obwohl dies für ein flachmarin-fluviatiles Milieu im Karbon zu erwarten wäre.

Die in dieser Arbeit dargelegten sedimentologischen, petrographischen und geochemischen Daten stützen ein oberordovizisches Alter der Fleonsformation. Es wird damit die Ansicht von SCHÖNLAUB (1985) bestätigt, der ein oberordovizisches Alter neben faziellen Argumenten mit Hilfe von Bryozoenfunden in sandigen Schiefern der Fleonsformation erhärten konnte. Die Fleonsformation wäre damit in die Reorganisationsphase der Plattenkonstellationen während des oberen Ordoviziums einzuordnen und stünde am Anfang der langanhaltenden Dehnungsphase, die den ost- und südalpinen Raum vom Silur bis Unterkarbon beherrschte.

Dank

Die vorliegende Arbeit wurde als Diplomarbeit am Geologischen Institut der Universität Tübingen auf Anregung und unter Leitung von Herrn Prof. Dr. J. LOESCHKE durchgeführt. Ihm gilt mein herzlicher Dank für zahlreiche Diskussionen und Anregungen, die nicht zuletzt zu der von ihm durch kritische Durchsicht des Manuskripts unterstützten Abfassung dieses Auszugs aus der Diplomarbeit führten.

Des weiteren gilt mein Dank allen, welche die Arbeit ermöglichten und zu deren Gelingen beitrugen. Insbesonders möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) bedanken, der durch gemeinsame Geländebegehungen, Diskussionen und die freizügige Überlassung eigener Forschungsergebnisse wesentlich die Arbeit gefördert hat. Herr Prof. P. METZ ermöglichte dankenswerterweise die Mikrosondenmessungen am Mineralogischen Institut Tübingen. Frau BARTHOLOMÄ sei für die sorgfältige Durchführung der Röntgenfluoreszenzmessungen gedankt. Die Geländearbeiten fanden freundlicherweise eine finanzielle Unterstützung durch die Geologische Bundesanstalt Wien und die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Beiden Institutionen soll an dieser Stelle gedankt werden.

Literatur

AOKI, K.J. & SHIBA, J.: Pyroxenes from lherzolithe inclusions of Itinome-gata, Japan. – Lithos, **6**, 41–51, Oslo 1973.

BARBERI, F., BIZOURD, H. & VARET, J.: Nature of the clinopyroxenes and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. – Contrib. Mineral. Petrol., **33**, 93–107, Berlin 1971.

BARTHOLOMEW, D.S. & TARNEY, J.: Crustal extension in the Southern Andes (45°–46°). – In: KOKELAAR, B.R. & HOWELLS, M. (Eds.): Marginal basin geology, 95–203, Blackwell, Oxford 1984.

BARLEY, M.E.: Origin and evolution of mid-Cretaceous garnet-bearing, intermediate and silicic volcanics from Canterbury, New Zealand. – In: WEAVER, S.D. & JOHNSON, R.W. (Eds.): Tectonic controls on magma chemistry. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **32**, 247–267, 1987.

BASU, A.: Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implication to paleoclimate interpretation. – J. Sedim. Petrol., **37**, 1031–1044, Tulsa 1976.

BASU, A., YOUNG, S.W, SUTTNER, L.J., JAMES, W.C. & MACK, G.H.: Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycristallinity in detrital quartz for provenance interpretation. – J. Sedim. Petrol., **45**, 873–882, Tulsa 1975.

BATHIA, M.R.: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – J. Geology, **91/6**, 611–627, Chicago 1983.

BATHIA, M.R. & CROOK, K.A.W.: Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – Contrib. Mineral. Petrol., **92**, 181–193, Berlin 1986.

BIRCH, W.D. & GLEADOW, A.J.W.: The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Carberean Cauldron, Central Victoria, Australia. – Contrib. Mineral. Petrol., 45: 1–13, Berlin (1974).

BLATT, H.: Provenance determinations and recycling of sediments. – J. Sediment. Petrol., **37**, 1031–1044, Tulsa 1967.

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R.C.: Origin of sedimentary rocks, 2nd edition, 782 S., Englewood Cliffs, New Jersey 1980.

BÖGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. – 231 S., Thun (Ott Verlag) 1976.

CAMERON, K.L. & BLATT, H.: Durabilities of sand size schists and volcanic rock fragment during fluvial transport, Elk Greek, Black Hills, South Dakota. – J. Sedim. Petrol., **41**, 565–576, Tulsa 1971.

CAWOOD, P.A.: Modal composition and detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New England Fold Belt (East Australia): a Paleozoic fore-arc terrane. – Bull. Geol. Soc. Amer., **94**, 1199–1214, Boulder, Colorado 1983.

CAWTHORN, R.G. & BROWN, P.A.: A model for the formation and crystallisation of corundum-normative calc-alkaline magma through amphibole fractionation: reply. – J. Geology, **86**, 272–275, Chicago 1978.

CLEMENS, J.D. & WALL, V.J.: The role of manganese in the paragenesis of the magmatic garnet: a discussion. – J. Geology, **90**, 339–341, Chicago 1982.

COISH, R.A. & TAYLOR, L.A.: The effect of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. – Earth Planet. Sci. Lett., **42**, 389–398, Amsterdam 1978.

COLE, J.W.: Taupo-Rotorua Depression: an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M. (Eds.): Marginal basin geology, 109–120, Oxford (Blackwell) 1984.

COOMBS, D.S.: Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. – Mineral. Soc. Amer., Spec. Paper, **1**, 227–250, 1963.

CROOK, K.A.W.: Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variations in flysch arenites (greywackes). – In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. (Eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Soc. Econ. Pal. Min, Spec. Publ., **19**, 304–310, 1974.

DICKINSON, W.R.: Interpreting detrital modes of greywackes and arkose. – J. Sedim. Petrol., **40**, 695–707, Tulsa 1970.

DICKINSON, W.R.: Plate tectonics and sedimentation. – In: DICKINSON, W.R. (Ed.): Tectonics and sedimentation, Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., **22**, 1–27, 1974.

DICKINSON, W.R.: Interpreting provenance from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 333–361, Dordrecht (Reidel Publishing Comp.) 1985.

DICKINSON, W.R., BEARD, I.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T.: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Bull. Geol. Soc. Amer., **94**, 222–235, Boulder, Colorado 1983.

DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone composition. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **63**, 2164–2182, Tulsa 1979.

DICKINSON, W.R. & VALLONI, R.: Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – Geology, **8**, 82–86, Boulder Colorado 1980.

DU BRAY, E.A.: Garnet composition and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis – Southeastern Arabian Shield. – Contrib. Mineral. Petrol., **100**, 205–212.

EATON, G.P.: The Miocene Great Basin of Western North America as an extending back-arc region. – Tectonophysics, **102**, 275–295, Amsterdam 1984.

EWART, A.: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. – In: BARKER, F. (Ed.): Trondhjemites, dacites, and related rocks, 13–121, Amsterdam 1979.

FOLK, R.L.: Petrology of sedimentary rocks. – 182 S., Austin, Texas (Hemphill Publishing Co.) 1968.

FORCE, E.R.: The provenance of rutile. – J. Sedim. Petrol., **50**, 485–488, Tulsa 1980.

FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Verl. Max Niemeyer) 1894.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73/1**, 47–68, Stuttgart 1984.

FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine-Mediterranean mountain belts: 209–226, Mineralia Slovaca-Monography, Bratislava (Alfa) 1987.

FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine (Sediment-Petrologie Teil II). – 4. neubearb. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1988.

GAZZI, P.: Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Apenino modenese – correlazioni con il flysch di Monghidoro. – Mineralog. et Petrogr. Acta, **16**, 69–97.

GEYER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1 : 75.000, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico. – Wien (Verlag der k.k. Geol. R.-A.) Wien 1902.

GILL, J.B.: Orogenic andesites and plate tectonics. – 390 S., Berlin (Springer-Verlag) 1981.

GRAHAM, S.A., INGERSOLL, R.V. & DICKINSON, W.R.: Common provenance for lithic grains in carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin. – J. Sedim. Petrol., **46**, 620–632, Tulsa 1976.

GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E.: Origin of garnet-phenocrysts in calc-alkaline rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., **18**, 163–174, Berlin 1968.

GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E.: Crystallisation of garnet-bearing rhyodacite under high pressure hydrous conditions. – J. Geol. Soc. Austral., **19**, 203–212, 1972.

HARROLD, P.J. & MOORE, J.C.: Composition of deep-sea sands from marginal basins of the northwestern Pacific. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **31**, 507–514, Washington 1975.

HEINISCH, H.: Zum ordovizischen „Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. geol. B.-A., **124/1**, 1–109, Wien 1981.

HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P.: Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **131/2**, 267–278, Wien 1988.

HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**, 211–239, Stuttgart 1982.

HELMOLD, K.P.: Provenance of feldspathic sandstones – the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, 139–163, Dordrecht (Reidel Publishing Company) 1985.

HERITSCH, F: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz, Graz 1936.

HINDERER, M.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den westlichen Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach. – Jb. Geol. B.-A., **131**/3, 481–483, Wien 1988.

HINDERER, M.: Sedimentologie und Vulkanismus des Paläozoikums südlich St. Lorenzen /Lesachtal unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation (Westliche Karnische Alpen/Österreich/Italien). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 198 S., Tübingen 1989.

HÖLL, R.: Time- and stratabound early Paleozoic scheelite, stibnite, and cinnabar deposits in the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A., **1979**/3, 369–387, Wien 1979.

HOUSEKNECHT, D.W.: Comparative anatonomy of a Pottsville lithic arenite and quartz arenite of the Pocahonatas basin, southern West Virginia: petrogenetic, depositional, and stratigraphic implications. – J. Sedim. Petrol., **50**, 3–20, Tulsa 1980.

INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICKLE, J.D. & SARES, S.W.: The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. – J. Sedim. Petrol., **54**, 103–116, Tulsa 1984.

JENKINS, W.A.M.: Ordovician Chitinozoa from Shropshire. – Palaeontology, **10**, 436–488, London 1967.

KUSHIRO, I.: Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. – Amer. J. Sci., **258**, 548–554, New Haven, Connecticut 1960.

LE BAS, M.J.: The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. – Amer. J. Sci., **260**, 267–288, New Haven, Connecticut 1962.

LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. & MARCHAL, M.: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. – Earth Planet. Sci. Lett., **59**, 139–154, Amsterdam 1982.

LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dtsch. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.

LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616, Stuttgart 1989.

LOESCHKE, J. & HEINISCH, H.: Paleozoic volcanism of parts of the Eastern Alps and its paleotectonic environment. – In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): The Pre-Alpine Basement in the Alps, Berlin (Springer-Verlag), in press.

MACK, G.H. & SUTTNER, L.J.: Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. – J. Sedim. Petrol., **47**, 89–100, Tulsa 1977.

MAYNARD, J.B.: Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands: relationship to tectonic setting. – Sedimentology, **31**, 493–501, Amsterdam 1984.

MEVEL, C. & VELDE, D.: Clinopyroxene in mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. – Earth Planet. Sci. Lett., **32**, 158–164, Amsterdam 1976.

MIALL, A.D.: Principles of sedimentary basin analysis. – 490 S., New York – Berlin (Springer-Verlag) 1984.

MILLER, C.F. & STODDARD, E.F.: The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. – J. Geology, **89**, 233–246, Chicago 1981.

MORTON, A.C.: A new approach to provenance studies: Electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. – Sedimentology, **32**, 553–567, Amsterdam 1985.

MORTON, A.C.: Heavy minerals in provenance studies. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 249–278, Dordrecht (Reidel Publishing Co.) 1985.

NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: Ordovician-Silurian geodynamic evolution of the Alps – the orogeny back-arc basin model. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 351–357, 1988.

NISBET, E.G. & PEARCE, J.A.: Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. – Contrib. Mineral. Petrol., **63**, 149–160, Berlin 1977.

PELLIZZER, R. & TOMADIN, L.: Grauwacke e non tufi fiabasici le rocce costituenti la giogaia dei Fleons-Creta Verde Catena Paleocarnica. – Acad. Naz. Lincei – Rend. Sc. fis. e nat., **32**, 516–523, Rom 1962.

PETTIJOHN, E.J.: Sedimentary rocks. – 3rd edition, 628 S., Harper & Row Publishers, 1975.

PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and sandstone. – 2nd edition, 553 S., Berlin ((Springer-Verlag) 1987.

PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C.: Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. – 230 S., Stuttgart (Enke Verlag) 1987.

POHL, W.: Metallogenetic evolution of the East alpine Paleozoic basement. – Geol. Rdsch., **73/1**, 131–147, Stuttgart 1984.

POLDERVAART, A. & HESS, H.H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. Geology, **59**, 472–489, Chicago 1951.

POTTER, P.E.: Petrology and chemistry of modern big river sands. – J. Geology, **86**, 423–449.

POTTER, P.E.: South American modern beach sand and plate tectonics. – Nature, 311, 645–648, 1984.

POTTER, P.E.: South America and a few grains of sand: Part I – Beach sands. – J. Geology, **94**, 301–319, Chicago 1986.
PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., **1976**/1, 95–113, Wien 1976.

RAUSCHER, R.: Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicien et le Silurien en France. Etude des Acritarches, des Chitinizoaires et des spores. – Sci. geol. (Univ. Louis Pasteur Strasbourg, Inst. Géol.), Vol. **38**, 224 S., Strasbourg 1973.
ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Determination of tectonic setting of sandstone – mudstone suites using SiO_2 content and K_2O/Na_2O ratio. – J. Geology, **94**, 635–650, Chicago 1986.
ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Provenance signature of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. – Chem. Geology, **67**, 119–139, Amsterdam 1988.

SASSI, F.P., KALVACHERA, R. & ZANFERRARI, A.: New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Palönt. Mh., **12**, 741–751, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1984.
SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei porfiroidi del Comelico (Alpi orientali). – Mem. Soc. Geol. Ital., **20**, 425–434, Bologna 1979.
SAVELLI, C: Late Oligocene to recent episodes of magmatism in and around the Thyrrhenian Sea: implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intraorogenic (Mediterranean) type. – In: WEZEL, F.C. (Ed.): The origin and evolution of arcs. – Tectonophysics, **146**, 146–181, Amsterdam 1988.
SAWYER, E.W.: The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. – Chem. Geology, **55**, 77–95, Amsterdam 1986.
SCHMID, H.: Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **80**, 1–14, Wien 1930.
SCHNEPF, H.: Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Österreich). – Diss. Univ. Tübingen, 149 S., Tübingen 1988.
SCHÖNLAUB, H.P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dtsch. geol. Ges., **122**, 97–122, Hannover 1971.
SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich: Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien 1979.
SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geol. B.-A., Kötschach-Mauthen 1985.

SCHWAB, F.L.: Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. – Geology, **3**, 487–490, 1975.
SELLEY, R.C: Ancient sedimentary environments. – 287 S., London (Chapman and Hall) 1978.
SELLI, R.: Appunti geologici sul gruppo del M. Avanza (Carnia occidentale). – Gion. Geol., **18**, 73–88, Bologna 1946.
SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Gion. Geol., **30**, 1–136, Bologna 1963.

TOLLMANN, A.: Der südalpine Anteil Österreichs. – In: Geologie von Österreich. Band 2, Außerzentralalpiner Anteil, 766 S., Wien (Deuticke-Verlag) 1985.
TRAVENA, A.S. & NASH, W.P.: An electron microprobe study of detrital feldspar. – J. Sedim. Petrol., **51**, 137–150, Tulsa 1981.
TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband, 2. Aufl., 822 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1967.

VAI, G.B.: Hercynian basin evolution of the southern Alps. – In: SQUYRES, C.H. (Ed.): Geology of Italy, Vol. **1**, 402 S, Tripolis 1975.
VAI, G.B. & COCCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. Geol. France, **1986**, 95–114, Paris 1986.
VALLANCE, T.G.: Pyroxenes and the basalt-spilite relation. – In: AMSTUTZ, G.C (Ed.): Spilites and spilitic rocks. – Intern. Union Geol. Sci. Series A, **4**, 59–68, Berlin (Springer-Verlag) 1974.
VALLONI, R.: Reading provenance from modern marine sands. – In: ZUFFA G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 309–332, Dordrecht (Reidel Publishing Company) 1985.
VALLONI, R. & MAYNARD, J.B.: Detrital modes of recent deep-sea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. – Sedimentology, **28**, 75–83, Amsterdam 1981.
VERHOOGEN, J.: Distribution of titanium between silicates and oxydes in igneous rocks. – Amer. J. Sci., **260**, 267–288, New Haven, Connecticut 1962.

WASS, S.J.: Multiple origins of clinopyroxenes in alkalic basaltic rocks. – Lithos, **12**, 115–132, Oslo 1979.
WINKLER, H.G.: Petrogenesis of metamorphic rocks (5. Auflage). – 348 S., New York (Springer-Verlag) 1979.

ZIMMERLE, W.: Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – In: Die Tiefbohrung Saar 1, Geol. Jb., Reihe A, Heft **27**, 91–305, Hannover 1976.
ZUFFA, G.G.: Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 165–189, Dordrecht (Reidel Publishing Co.) 1985.
ZUFFA, G.G.: Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. – In: LEGETT, J.K. & ZUFFA, G.G. (Ed.): Marine clastic sedimentology: 39–61, 1987.

Tafel 1

Sedimentstrukturen

Fig. 1: **Massige Rinnenfüllung mit interner Schrägschichtung am Übergang von der Quarzitischen in die Grauwackenserie.**
Lokalität: Westlich Vorgipfel Raudenspitz (Monte Fleons) (12°45'38" östl. Gr., 46°38'24" n. Br.).

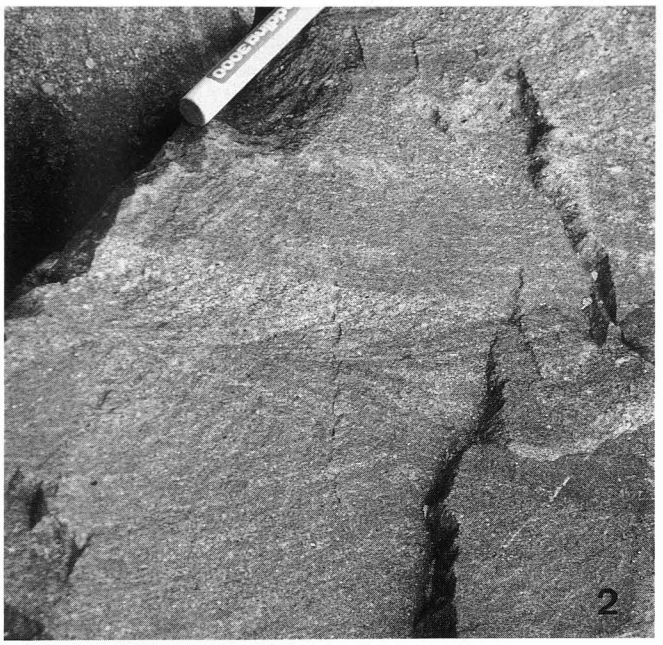
Fig. 2: **Trogförmige Schrägschichtung in quarzfeldspatreichen Grauwacken.**
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons) (12°45'44" östl. Gr., 46°38'53" n. Br.).

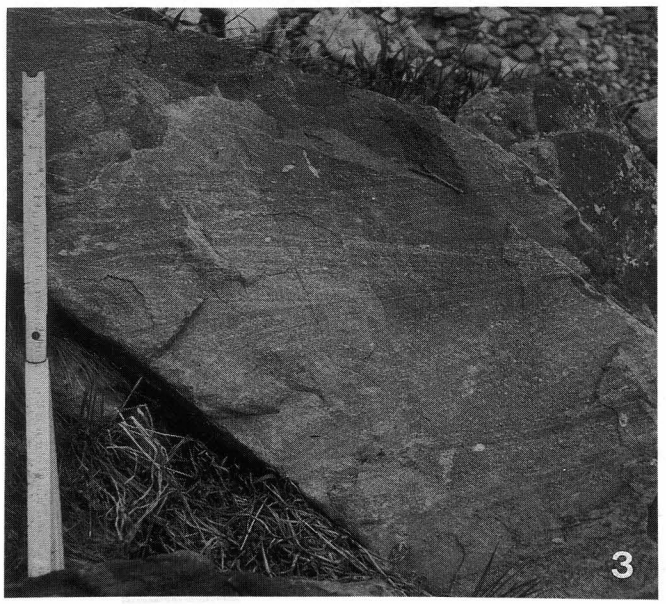
Fig. 3: **Flachwinkelige, trogförmige Schrägschichtung einer quarzfeldspatarmen Grauwacke.**
Lokalität: Block in der Halde am Weg von der Obergaileralm zum Schönjöchl.

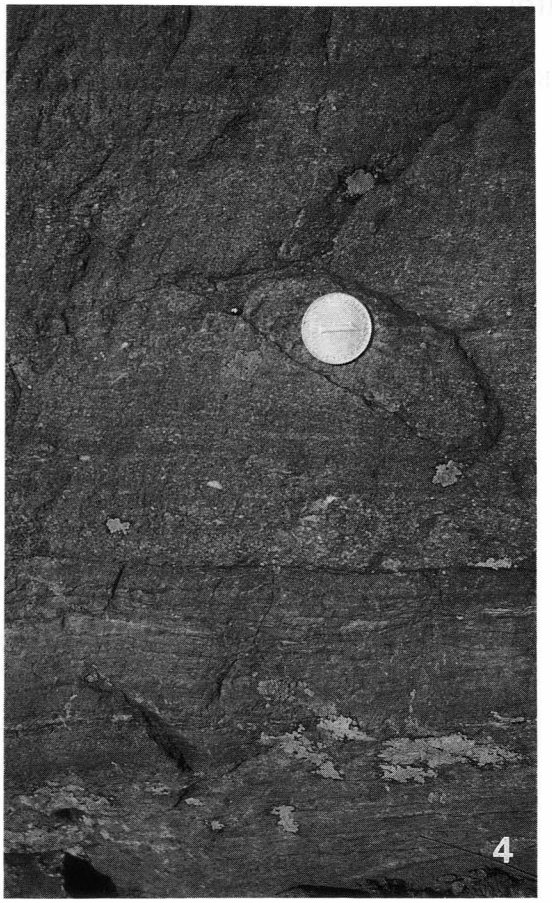
Fig. 4: **Feinturbiditische Silt-Ton-Wechsellagerung.**
Lokalität: Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons) (vgl. Taf. 2/1). (12°46'0" östl. Gr., 46°38'45" n. Br.).

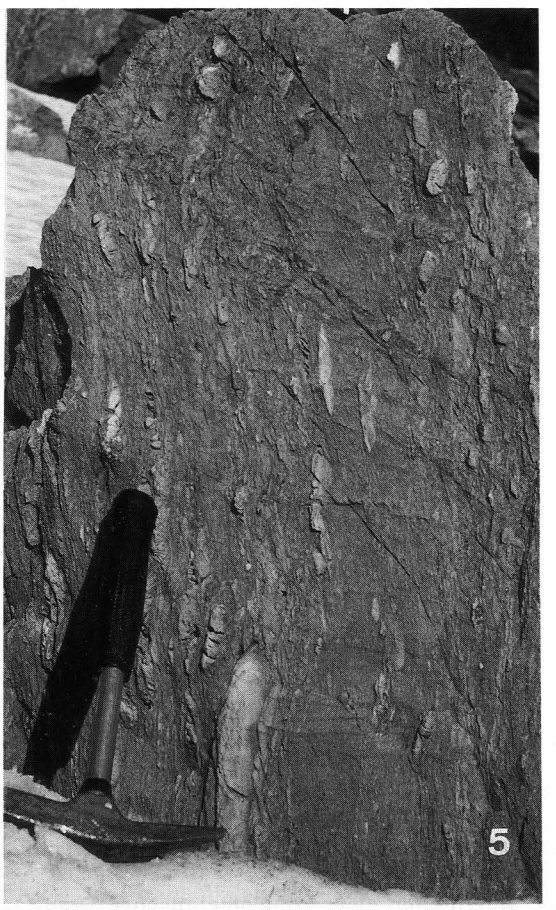
Fig. 5: **Konglomeratische Grauwacke.**
Lokalität: Block in der Halde nördlich des Edigon. Anstehend im Bereich 12°46'21" östl. Gr., 46°38'47" n. Br.

1


2


3


4


5

Tafel 2

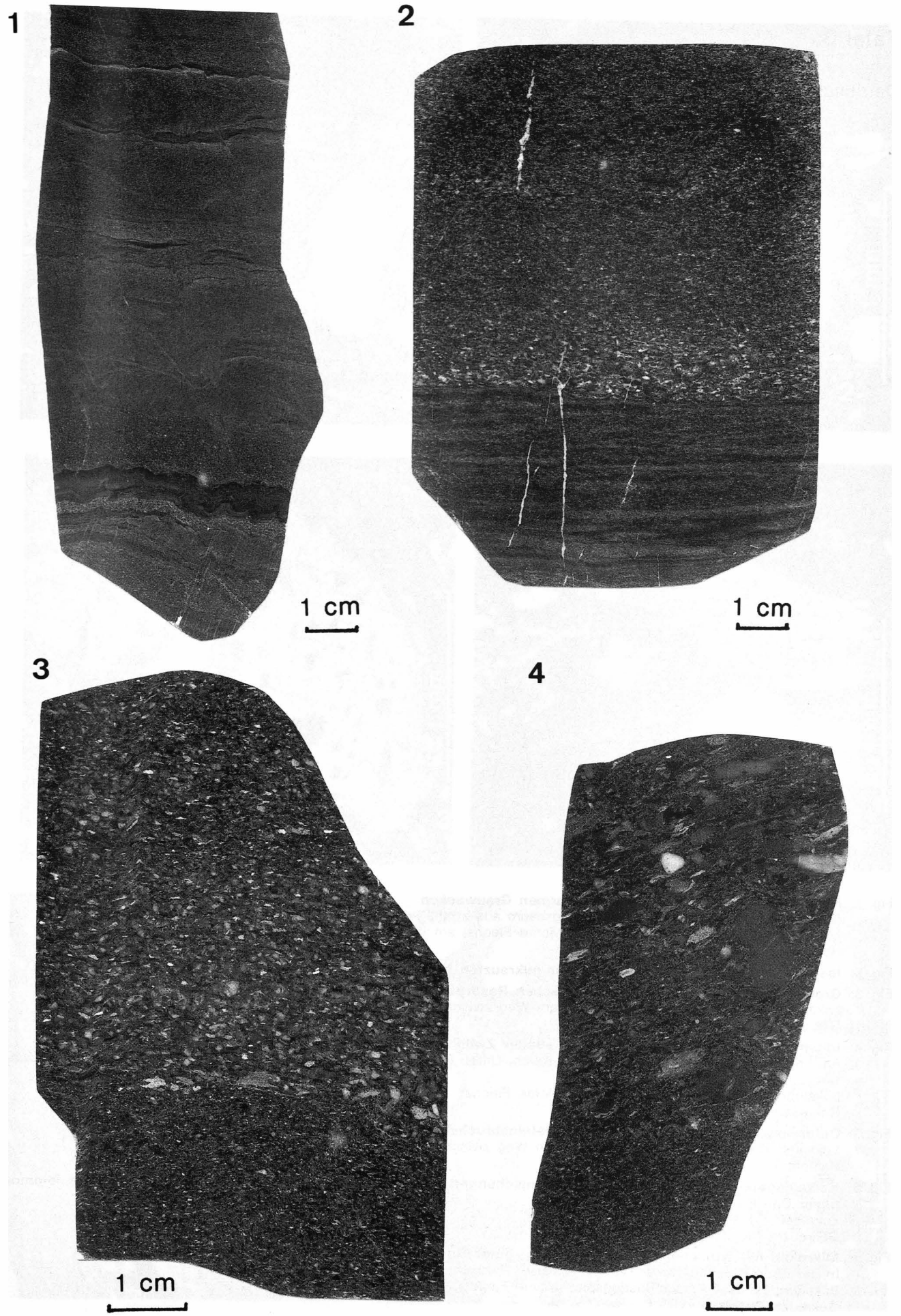
Polierte Anschliffe von Grauwacken der Fleonsformation

Fig. 1: **Silt-Ton-Wechsellagerung mit gradierten feinturbiditischen Lagen.**
Lokalität: Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons) (12°46'0" östl. Gr., 46°38'45" n. Br.).

Fig. 2: **Übergreifen einer schwach gradierten Grauwackenbank auf eine feinlaminierte Silt-Ton-Wechselfolge.**
Lokalität: Schutthalde am Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons).

Fig. 3: **Körnungswechsel in schräggeschichteten, quarzfeldspatreichen Grauwacken.**
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).

Fig. 4: **Übergreifen einer konglomeratischen Grauwacke auf eine feinpsammitische Lage.**
Lokalität: Schutthalde Nordwand Edigon.


1
1 cm
2
1 cm
3
1 cm
4
1 cm

Tafel 3

Detritische Minerale der Fleonsgrauwacken

Fig. 1: **Klastischer Pyroxen in quarzfeldspatarmen Grauwacken.**
Der Pyroxen ist von einem Uralitisierungssaum aus strahlig-spießigem Aktinolith und Chlorit umgeben.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons) am Weg Obergaileralm – Schönjöchl.
Hellfeld.

Fig. 2: **Identischer Ausschnitt wie Fig. 1 unter gekreuzten Nicols.**

Fig. 3: **Großer Kalifeldspatklast mit magmatischen Resorptionsschläuchen (Quarzfeldspatreiche Grauwacke).**
Lokalität: Halde Nordwand des Edigon am Weg zwischen Knolihütte und Enterberghütte.
Gekreuzte Nicols.

Fig. 4: **Idiomorpher Kalifeldspatklast mit Karlsbader Zwilling in Sanidintracht.**
Am linken Bildrand stark uralitisierter Pyroxen. Unten Porphyrquarz mit idiomorphem Umriß. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

Fig. 5: **Deformationsgefüge imkompetenter Gesteinsbruchstücke im Bereich eines Quarzitgerölls.**
Lokalität: Halde Nordwand des Edigon am Weg zwischen Knolihütte und Enterberghütte.
Hellfeld.

Fig. 6: **Kalifeldspatklast mit Fleckenperthit-Entmischungen, verstärkter Umwandlung des Kernbereiches und idiomorphem Umriß.**
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

Fig. 7: **Mikroklin mit typischer Zwillingsgitterung, guter Rundung und frischem Erscheinungsbild.**
In der oberen Bildhälfte randlich uralitisierter Pyroxen. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

1 mm
1
1 mm
2
1 mm
3
1 mm
4
2 mm
5
2 mm
6
2 mm
7

Tafel 4

Gesteinsbruchstücke der Fleonsgrauwacken I

Fig. 1: **Spilitisches Vulkanitfragment mit subophitischem Reliktgefüge.**
Hoher Erzgehalt (Titanomagnetit/Leukoxen). Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz.
Hellfeld.

Fig. 2: **Spilitisches Vulkanitfragment mit eingeregelten Plagioklasleisten.**
Relativ geringer Erzgehalt. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Nordwand Edigon.
Hellfeld.

Fig. 3: **Vulkanitfragment mit hohem Feldspat- und geringem Chlorit- und Erzanteil.**
Übergangsglied von basischem zu trachytischem Komponententyp. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokaltät: Halde Nordwand Edigon.
Hellfeld.

Fig. 4: **Feinkörniges Vulkanitfragment mit serizitisierten und zerscherten Feldspateinsprenglingen (albitisierter Plagioklas).**
Konglomeratische Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: ca 400 m westlich Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

Fig. 5: **Fragmente von Blasenlaven.**
Die mikro- bis kryptokristalline Matrix ist durch feinverteiltes Erz nahezu opak. Die Blasenhohlräume sind randlich mit Chlorit im Inneren mit Quarz verfüllt. Teilweise sind konzentrische Pigmentsäume ausgebildet. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Nordwand Edigon.
Hellfeld.

Fig. 6: **Rasch abgekühltes, basisches Vulkanitfragment mit eingeregelten, nadeligen Plagioklasleisten.**
Mikro- bis kryptokristalline Matrix mit feinverteiltem Erz. Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

1
0,1 mm

2
2 mm

3
2 mm

4
2 mm

5
2 mm

6
1 mm

Tafel 5

Gesteinsbruchstücke der Fleonsgrauwacken II

Fig. 1: **Trachytisches Geröll mit stengelig-strahlig verwachsenen Feldspatleisten.**
Epidot und Erzkörnchen nehmen kleine Zwickelfüllungen ein. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

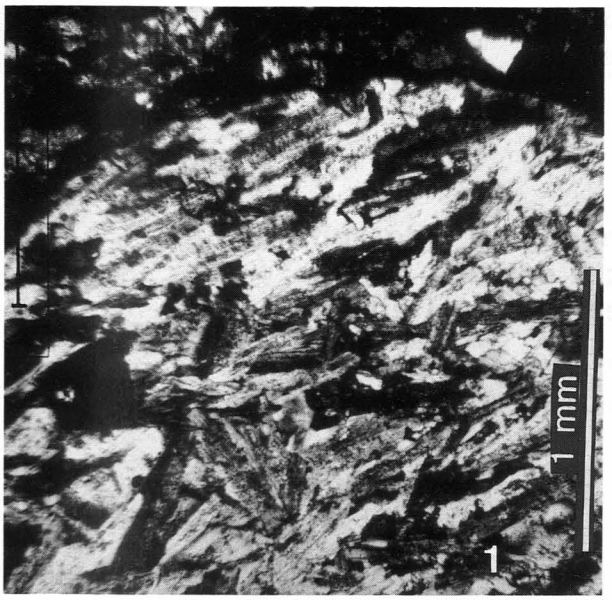
Fig. 2: **Linke Bildhälfte: trachytisches Geröll mit sphärolithischen Feldspatverwachsungen.**
Durch eingeschlossenes Pigment getrübt. Es handelt sich wahrscheinlich um entglaste trachytische Grundmasse.
Rechte Bildhälfte: Porphyrquarz mit Korrosionsschlauch.
Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

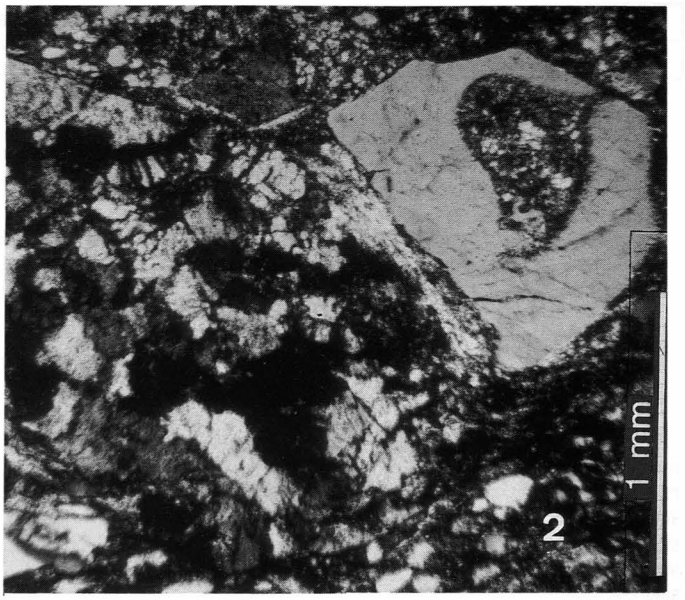
Fig. 3: **Rhyolithfragment mit idiomorphen Quarz- und Feldspateinsprenglingen.**
Die Grundmasse besteht aus einem mikrogranularen Quarz-Feldspat-Mosaik, das von kleinen Chlorit- und Serizitschüppchen durchsetzt ist. Quarzfeldspatreiche Grauwacke.
Lokalität: nordwestlicher Wandfuß der Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

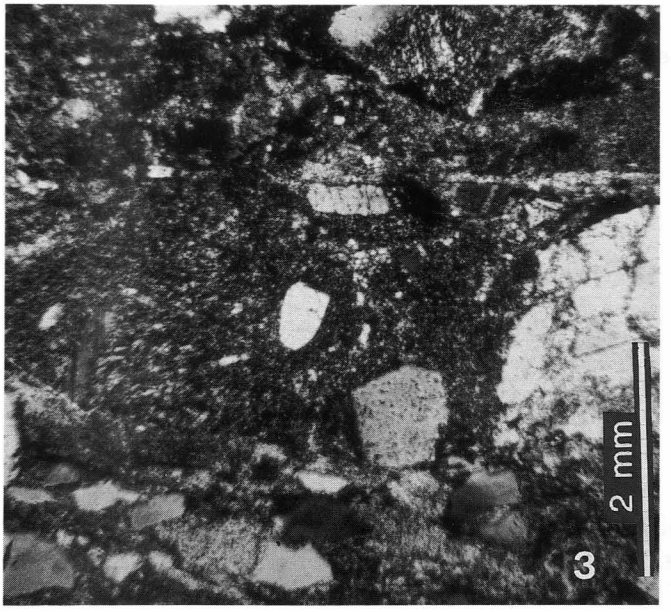
Fig. 4: **Zwickelfüllung von Pillowlaven.**
Chalcedon durchsetzt von Hämatit. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
Lokalität: Halde Nordwand Edigon.
Gekreuzte Nicols.

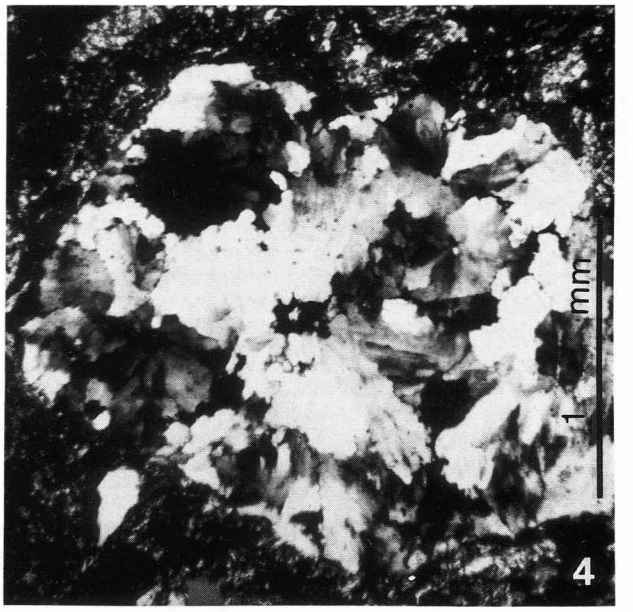
Fig. 5: **Grauwackenfragment in konglomeratischer Quarzfeldspatreicher Grauwacke.**
Lokalität: ca. 400 m westlich Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).
Hellfeld.

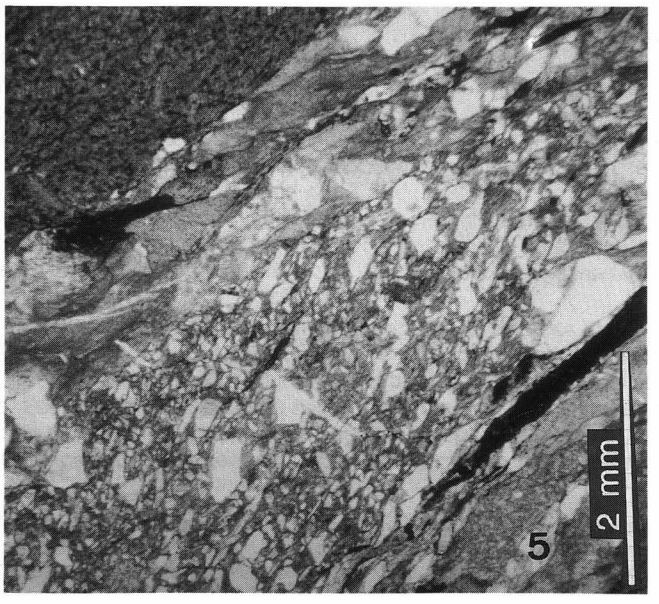
Fig. 6: **Polykristallines Quarzaggregat.**
Die bimodale Korngrößenverteilung sowie die Auslängung und Orientierung der Subkörner weisen auf eine metamorphe Quelle hin. Aufgearbeitete Grauwacke.
Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons).
Gekreuzte Nicols.

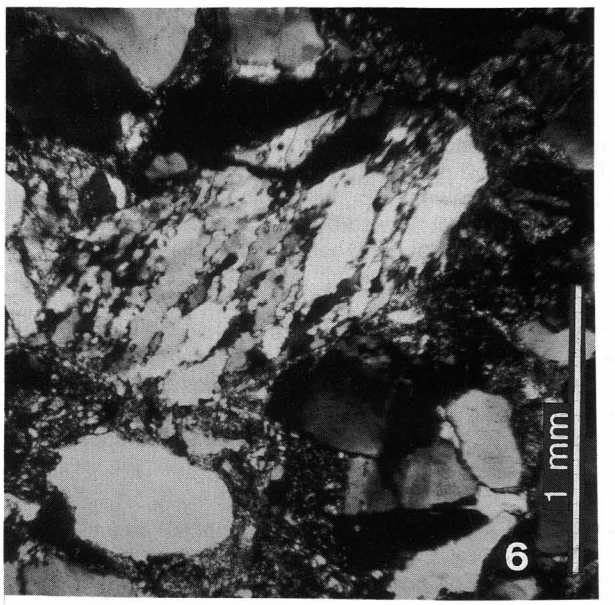

1 mm
1


1 mm
2


2 mm
3


1 mm
4


2 mm
5


1 mm
6

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer	
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 381–418	Wien, März 1992

Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements*)

By HANS PETER SCHÖNLAUB**)

With 16 Text-Figures

Alpen
Paläozoikum
Biostratigraphie
Bioklimatologie
Biogeographie
Plattentektonik
Terranes

Contents

Zusammenfassung ... 381
Abstract ... 382
1. Introduction ... 383
2. Review of Paleozoic Plate Movement ... 384
3. Paleogeographical Constraints of the Alpine Paleozoic ... 388
3.1. Late Proterozoic ... 388
3.2. Cambrian to Ordovician ... 389
3.3. Silurian ... 394
3.4. Devonian ... 397
3.5. Carboniferous ... 402
3.6. Permian ... 405
Acknowledgements ... 407
References ... 408

Stratigraphie, Biogeographie und Paläoklimatologie des alpinen Paläozoikums und Konsequenzen für Plattenbewegungen

Zusammenfassung

Das Konzept der Plattentektonik indiziert, daß Bewegungen zwischen einzelnen Kontinenten nicht nur in der Gegenwart feststellbar sind, sondern auch in der geologischen Vergangenheit stattfanden. Während das vierte verbesserte plattentektonische Modell „NUVEL-1" (C. DE METS et al., 1990) für die letzten drei Millionen Jahre von der Existenz von 12 größeren Platten ausgeht, die mit Geschwindigkeiten zwischen 1,5 und 3,5 cm/Jahr u.a. vom mittelatlantischen Rücken bzw. mit 10–17 cm/Jahr vom ostpazifischen Rücken wegdriften (K.C. MACDONALD, 1990) und ähnliche Driftraten anscheinend auch für die Bewegungen Eurasiens in den vergangenen 250 Millionen Jahren anzunehmen sind (durchschnittlich 3,8 cm/Jahr, siehe C.R. DENHAM & C.R. SCOTESE, 1987), ist die Anzahl der Platten und ihre Driftgeschwindigkeiten im Paläozoikum umstritten. Sie schwanken zwischen durchschnittlich 6,3 cm/Jahr und 10–23 cm/Jahr für Gondwana (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990 bzw. V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990). Noch raschere Bewegungen mit bis zu 28 cm/Jahr sollen hingegen, allerdings in der Oberkreide, an den Grenzen zwischen der pazifischen und der nordamerikanischen Platte in Kalifornien stattgefunden haben (J.A. TARDUNO et al., 1990).

In der rund 300 Millionen Jahre langen Geschichte des alpinen Paläozoikums spiegeln sich ebenfalls Driftbewegungen wider. Für paläogeographische Rekonstruktionen eignen sich vor allem Klima-abhängige Gesteinsparameter, wie die Verteilung von Karbonatgesteinen, Riffbildungen und andere Flachwasserablagerungen, Oolithe, Evaporite, Kohlebildungen und Rotsedimente. Ebenso große Bedeutung haben bestimmte Organismengruppen, wie zum Beispiel Vertreter des Licht- und Temperatur-abhängigen sessilen Benthos und Algen. Hingegen lassen sich paläomagnetische Daten aus den Alpen aufgrund jüngerer Überprägungen für paläogeographische Überlegungen nicht heranziehen.

---

*) Extended version of a paper entitled "Stratigraphy, Biogeography and Climatic Relationship of the Alpine Paleozoic" for the volume "Pre-Mesozoic Geology of the Alps" (Springer-Verlag).

**) Author's address: Univ.-Doz. Dr. HANS PETER SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Das in dieser Arbeit vorgestellte Szenario stützt sich auf eine umfangreiche Datenbank, die vom ausgehenden Proterozoikum bis ans Ende des Perms reicht; dazu kommen plattentektonisch relevante geochemische Indikatoren von verschieden alten Vulkaniten aus den Ost- und Südalpen. Die daraus abgeleiteten Driftbewegungen und das tektonische Geschehen sind einerseits im Einklang mit der Polwanderkurve (APWP) für Gondwana und Euramerika, weichen aber andererseits in Bezug auf die Paläolatituden des alpinen Altpaläozoikums nicht unbedeutend von den Kartendarstellungen bei C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) ab.

Am Ende des Präkambriums und im Kambrium deuten die wenigen lithologischen und auf Fossilien beruhenden Daten Gemeinsamkeiten zwischen dem afrikanischen Teil von Gondwana und Südeuropa an. Altersmäßig fraglich datierte Reste ehemaliger ozeanischer Kruste sind vielleicht Hinweise auf Ozeane, die zu dieser Zeit einzelne Terrains getrennt haben mögen.

Im Laufe des Ordoviz schwächte sich der „nordafrikanische" Einfluß zugunsten von stärkeren Beziehungen zum warmen Nordeuropa ab. Als Argumente dienen faunistische und karbonatpetrographische Daten, die am Ende des Ordoviz eine Sedimentation in maximal 45° südlicher Breite wahrscheinlich machen.

Während des Silurs bestanden enge Beziehungen zu Süd-und Südwesteuropa und anderen Gebieten Mitteleuropas, hingegen fand nur ein schwacher Austausch mit Nordafrika statt. Das Vorkommen von Korallen, Ooiden, Stromatolithen und weitere biofaziell und biofaunistisch wichtige Merkmale deuten für die silurischen Alpen eine Position um rund 35° südlicher Breite an. Weiters wird die Möglichkeit von zwei terrainmäßig getrennten Ablagerungsräumen in den Süd-und Zentralalpen diskutiert.

Dieser Trend setzte sich im Devon fort. Es bestanden starke Gemeinsamkeiten mit dem hercynisch-böhmischen und uralotienshanischen Faziesbereich, hingegen waren kaum Verbindungen nach Nordafrika vorhanden. Neben diesen Gebieten fand aber auch ein Austausch mit den Devonvorkommen in der Eifel, Belgien, Frankreich und England statt. Die zahlreich vorhandenen Evidenzen deuten darauf hin, daß das alpine Devon

1) innerhalb des tropischen Gürtels von rund 30° oder weniger südlicher Breite zur Ablagerung kam,
2) äquatoriale Oberflächenströmungen die Verbreitung verschiedener Organismengruppen wesentlich beeinflußten und
3) in den Alpen – ähnlich dem Silur – zwei ursprünglich getrennte devonische Ablagerungsräume existierten.

Der Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung war im späten Mittelkarbon, d.h. zwischen der spät-namurischen Gastrioceras-Zone und dem oberen Miatchkovo der Moskau-Stufe. Im Gegensatz zum pelagischen Bereich mit seiner geringeren biogeographischen Aussagekraft unterkarbonischer Faunen ist das „Karbon von Nötsch" im Norden des Periadriatischen Lineaments von ungleich größerer Bedeutung. So zeigen sich im älteren Namur vor allem enge Beziehungen zum westeuropäischen Kohlenkalk, aber auch nach Spanien und bis nach Nordamerika. Darüberhinaus weisen exotische Kalkgerölle auf ehemals ausgedehnte mittelkarbonische Flachwasserschelfe hin, von denen in den Alpen vielleicht nur mehr die Veitscher Decke in der Grauwackenzone als letzter Rest übrig blieb. Allerdings ist diese Flachwasserentwicklung in Spuren auch in den Südalpen nachweisbar, sodaß sich die Frage stellt, ob diese Fazies über das Periadriatische Lineament hinweggriff, d.h. gleichsam zwischen den Zentral- und Südalpen „vermittelte" oder etwa beide Räume im Karbon verschiedene Mikroplatten repräsentierten. Wie dem auch sei, fest steht, daß im Anschluß an die variszische Amalgamation die biogeographischen Beziehungen der Südalpen sich jenen in den Zentralalpen anglichen. Damit wurden offenbar auch hier Verbindungen nach Westeuropa hergestellt.

Nichtsdestoweniger hat die spätvariszische Fauna eher kosmopolitischen Charakter und zeigt dementsprechend Beziehungen zu gleich alten Vorkommen in anderen randnahen Gebieten der Tethys. Dafür mögen in erster Linie oberflächennahe, äquatoriale Strömungssysteme verantwortlich sein.

Aufgrund von Klima-abhängigen Evidenzen glauben wir, daß die Zentralalpen im Karbon in unmittelbarer Nähe des Äquators lagen, an die sich die Südalpen südlich anschlossen. Kontinuierliche Norddrift während des Oberkarbons und des Perms führte dazu, daß sich nördlich des Periadriatischen Lineaments bereits im Unterperm semiaride bis aride Bedingungen einstellten, während dies in den Südalpen erst im Mittelperm der Fall war. Das wiederum bedeutet, daß die Alpen den Äquator zu verschiedenen Zeiten zwischen dem Karbon und dem frühen Perm kreuzten, je nachdem, welche Seite des Periadriatischen Lineaments betrachtet wird.

Abstract

The combined evidence from paleomagnetism, climate sensitive sediments and biogeography suggests that the plates on Earth have been in constant movement relative to the poles and relative to each other during the Phanerozoic and probably during older periods as well. Since the paleogeographic position of the Alps during the Paleozoic is not well constrained by paleomagnetic data the best evidence to infer the paleolatitudinal framework and to reconstruct the complex geological history for this area is provided by lithic paleoclimatic indicators, e.g., the distribution of carbonate rocks and carbonate buildups, oolites, evaporites, coal beds, red beds, and certain fossil data, e.g., the spatial and temporal distribution of temperature and light dependent shallow water benthos and algae. Based on a comprehensive data stock from a continuous record of Ordovician through Late Permian rocks supplemented by plate tectonic relevant geochemical data from well-dated volcanic rocks and a few data from the Late Precambrian for the early Alps a Paleozoic paleogeographic scenario is recognized which is consistent with the Apparent Polar Wander Path (APWP) of Gondwana and Euramerica for this time but slightly modified from the series of world base maps as presented by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) for this area.

Available lithic, and less founded fossil evidence suggests a common evolution of parts of Gondwana with Southern Europe during the terminal Precambrian and Cambrian. Remnants of oceanic crust though not well dated might even indicate former oceans separating individual terranes.

During the Ordovician, the former supposed relationship with northern Africa decreased. Instead the affinity to the warm water north European realm evidently became closer suggesting that the Alps were positioned in a moderately warm climate and within the carbonate belt of not more than 45° southern latitude as opposed to the conclusions reached by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) and others.

In the Silurian, the relationship of faunas from the Eastern Alps with coeval faunas from southern, central and southwestern European regions continued. As for the Ordovician, the affinity to northern Africa was remarkably loose during the Silurian. Corals, ooids and other distinct faunal and lithic occurrences in the Eastern and Southern Alps indicate

1) a setting of about 35°S for Silurian rocks in the Alps
and
2) the option of two separate terranes for this interval.

Similarily, during the Devonian, faunas and floras showed strong affinities with Hercynian-Bohemian and Uralo-Tienshan occurrences and were less closely related to northern Africa. Moreover, similarities did also exist with the Eifelian Hills, Belgium, France and Great Britain. Available faunal, floral and lithic evidences are best explained by supposing

1) a paleolatitudinal setting within the tropical belt of some 30° or less,
2) the operation of equatorial gyres which aided the dispersal of many groups of organisms,
and
3) the possible existence of at least two separate terranes during the Devonian.

In the sedimentary sequences, orogenic paroxysm was reached in the Middle Carboniferous, i.e. between the late Namurian Gastrioceras Zone and the Upper Miatchkovo. While Lower Carboniferous faunas of the Southern Alps are only of limited biogeographic significance, the famous "Carboniferous of Nötsch" located north of the Periadriatic Line appears of great interest. Its early Namurian fossil assemblage is closely related to the Western European Kohlenkalk facies and comparable with coeval occurrences in Spain and North America. Furthermore, exotic limestone clasts indicate the existence of a vast shallow platform environment in this or adjacent areas of the Alps of which, however, only small remnants have been preserved. Besides others, the Veitsch Nappe might have belonged to this shelf facies which characterized the Central Alps during the Carboniferous as opposed to the Southern Alps. Consequently, both domains may have represented two different microplates during the Carboniferous Period, and thus seem to confirm the suggested fragmentation of the predecessors of the Alps during the Lower Paleozoic. After the Carboniferous amalgamation the biogeographic pattern of the Southern Alps closely matched those from the former settings in the Central Alps and migration paths developed between the Southern Alps and Western Europe. The major part of the post-Variscan fauna, however, exhibits a cosmopolitan aspect with similarities to coeval occurrences along the margin of the Tethys Sea. As for the Devonian, dispersal of faunas and floras was much aided by the oceanic circulation system.

From paleoclimatic sensitive data it is inferred that the Central Alps were mainly confined to a humid equatorial belt during the Carboniferous, with the Southern Alps located further to the south. Progressive northward movement during the Late Carboniferous and the Permian resulted in semarid and arid conditions that began north of the Periadriatic Line apparently in the Lower Permian and in the Southern Alps in the Middle Permian. The Alps may thus have crossed the equator at different times between the Carboniferous and the Lower Permian depending on the plate position on either side of the Periadriatic Line.

1. Introduction

In the Paleozoic Era the relative position of continents and oceans can best be constrained by the combination of paleomagnetism, climate related lithic data and the biogeographical distribution of fossils.

In the last two decades, it was realized that the pre-Alpine central and southern Europe represents a continental collage formed by accretion of separate far travelled suspect blocks at different times during the Phanerozoic (e.g., C. BURRETT, 1972; R. RIDING, 1974; V. LORENZ, 1976; A. RAU & M. TONGIORDI, 1981; J.P.N. BADHAM, 1982; J.P.N. BADHAM & C. HALLS, 1975; W. ALVAREZ, 1976; P. MATTE, 1986, 1991; D. GEBAUER, 1986; J.-P. LEFORT, 1989; P.A. ZIEGLER, 1986, 1989; H.W. FLÜGEL, 1990). These models imply the existence of microplates or terranes resulting either from fragments of major continental plates during Late Silurian or Early Devonian or from a south European plate after collision between Gondwana and Laurussia during the Carboniferous. Their travelling paths, however, were difficult to reconstruct: Paleomagnetic data from Paleozoic sequences of mobile Europe, i.e., the Alpine belt, have clearly demonstrated that they rotated in relation to Africa as well as to stable Europe during the Alpine orogeny (H.J. MAURITSCH & M. BECKE 1987; E. MARTON et al., 1987). The sense of rotation could not be decided since the inclinations were too shallow.

Similarily, the mutual relationship between the Paleozoic terranes of southwestern Europe (Iberia, France, Germany, Bohemia) is still ambiguous. According to H. PERROUD (1983), V. BACHTADSE et al. (1983), H. PERROUD et al. (1984), H. PERROUD & R. VAN DER VOO (1985) and H.J. TORSVIK et al. (1990) some of these areas, in particular Spain and Armorica indicate a position at high southern latitudes during the Early Paleozoic consistent with a position adjacent to the north African margin of Gondwana (see C.R. SCOTESE & W.C. MCKERROW, 1990). While from these areas the only congruent pre-Devonian paleomagnetic data have been derived, in central and northern Europe extensive Late Paleozoic magnetic overprinting widely occurs. Also, paleomagnetically based data from the Baltic Shield are as yet insufficient and do not permit any conclusions about the width of the Tornquist Sea between Baltica and Gondwana in the Early Paleozoic (T.H. TORSVIK et al., 1990). In any way, as has been pointed out by R. VAN DER VOO (1988), for a long time the Paleozoic geography in this area has been controlled by collisions and divergences between Laurentia and Gondwana. During this time the intervening ocean the maximum width of which was in the Late Devonian about 2800 km (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990) and in the Carboniferous still some 2500 km (T. AIFA et al., 1990), was repeatedly shortened, consumed and reestablished. In the past such a wide "Prototethys Ocean" acting as a migration barrier in central Europe between faunas of southern Europe and Gondwana on one side and Euramerica on the other was assumed by several authors and challenged, however, by others (e.g., W.S. MCKERROW & A.M. ZIEGLER, 1972; H. JAEGER, 1975; A.J. BOUCOT, 1985, 1990; A.J. BOUCOT & J. GRAY, 1979, 1983; R. VAN DER VOO, 1979, 1982; M. ROBARDET et al., 1990; T.P. YOUNG, 1990).

Hence, paleomagnetic data may provide some help for the reconstruction of major continental plates during the Paleozoic. Its application for smaller plates, however, seems often poorly founded. Instead of relying on one single evidence, criteria derived from climate sensitive sediments and fossils contained in the stratigraphic record (e.g., carbonates, evaporites, coal, tillites) suggest more plausible results to assess

paleolatitudes of certain areas or migration and communication paths of faunas and/or floras between individual occurrences of Paleozoic strata.

The present comprehensive study examines the Paleozoic sediments and the enclosed fauna and flora of the Alps and its relationship with coeval communities from adjacent regions. It is compiled from various parts of the Eastern Alps of Austria and covers a complete stratigraphic record from the Ordovician to the end of the Permian. The bulk of the material has been collected from the Carnic Alps, the remainder from Middle Carinthia, the surroundings of Graz and the Greywacke Zone of Styria and Tyrol. In other parts of the Alps available biostratigraphic control is sparse due to lack of fossils or metamorphism and thus they are excluded from this study.

Yet, increased knowledge and understanding of the faunal composition, its paleoecology, and interchange with coeval faunas from adjacent areas permit comparison not only in the Mediterranean Province but also with other parts of Euramerica and the world. These data thus provide additional evidence for paleogeographical reconstructions through time and may give a tool for testing paleogeographic reconstructions and perhaps answer the question if the observed changes in the sedimentary and biogeographic pattern can be related to, or interpreted as, the result of physical factors governed by plate movements. As far as the Alpine part is concerned, these results may also contribute to the revised world maps published by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) to reconstruct the Paleozoic world.

2. Review of Paleozoic Plate Movement

The combined paleomagnetic, lithic, biogeographic and tectonic patterns of the sedimentary sequences suggest a continuously changing world during the Paleozoic (Fig. 2). The relative latitudinal position of different continents (or their fragments) may thus have important constraints for the nature of the sediments, the biogeographic zonation of fossils as well as for the magmatic-tectonic activity of the intervening areas depending on plate motion direction and its drift rate through time. Since there are no reliable paleomagnetic measurements for the Paleozoic strata of the Alps the faunal and floral evidence as well as the lithofacies analysis are the only relevant data to assess its relationship with adjacent areas. Geochronologically derived data are additional sources and may help to understand the crustal evolution of this complex area in relation to the changing plate configuration during the Paleozoic Era.

According to C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) the Late Precambrian is characterized by the breakup of a supercontinent composed of Laurentia, Baltica, Siberia and perhaps Kazakhstan, and the assembly of Gondwana, the latter being consolidated by continental collisions during the Pan-African event (W.Q. KENNEDY, 1964; D.C. ALMOND, 1984; L. CAHEN et al., 1984; R. SACCHI, 1989). A Late Precambrian Pangaea has been already suggested by P. MOREL & E.C. IRVING (1978), L.A. FRAKES (1979), G.C. BOND et al. (1984) and J.D.A. PIPER (1983, 1987) but raised controversy among others. Recently, however, new arguments were provided in favour of such an ancient supercontinent which may have existed at about 900 to 600 Ma, i.e., during the Late Proterozoic Era (see N.M. CHUMAKOV & D.P. ELSTON, 1989; J.L. KIRSCHVINK, 1991; P.F. HOFFMAN, 1988, 1991; E.M. MOORES, 1991; I.W.D. DALZIEL, 1991, and C.J.H. HARTNADY, 1991). It has been suggested that this "Ur-Gondwanaland" split apart at about 550 Ma. According to P.F. HOFFMAN (1991) the predecessor of Gondwana "turned inside-out" (Fig. 1).

Between these continental fragments new oceans formed during the Cambrian, i.e., the Iapetus Ocean separating Laurentia from Baltica and Siberia, respectively, and the Tornquist Sea between Baltica and Gondwana. This latter continent shifted continuously southward and, consequently, Cambrian trilobite faunas between Baltica and Gondwana remained isolated suggesting that both regions were separated by a wide ocean (A.R. PALMER, 1973; R. FEIST, 1984, 1986, 1988; J. BERGSTRÖM & D.G. GEE 1985).

Presently, the location of the Late Precambrian and Cambrian South Pole is not exactly known (R. VAN DER VOO, 1990; P.W. SCHMIDT et al., 1990). The best estimate is achieved by statistical methods rather than on paleomagnetic data and is based on the latitudinal frequency of carbonates and evaporites. Their distribution predicted a location of the South Pole northwest of the present Africa (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990). A carbonate belt, which consists mainly of Archaeocyathid limestones developed – inter alia – in Morocco, Spain, southern France, the Lausitz-Doberlug area of the Sudetes and Sardinia was thus placed within southern latitudes of at most 60 degrees. Climate sensitive lithic data from Sardinia, however, contradict this assumed setting, and more likely, record a shift of shelf carbonates from arid to humid tropical conditions within the Cambrian equatorial belt (T. COCOZZA, 1979; A. GANDIN, 1990; A. GANDIN & B. TURI, 1988; T. COCOZZA & A. GANDIN, 1990).

During the Ordovician carbonate sedimentation occurred widespread over Laurentia, Siberia, North China and the eastern part of Gondwana suggesting an equatorial position of these continents. The Iapetus Ocean and the Tornquist Sea became narrower and Avalonia (Ardennes and northern France, England, Wales, southeastern Ireland, Avalon Peninsula of Newfoundland, Nova Scotia, New Brunswick) started to rift off from western Gondwana (L.R.M. COCKS & R.A. FORTEY, 1982; K.T. PICKERING, 1989; J.v. HOEGEN et al., 1990; F. PARIS & M. ROBARDET, 1990 with opposing statements). This part of Gondwana, comprising Africa, southern Florida and South America, continued to shift in southern direction. It began to cross the South Pole by the Middle Ordovician (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990; V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990).

In the Upper Ordovician a strong thermal gradient from carbonate dominated low latitude regions to clastic sedimentation in a cold to temperate water has been widely recognized (N. SPJELDNAES, 1961, 1967; A. WILLIAMS, 1969; V. HAVLICEK, 1976; P.J. BRENCHLEY, 1984; P.J. BRENCHLEY & B. CULLEN, 1984).

The Late Ashgillian Hirnantian Stage is characterized by a severe glaciation. An extensive ice cap covered the northern margin of Africa with periglacial sediments being spread over southwestern and parts of central Europe (e.g., M. ROBARDET & F. DORE, 1988; P.M. SHEEHAN, 1988; P.M. SHEEHAN & P.J. COOROUGH, 1990; T. YOUNG, 1990) suggesting that this area was at southern high latitudes and within 30 degrees of the South Pole.

During the Silurian a series of collisions occurred in northwestern Europe which culminated in the closure of the northern part of the Iapetus Ocean in the Late Silurian Scandian Orogeny. At that time carbonates became more widely distributed over equatorial eastern Gondwana, North China, Euramerica (Laurentia + Baltica) and central Europe. Southwestern Europe and western Gondwana, however, remained in a cold southern climate characterized by the low diversity *Clarkeia* Fauna of the Malvinokaffric Realm (L.R.M. COCKS, 1972; L.R.M. COCKS & A. FORTEY, 1990).

Interestingly, there is some discrepancy in the location of the South Pole between paleomagnetic results and paleoclimatic indications during the Late Ordovician and Silurian (Fig. 2). Based on paleomagnetic data from Niger (R.B. HARGRAVES et al., 1987), D.V. KENT & R. VAN DER VOO (1990) and V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN (1990) placed the South Pole in southernmost Argentina. Such a position requires high plate motion rates of more than 15 cm per year. The best evidence determined by lithofacies pattern (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990) lies, however, in central Argentina and requires Gondwana to move with some 6 cm per year. In any case, these data reflect a relatively quick northward shift of western Gondwana from high polar latitudes in the Late Ordovician to warm temperate latitudes in the Silurian.

Paleomagnetic and faunal evidence from the Early Devonian suggest a slight southward shift of Euramerica in comparison to the Silurian which resulted in a close proximity or even contact with the western edge of Gondwana (C.R. SCOTESE, 1986; R. VAN DER VOO, 1988; J.D. MILLER & D.V. KENT 1988; J. NEUGEBAUER, 1988, B.J.

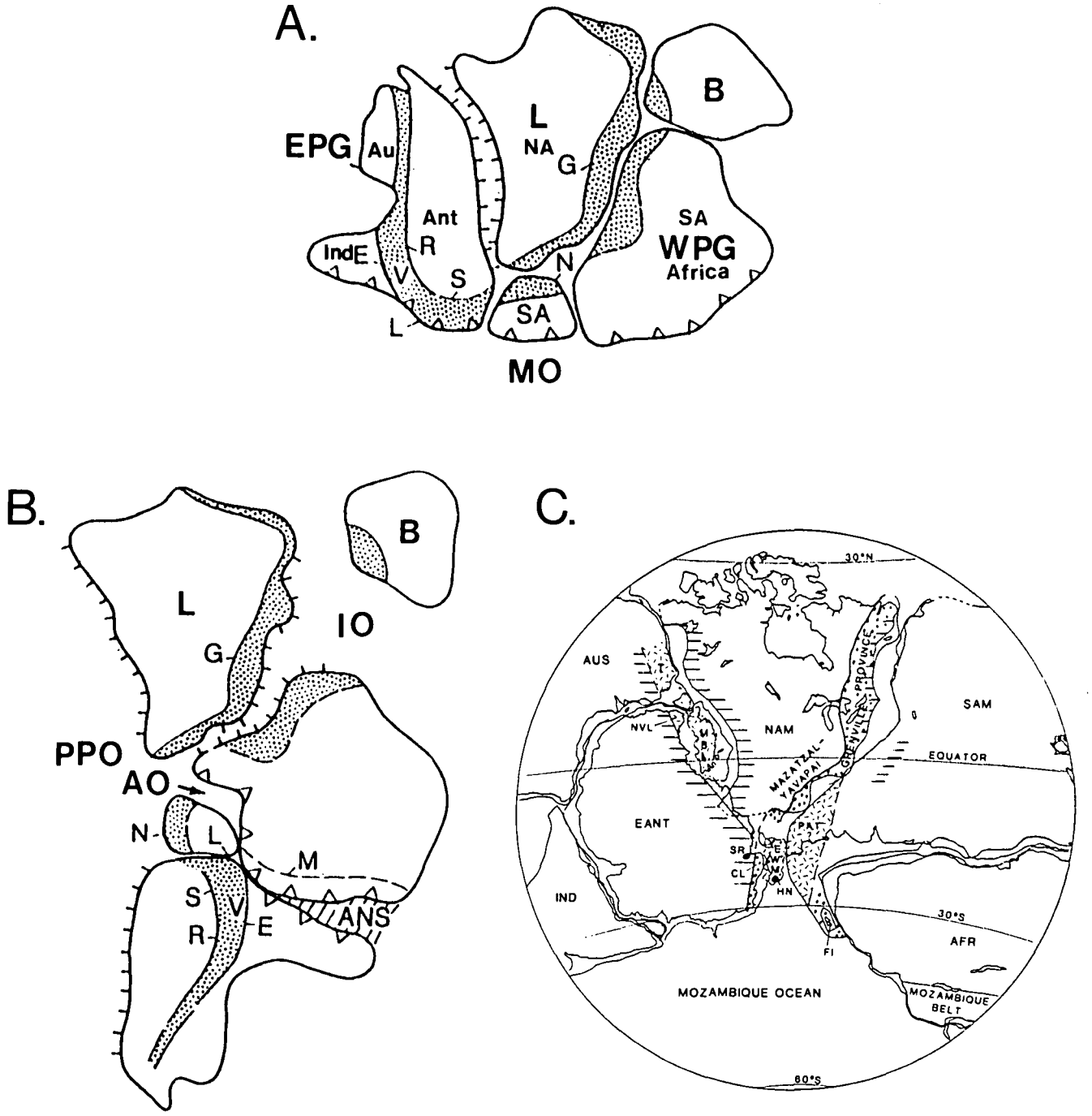


Fig. 1.
Late Proterozoic and Eocambrian continent reconstructions modified from P.F. HOFFMAN (1991) and C.J.H. HARTNADY (1991) (A, B) and I.W.D. DALZIEL (1991) (C).

A: The supposed supercontinent ("Ur-Gondwanaland" according to C.J.H. HARTNADY) in the pre-750 Ma old configuration with Laurentia (L) in the keystone position flanked by the East and West proto-Gondwanaland (EPG, WPG) and Baltica (B). The southern African block (SA) is located between EPG and WPG. Stippled areas represent the Grenvillian belts formed during assembly of this supercontinent. Hatched lines indicate the rift boundaries of the proto-Pacific Ocean (PPO) shown in Fig. 1B. Barbed lines indicate the external boundary between the supercontinent and the Mozambique Ocean.
G = Grenville; N = Namaqua; L = Lurio; S = Sverdrupfjella; V = Vijayan; E = Eastern Ghats; R = Rayner segments.
SA = South America; NA = North America; Ant = Antarctica; Au = Australia; Ind = India.

B: The 650 to 600 Ma old configuration of continents suggesting that the supercontinent has turned inside-out around the southern African hinge block. Note alignment of the former arcuate Grenville belts and closure of the Mozambique Ocean. Between former EPG and WPG the Mozambique metamorphic belt (M) was formed and the Arabian-Nubian Shield (ANS) was accreted. The Adamastor Ocean (AO) represents a continuation of the PPO and opened during convergence between WPG and EPG. Also the Iapetus Ocean (IO) starts opening between Laurentia (L), Baltica (B) and West proto-Gondwanaland (WPG).

C: The 570 Ma old Eocambrian supercontinent according to I.W.D. DALZIEL. Subduction of Precambrian oceanic lithosphere along the Mozambique suture resulted in the final amalgamation and consolidation of a smaller Gondwana supercontinent at about 500 Ma. Paleolatitudinal setting from paleomagnetic data and position of Laurentia relative to Gondwana based on continuation of Grenville belt into present East Antarctica (EANT).
AFR = Africa; AUS = Australia; IND = India; NAM = Laurentia; SAM = South America; CL = Coats Land; EWM = Ellsworth-Whitmore mountains; HN = Haag Nunataks; P = Patagonia terrane; SR = Shackleton Range; T = Tasman orogen; MBL = Marie Byrd Land; NVL = North Victoria Land.

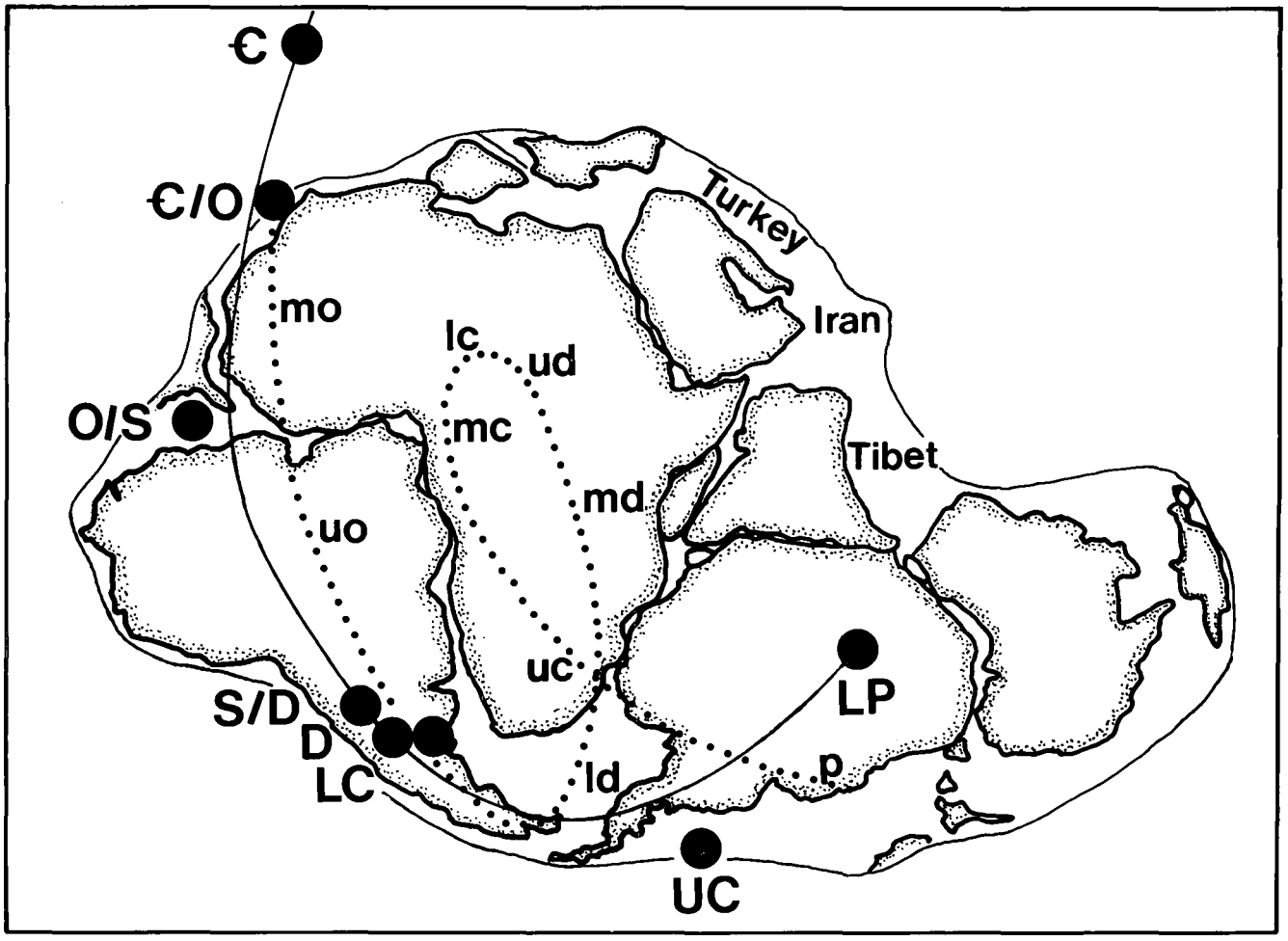


Fig. 2.
Comparison between Apparent Polar Wander Path (APWP) for Gondwana during the Paleozoic after V. BACHTADSE & J.S. BRIDEN (1990) (dotted line) and paleoclimatically determined pole positions after C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT (1990) (solid line).
C = Cambrian; C/O = Cambrian/Ordovician; O/S = Ordovician/Silurian; S/D = Silurian/Devonian; D = Devonian; LC = Lower Carboniferous; UC = Upper Carboniferous; LP = Lower Permian; l = Lower; m = Middle; u = Upper.
Modified from C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT (1990).

WITZKE & P.H. HECKEL, 1988; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990; D.V. KENT & R. VAN DER VOO, 1990; G. YOUNG, 1990). Migration paths between the two supercontinents may then have existed across the narrow "Phoibic Ocean". In the north, however, newly formed mountain belts such as the Caledonides and parts of the Appalachians, developed in the Scandian and Acadian Orogenies, respectively, separated a Laurentian faunal province from a Central and Northern European province corresponding to the Rhenish-Bohemian Province (A.J. BOUCOT, 1985, 1990; A.J. BOUCOT et al., 1969, and others).

The Lower Devonian is characterized by a significant reversal of the general drift motion of Euramerica. The older primarily southward movement changed to a general northward drift of Euramerica (B.J. WITZKE, 1990). Gondwana, however, may have moved in the opposite direction. Possibly, this Devonian motion is expressed by the rapid excursion of the paleomagnetic APW path into central Africa although the database is still far from complete (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). In any way, the Rheic Ocean separating northwestern from central and southern Europe and Gondwana was no longer a barrier for faunal migrations during the Devonian.

In the Carboniferous the closure of several oceans began, e.g., the Phoibic Ocean between western Gondwana and Euramerica, the Rheic or Mid-European Ocean between northern Europe and Gondwana and the Pleionic Ocean separating Baltica from Siberia (W.S. MCKERROW & A.M. ZIEGLER, 1972). It was completed with the assembly of Pangaea in the Late Permian Kazanian Stage.

Thick flysch deposits of Kulm type in central and southern Europe indicate active plate margins in several small terranes bordering Gondwana before collision and deformation reached the climax in the Namurian and Westphalian. According to J. NEUGEBAUER (1988) and T. AIFA et al. (1990) Gondwana rotated clockwise relative to northern Europe which resulted in an oblique transpressive shear zone and progressive deformation from northeast to southwest (see C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). The final phase of Variscan deformation is recorded in the Ouchita Mountains of Oklahoma in the Early Permian. Also, at this time Kazakhstan collided with the Uralian margin of Baltica.

The northward movement of Gondwana appears well constrained in the paleomagnetic APW paths for Africa during the Carboniferous (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990): The southward drift until the Early Carboniferous was succeeded by continuous northward drift of both Gondwana and Euramerica from the Early Carboniferous to the Permian with minimum drift rates of 10 cm per year. According to B.J. WITZKE (1990) the motion of Euramerica was the most rapid latitudinal movement during the whole Paleozoic. The Middle Carboniferous "loop" in central Africa (Fig. 2) determined by paleomagnetic data is yet not matched by information from lithofacies (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990). The reasons might be the paucity of data between the Early and Late Carboniferous, the poor stratigraphic control or the lengthy interval of time between the data sets (30 Ma) during which the plates may have drifted considerably if the drift rate was high.

In the Permian the assembly of the northward drifting supercontinent Pangaea was largely completed. By the end of the Artinskian Stage the Kazakhstan, Tarim and Siberian plates were accreted to the Russian (Baltic) platform. Other blocks such as South China rotated and continued to move so that paleogeographical reconstructions in this part of the world are yet poorly constrained until the Late Triassic. Along the northern margin of Gondwana Turkey, Iran, Tibet and Shan Tai-Malaya started to rift off from Gondwana to form the microcontinent Cimmeria (A.M.C. SENGÖR, 1984, 1987; D.B. ROWLEY et al., 1985; S. NIE et al., 1990).

Conclusions

In the foregoing chapters we briefly reviewed the Paleozoic plate movements based on paleomagnetic and paleoclimatic evidence as outlined by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) and supplemented by other evidences. With reference to central and southern Europe C.R. SCOTESE & W.C. MCKERROW (1990) argued that this area adjacent to the north African margin of Gondwana shifted through different latitudinal settings and thus climatic regimes over a period of more than 300 million years. During their motion the direction and rate probably varied (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990). As a consequence the intervening oceans widened or shortened and the subsiding sedimentary basins were either affected by compressional or extensional tectonics. From the APW path of V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN (1990) which for the Lower Paleozoic period, i.e., from the Cambrian to

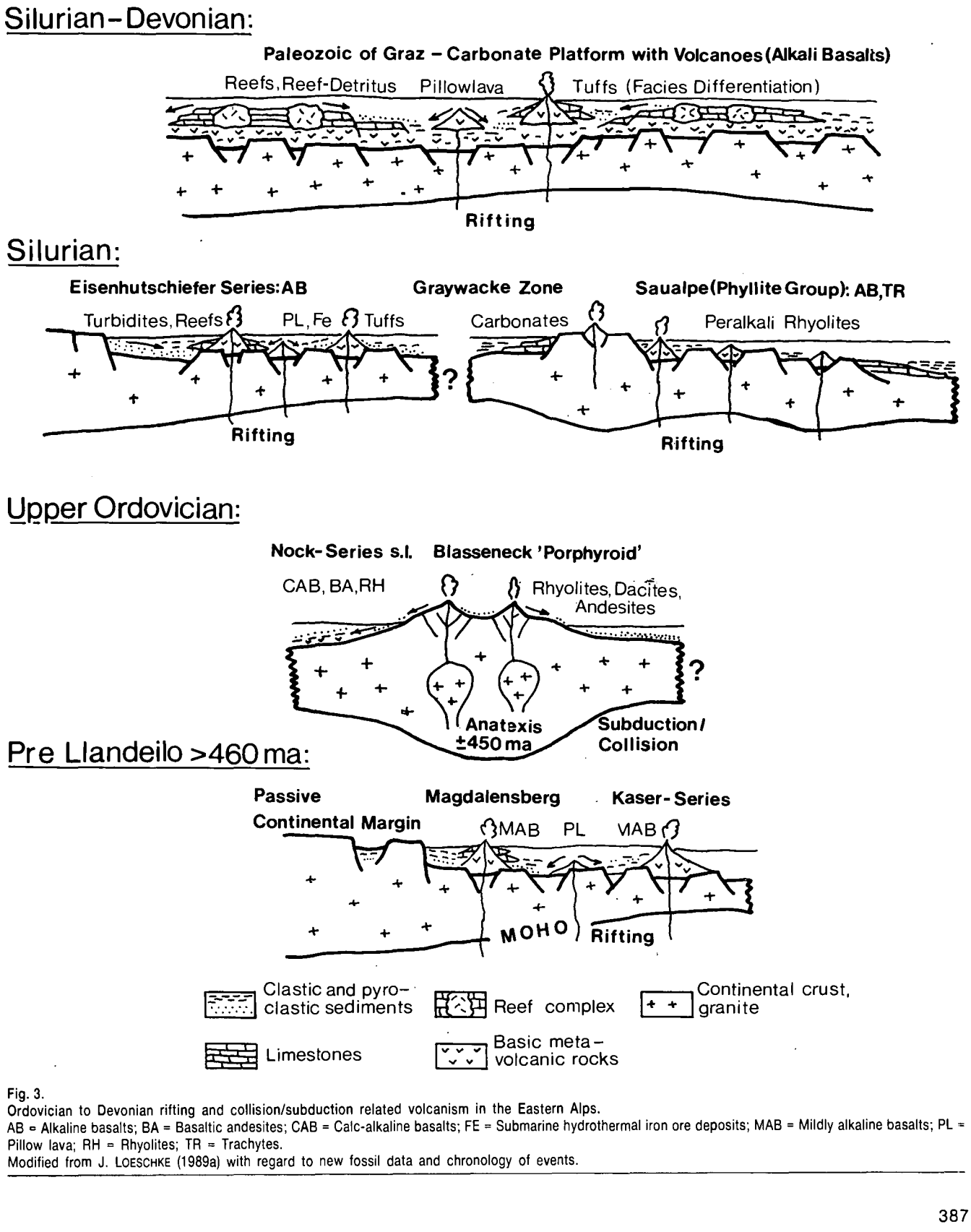


Fig. 3.
Ordovician to Devonian rifting and collision/subduction related volcanism in the Eastern Alps.
AB = Alkaline basalts; BA = Basaltic andesites; CAB = Calc-alkaline basalts; FE = Submarine hydrothermal iron ore deposits; MAB = Mildly alkaline basalts; PL = Pillow lava; RH = Rhyolites; TR = Trachytes.
Modified from J. LOESCHKE (1989a) with regard to new fossil data and chronology of events.

almost the end of the Silurian, lies closely parallel to the paleoclimatically determined APW path of C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT (1990) it may be inferred that central Europe, and hence, also the Paleozoic sequences of the Alps, were affected by compression and/or shifted relatively rapidly from high to more temperate and lower southern latitudes. Contrary, in the Early Devonian the Mid-European Ocean widened and Africa started to cross over the South Pole a second time after the mid-Ordovician passage. This drift may have resulted in extensional basin tectonics and different latitudinal settings. During the Carboniferous and Lower Permian this pattern was followed by significant northward movements of western Gondwana; it resulted in contemporaneous compression along active plate margins and formation of thick flysch deposits which were strongly deformed during the Variscan Orogeny in the Late Carboniferous. Provided that the volcanic activities in the Eastern and Southern Alps are stratigraphically truely dated rifting and subduction/collision related volcanism (Fig. 3) is well consistent with these plate movements during the Paleozoic (H. HEINISCH, 1981; H. HEINISCH et al., 1987; H. FRITZ & F. NEUBAUER, 1988; U. GIESE, 1988; J. LOESCHKE, 1989a,b; P. SCHLAEGEL-BLAUT, 1990; H.P. SCHÖNLAUB, 1990).

3. Paleogeographical Constraints on the Alpine Paleozoic

In recent years, it has been suggested that the pre-Alpine basement was formed by accretion of several terranes (W. FRISCH & F. NEUBAUER, 1989). In fact, the existence of many, although volumetrically not significant occurrences of mafic and ultramafic rocks in different tectonic units of the Eastern Alps, might represent remnants of small oceans which may have separated these blocks adjacent to the north African margin sometimes during the Paleozoic (A.v. QUADT, 1985, 1987; W. FRISCH et al., 1987; W. FRISCH & D. RAAB, 1987; W. FRANK et al., 1987; U. GIESE, 1988; G. VAVRA, 1989; S. POLI, 1989; H. KRAIGER, 1989). This model, however, seems poorly founded: firstly, there is evidently a lack of true Ocean Floor Basalts as opposed to Within Plate Basalts and secondly, most if not all, of the respective sequences represent high to low grade metamorphic unfossiliferous rocks with only few radiometric data yet available (see summaries in, e.g., W. FRISCH et al., 1984, 1990; A.v. QUADT 1985, 1987; L.P. BECKER et al., 1987). Consequently, their age and primary geological setting has been a matter of ongoing discussion and inferred geodynamic models have been regarded as being preliminary since their conclusions have been partly controversial.

3.1. Late Proterozoic

According to D. GEBAUER et al. (1989) the metasedimentary precursors of the European Hercynides were deposited after the Pan-African Orogeny, i.e., between approx. 1000 and 600 Ma. Based on detrital zircons, crust-forming events, however, have been dated back as far as 3.84 billion years and are thus much older than previously assumed from Rb-Sr systematics (B. GRAUERT & A. ARNOLD, 1968; B. GRAUERT et al., 1973; E. JÄGER, 1977; Ph. VIDAL, 1977; Ph. VIDAL et al., 1981; F. SÖLLNER & B.T. HANSEN, 1987). The chronology of events recorded in individual zircon grains reveals a complex geological history that agrees well with the crustal evolution of the African craton and, hence, strongly supports the idea that the detrital sediments were supplied from Gondwana and not from Laurussia.

Apparently the oldest fossiliferous rocks of the Alps occur in the Habach Group of the Penninic domain of the Hohe Tauern region of Salzburg (E. REITZ & R. HÖLL, 1988). Another probably coeval microfossil assemblage was recently found in phyllitic rocks close to

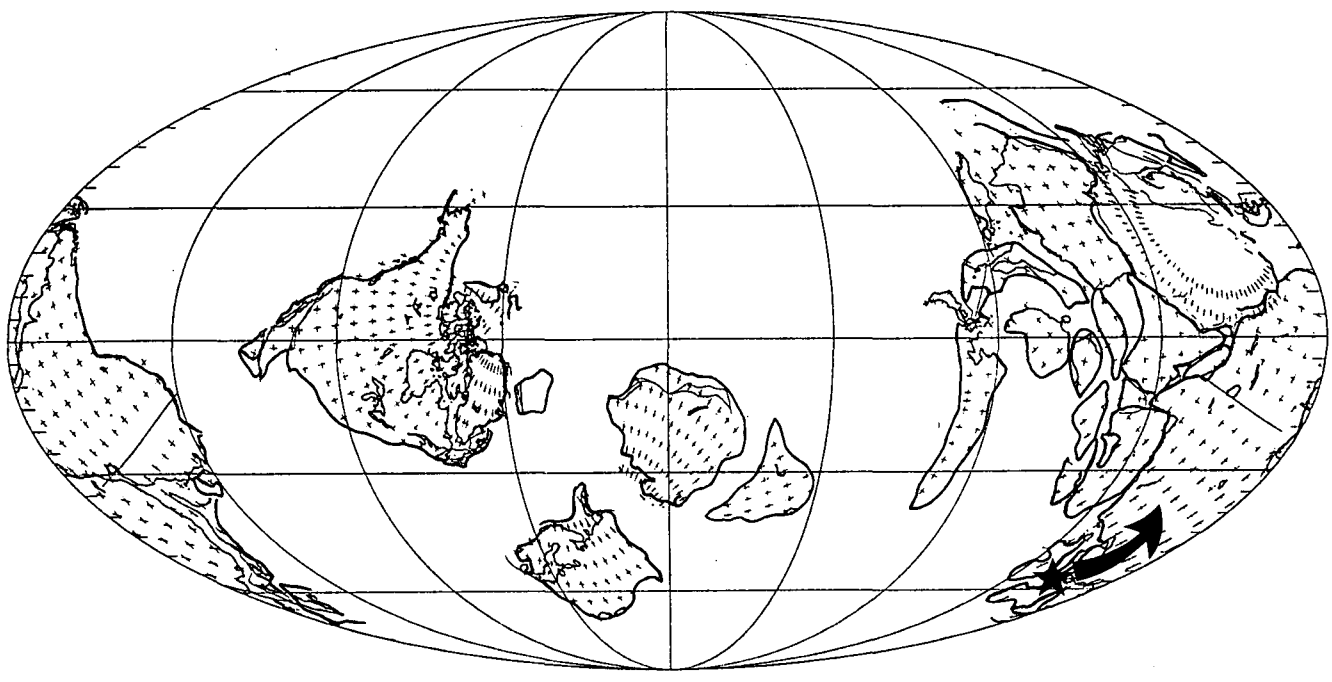


Fig. 4.
Early Cambrian continent and plate distribution after C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) with indicated Alpine relationship.

the northern margin of the Tauern Window and may correspond to parts of the Habach Group (E. REITZ et al., 1989). The latter, up to 1500 m thick, rock sequence comprises thick piles of metasediments and large volumes of metabasalts, metaandesites and other calc-alkalic volcanics which according to different authors either represent

1) an older oceanic back-arc sheeted-dyke complex followed by subduction-related island arc volcanics in a continental setting, with argillites of the Habach Phyllites on top of it (H. KRAIGER, 1989),
   or
2) represent an ensimatic island arc formed in an intraoceanic environment (W. FRISCH & D. RAAB, 1987).

According to W. FRISCH & F. NEUBAUER (1989) the Habach Group constitutes the Habach Terrane "floating somewhere in the Rheic Ocean". Based on U/Pb zircon ages A.v. QUADT (1985, 1987) concluded a magmatic activity in the Habach Group during the period from Late Cambrian to Early Ordovician (see also G. VAVRA, 1989).

The microfossil assemblage recovered from the black Habach Phyllites and its equivalents are organic-walled spheroidal acritarchs which appear to be diagnostic for the Late Riphean and Lower Vendian suggesting an age of approx. 670 Ma for the deposition of these sediments. Their restriction to this time interval, however, may be challenged due to new discoveries of large complex and ornamented acritarchs from 600 to 650 Ma old cherts and mudstones of the Pertatataka Formation in central Australia (W.L. ZANG & M.R. WALTER, 1989) which shed new light on the evolution and biostratigraphic zonation of Late Proterozoic acritarchs (see comment by A.H. KNOLL & N.J. BUTTERFIELD, 1989; J.W. SCHOPF, 1991). Moreover, new age constraints place the Riphean/Vendian boundary presently at approx. 620 million years as opposed to B.U. HAQ & F.W.B. VAN EYSINGA (1987).

Whether or not these findings are of climatic significance, or even display provincialism, is yet poorly understood in the Proterozoic. In the past such ornamented acritarchs were reported from many localities on different plates favouring wide geographic and temporal distribution on continental plates and in a plate margin environment instead of colonizing volcanic islands in an oceanic setting as suggested by W. FRISCH & F. NEUBAUER (1989) for the "Habach Terrane".

3.2. Cambrian to Ordovician

Fossiliferous rocks of Cambrian age have yet not been recognized in the Alps. All previous reports on such occurrences were misleading since they were not based on true fossils (see H.P. SCHÖNLAUB, 1979, p. 11, p. 39).

Remarkably well-preserved acritarchs do, however, occur in phyllitic slates near the base of the Graywacke Zone in the vicinity of Kitzbühel, Tyrol (E. REITZ & R. HÖLL, 1989, 1991) and in the Innsbruck Quarzphyllite (E. REITZ & R. HÖLL, 1990). They suggest an Early Ordovician age equivalent to the Tremadocian and Arenigian Series of the British succession, respectively. In contrast to this report the supposed occurrence of Tremadocian graptolites (E. HABERFELNER, 1931) has not been confirmed; it probably represents an artifact (H. JAEGER, 1969).

The oldest megafossil assemblage of the Alps is of Upper Llandeilo age corresponding to the lower Berounian Series of Bohemia (V. HAVLICEK et al., 1987). It is derived from the Gurktal Nappe (locality Bruchnig on the Magdalensberg, north of Klagenfurt, Carinthia; Fig. 5). The fossils comprise mostly brachiopods which occur in tuffaceous strata on top of basic metavolcanic and pyroclastic rocks. They represent mildly alkaline Within-Plate Basalts which have been altered to spilites (J. LOESCHKE, 1989a,b; Fig. 3).

The second important fossil assemblage was recorded from arenaceous shales in the Carnic Alps and appears to be slightly younger, i.e. Caradocian in age. The highly diversified fauna comprises brachiopods, bryozoans, trilobites, cystoids and very rare hyolithes (H.P. SCHÖNLAUB, 1971b, 1988; G.B. VAI, 1971; L. MAREK, 1976; G.B. VAI & C. SPALLETTA, 1980; V. HAVLICEK et al., 1987).

Interestingly, these two fossil sites, located to the north and the south of the Periadriatic Line, differ significantly from coeval cold-water Mediterranean associations, i.e., those from Bohemia and Morocco, although these regions and the Alps have some elements

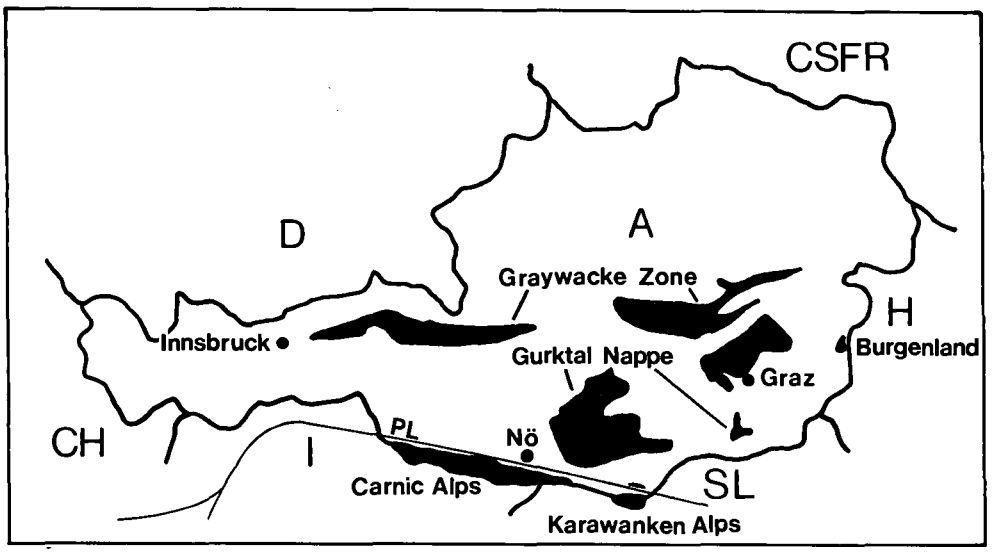


Fig. 5.
Main regions with fossiliferous Paleozoic strata in the Eastern Alps north and south of the Periadriatic Line (PL).
Nö = Carboniferous of Nötsch.

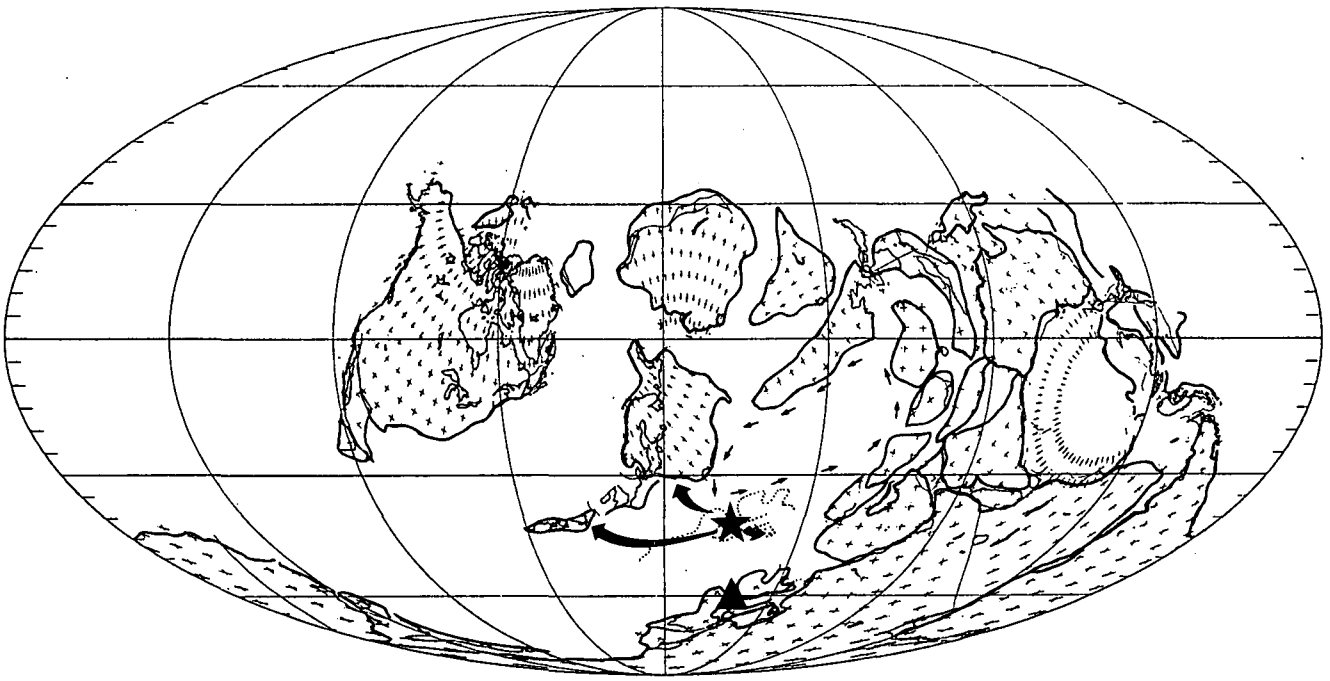


Fig. 6.
Latest Ordovician (Ashgillian) paleogeography.
Triangle indicates position of Southern Alps according to C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990). The author's latitudinal setting is indicated by the star. Faunal relationships are shown by thick arrows and oceanic circulation system in the southern mid-European ocean by small arrows.
Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990).

in common, for example, *Svobodaina ellipsoides, Gelidorthis meloui, Saukrodictya porosa, Aegiromena aquila aquila* and *Paterorthis paterina*. Instead, in their presence of warm water elements such as representatives of *Dolerorthis, Iberomena, Longvillia, Porambonites, Eoanastrophia* a.o. they exhibit a closer affinity to Sardinia, the British Isles and North Europe. This indicates an invasion of North European warm water brachiopods as far south as the Alps, Sardinia, Montagne Noire and Spain (V. HAVLICEK, 1976; V. HAVLICEK et al., 1987).

During the Hirnantian Stage, the supposed relationship with Baltoscandia can still be seen in the ostracod and echinoid fauna described by R. SCHALLREUTER (1990) from the Carnic Alps. This time, corresponding roughly to the glacial maximum, is also characterized by a cold water influx from Gondwana (H. JAEGER et al., 1975). On a global scale it is associated with a worldwide retreat of the sea coupled with a distinct interval of faunal extinction and the appearance of the widespread Hirnantia Fauna (A.D. WRIGHT, 1968; W.B.N. BERRY & A.J. BOUCOT, 1973; P.M. SHEEHAN, 1973, 1975, 1979, 1988; H. JAEGER et al., 1975; P.J. BRENCHLEY & G. NEWALL, 1980; N. SPJELDNAES, 1981; P.J. BRENCHLEY, 1984; P.J. BRENCHLEY & B. CULLEN, 1984; J. RONG, 1984; H.P. SCHÖNLAUB, 1988; P.M. SHEEHAN & P.J. COOROUGH, 1990 a.o.). Its distribution is concentrated in the higher latitudes of the Southern Hemisphere but exceptions do occur in a tropical belt and in northern low latitudes suggesting that this unique fauna was adapted to a glacially induced cold climate and consequently cooler waters at the close of the Ordovician.

The Upper Ordovician conodont fauna of the Alps is well known from detailed studies by O.H. WALLISER

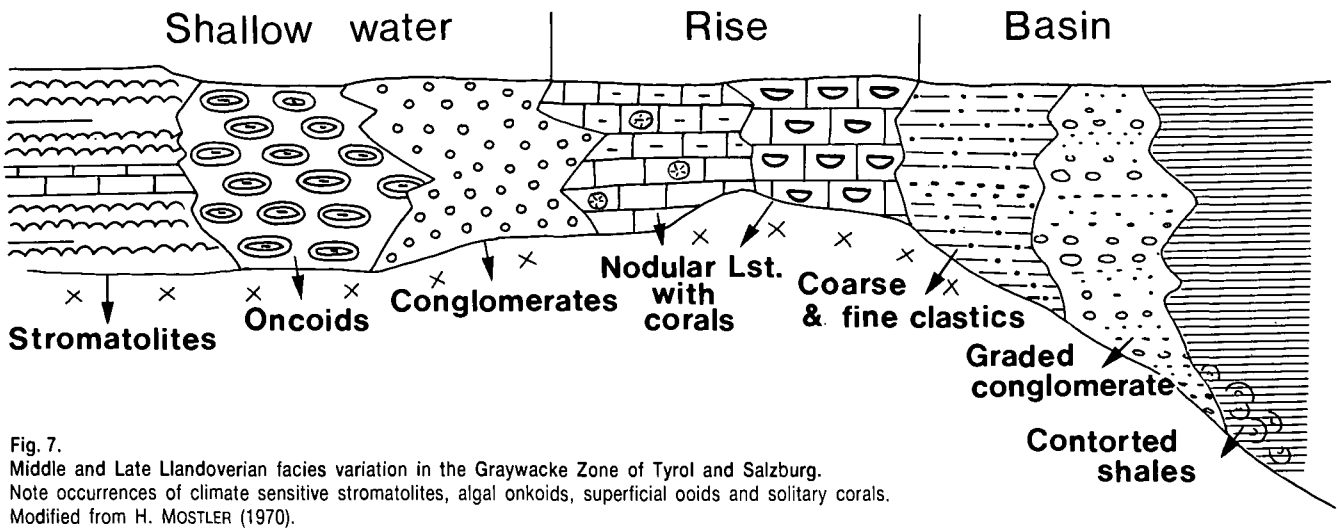


Fig. 7.
Middle and Late Llandoverian facies variation in the Graywacke Zone of Tyrol and Salzburg.
Note occurrences of climate sensitive stromatolites, algal onkoids, superficial ooids and solitary corals.
Modified from H. MOSTLER (1970).

(1964), E. SERPAGLI (1967) and G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB (1976) from the Uggwa Limestone of the Carnic Alps and different limestone units of the Graywacke Zone of Styria. They were less well described from a few weakly metamorphosed occurrences in between (F. NEUBAUER, 1979; M.F. BUCHROITHNER, 1979; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984). Apparently, this conodont association represents the *Hamarodus europaeus Dapsilodus mutatus Scabbardella altipes* (HDS) Biofacies of W.C. SWEET & S.M. BERGSTRÖM (1984). Although their precise age within the uppermost Caradocian or early Ashgillian Series remains open the conodont bearing limestones clearly can be assigned to the *Amorphognathus ordovicicus* Zone. According to W.C. SWEET & S.M. BERGSTRÖM (1984) who tentatively revised the published conodont elements from the Carnic Alps in terms of the modern multi-element taxonomy, the Late Ordovician Uggwa Limestone is dominated by *Scabbardella altipes* (43 %), *Hamarodus europaeus* (17 %), *Amorphognathus* cf. *ordovicicus* (8 %) and *Dapsilodus mutatus* (2.4 %). Less abundant are *Plectodina alpina, Belodella pseudorobusta, "Prionoidus" ethingtoni* and *Strachanognathus parvus*. The occurrence of these species and the abundance of the others, in particular *Hamarodus europaeus*, varies from coeval faunas of Thuringia, Spain and France. Yet it seems unclear which factors are involved in these differences (J. DZIK, 1989).

A comparison between this fauna from the Carnic Alps and the two others from the Graywacke Zone is difficult to assess due to probably minor differences in age and state of preservation (G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB, 1976). In particular, this is true of the large collection derived from the limestone lenses underlying the thick acid volcanics of the so-called Blasseneck-Porphyroid in the surroundings of Eisenerz, Styria (Fig. 8). Apparently, the revised conodont association represents the same general type as the one from the Carnic Alps in being equally dominated by *Amorphognathus* cf. *ordovicicus, Scabbardella altipes, Hamarodus europaeus, Dapsilodus mutatus* and perhaps *Plectodina alpina*; less abundant are *Belodella pseudorobusta, Panderodus* ssp. and certain elements which tentatively have been assigned to *Birkfeldia circumplicata*. Other differences between these two faunas were thoroughly reviewed by G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB (1976).

According to S.M. BERGSTRÖM (1990) the "Coefficient of Similarity" (CS) between conodonts from Baltoscandia and the Mediterranean area has a value of 0.30 indicating moderate similarity between the two regions. For example, they share the occurrences of specimens of *Amorphognathus, Scabbardella* and *Dapsilodus* while others appear to be restricted to continental Europe or North Africa. Obviously, the distribution of Late Ordovician conodonts follows a similar pattern as inferred from megafossil assemblages and facies data. This led W.C. SWEET & S.M. BERGSTRÖM (1984) to conclude that the Mediterranean Province was a cold water realm in a polar or subpolar latitudinal setting.

In the Alps, occurrences of carbonate sediments provide broad latitudinal constraints for the Upper Ordovician. Potentially useful, though only of limited climatic significance, is the distribution of limestones in the Carnic Alps, the Graywacke Zone and the Gurktal Nappe in between. According to W.C. DULLO (pers. comm. Nov. 1990 and this volume) the up to 20 m thick carbonate units, in the local stratigraphical schemes named Wolayer and Uggwa Limestone, respectively (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a), represent greyish and whitish grainstones to rudstones and occasionally also bafflestones with abundant debris of cystoids and bryozoans and less frequently trilobites and nautiloids. Cathodoluminescence studies have revealed the rare occurrence of coated grains. Moreover, of special significance are dogtooth-cements suggesting a vadose diagenetic environment for the Wolayer Limestone in contrast to the coeval and slightly deeper Uggwa Lst. which is enriched in clay and shell fragments but decreased in the content of bryozoans and echinoderms. At about the Caradocian/Ashgillian boundary they succeed various clastic sequences which dominated the Early and Middle Ordovician interrupted by basic volcanics of presumably Llandeilloan age as well as of acid volcanics in the Caradocian.

In a general, climatically based, latitudinal framework these carbonate units suggest a position within the confines of the larger "carbonate belt", i.e., between latitudes of about 45° North and South where it was moderately warm and where there was adequate light penetration rather than high water temperature (A.M. ZIEGLER et al., 1984). Whether or not the Late Ordovician limestones from the Alps may represent cool water carbonates analogous to modern and Cenozoic carbonates off Southern Australia (N.P. JAMES & Y. BONE, 1991) is presently difficult to decide. More plausible, the nature of the corresponding sediments may have developed as the direct response to climatic changes during the Ordovician. For the Ashgillian P.D. WEBBY (1984) suggested a global climatic amelioration as the main cause for the increasing carbonate production. Alternatively, a progressive northward shift of the sedimentary basins into lower latitudes may also explain their temporal and spatial distribution (T.P. YOUNG, 1990). In the Ordovician of the Mediterranean Province contemporary carbonates are widely distributed and have been reported from Sardinia (G.B. VAI & T. COCOZZA, 1986; A. FERRETTI & E. SERPAGLI, 1991), Montagne Noire, the Massifs of Mouthoumet and Agly of Southern France (W. ENGEL et al., 1981), the Armorican Massif (F. PARIS et al., 1981; F. PARIS & M. ROBARDET, 1990; M. ROBARDET et al., 1990; M. MELOU, 1990), the Pyrenees (J.J.A. HARTEFELT, 1970; H. DURAN et al., 1984), Catalonia and other areas in Spain (W. HAMANN, 1976; M. HAFENRICHTER, 1980; H. DURAN et al., 1984; R.W. OWENS & W. HAMANN, 1990), Portugal (T.P. YOUNG, 1985, 1988, 1990) and from the Anti-Atlas of Morocco (J. DESTOMBES et al., 1985). Consequently, the Alpine occurrences of Upper Ordovician rocks suggest a position at considerably lower and more temperate latitudes than has been shown in the revised world maps of C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990). More precisely, available faunal and lithic data from the Upper Ordovician of the Alps rather indicate a position between approximately 40 and 50° S instead of being placed around 60° S. This setting, still beyond the present day Darwin Point of some 35° (R.W. GRIGG, 1982), is consistent with the paleogeography of the West European Platform as proposed by T.P. YOUNG (1990).

Conclusions

Although the data base to establish a paleobiogeographic approach during the Cambrian and Ordovician Periods of Central and Southern Europe is sparse and far from being sufficient some related trends in the in-

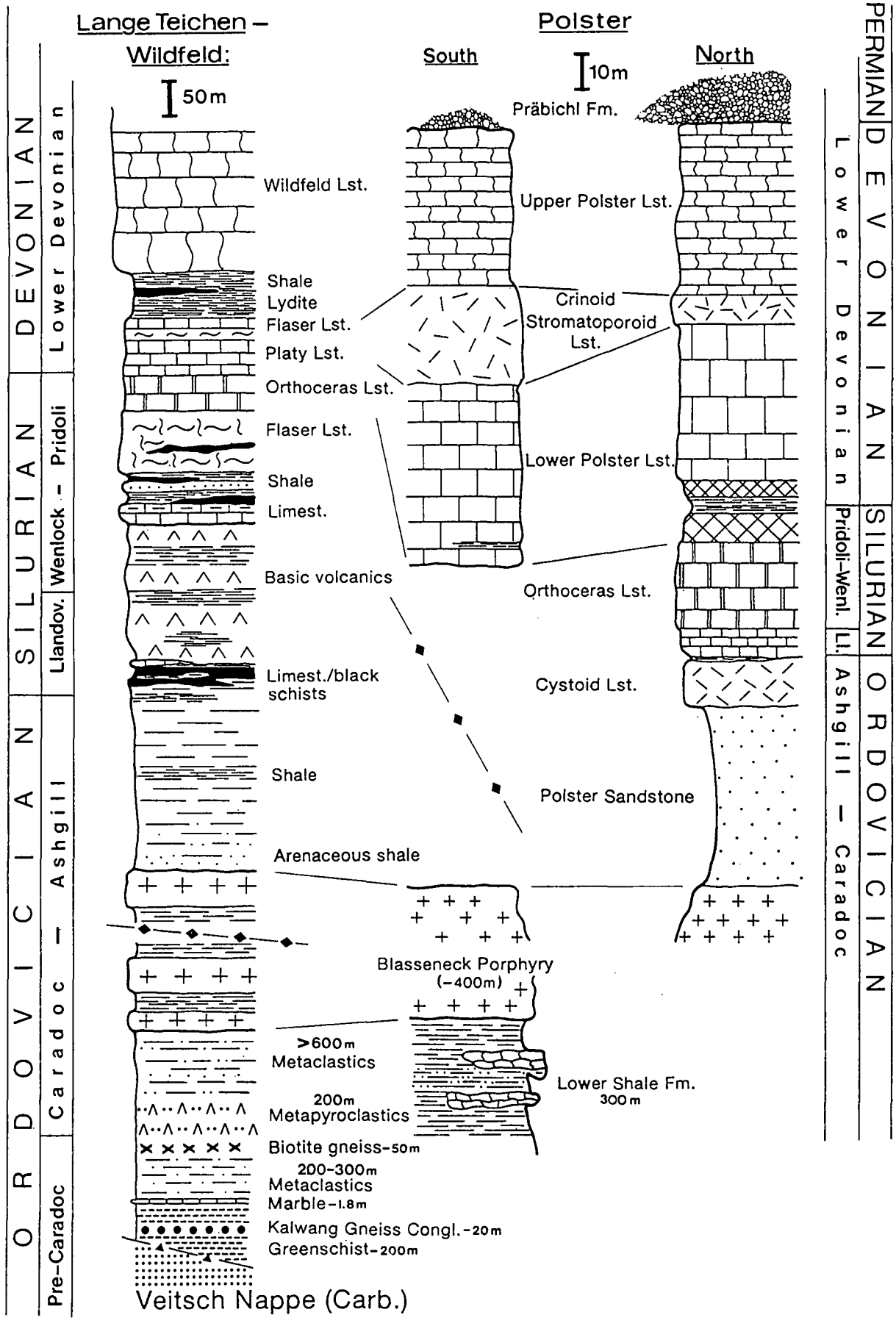


Fig. 8.
Stratigraphy of the Graywacke Zone of the Eisenerz Alps, Styria (H.P. SCHÖNLAUB, 1979).

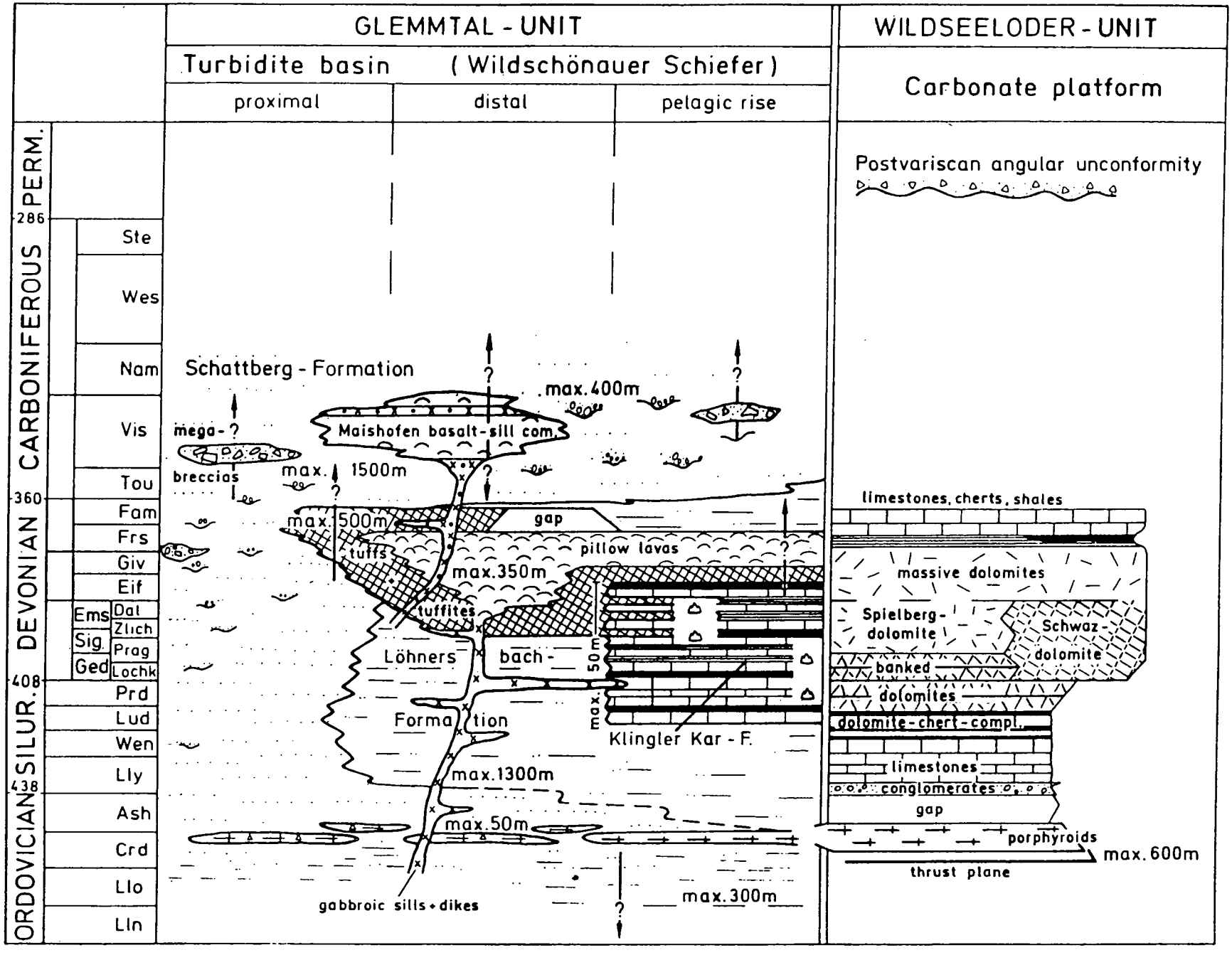


Fig. 9.
Stratigraphy in the western part of the Graywacke Zone.
After H. HEINISCH (1988).

terchange of past communities and in the geodynamic evolution of this area can clearly be recognized:

❶ During the Cambrian and Lower Ordovician, thick clastic sequences are the dominating sediments in northern Africa and in the adjacent southern and central European depocentres. Though these rocks are of no, or only limited, climatic significance their inherited zircon population indicates Africa as source area.

❷ Carbonates first occur in the Lower Cambrian of Southern and Central Europe suggesting a low latitudinal position and close faunal relationships between the individual occurrences within the Mediterranean faunal realm (K. SDZUY, 1962; G. FREYER, 1987). Yet, in the Alps the corresponding rocks have not been found. The oldest limestones are of Upper Ordovician age and occur in various parts of the Eastern Alps. Their fossil content and microfacies indicate a moderate climate in a temperate latitudinal setting.

❸ Upper Ordovician fossils, in particular most brachiopods, cystoids, ostracodes and conodonts, are more closely related to coeval warm water faunas of northern Europe, Great Britain and Sardinia than to northern Africa. Exceptions are, however, the occurrences of the African brachiopod species *Paterorthis paterina* in the Caradocian, the Ashgillian Hirnantia Fauna and the brachiopod *Clarkeia* sp. which indicate a temporary minor cold water influence from southern high latitudes.

❹ Probably during the Llandeilo a rifting related basic volcanism occurred first recognized in Middle Carinthia but supposedly also occurring at other places in the Alps. Interestingly, this event seems to coincide with calc-alkaline igneous activity in the Ardennes, Wales and SE Ireland (B.P. KOKELAAR et al., 1984) when Avalonia started to rift off from Gondwana (L.R.M. COCKS & R.A. FORTEY, 1982; W.S. MCKERROW & L.R.M. COCKS, 1986; K.T. PICKERING, 1989; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990; F. PARIS & M. ROBARDET with opposing statements). An analogous plate disruption and subsequent separation might well be assumed for certain parts of the Variscan Alps.

❺ A second major magmatic event occurred in the Early Ashgillian and has been regarded as a collision-subduction related process (J. LOESCHKE, 1989a,b). In accordance with paleomagnetic data from Gondwana it seems reasonable to suggest that this event reflects the rapid northward movement of Africa and its final collision with an unknown microcontinent or terrane located to the north.

❻ Our best estimate for the paleolatitudinal position of the Late Ordovician of the Alps and its relationship with adjacent areas is illustrated on the amended C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) map for this time (Fig. 6). This plate configuration is based on the data from the Alps presented in the foregoing chapters and seems well constrained by sedimentary and faunal evidence from the West and Central European Platform (M. ROBARDET et al., 1990; M. MELOU, 1990; T.P. YOUNG, 1990; F. PARIS & M. ROBARDET, 1990).

3.3. Silurian

In the Alps the Silurian Period is characterized by a wide range of different lithofacies (H.P. SCHÖNLAUB, 1979). The respective rocks are locally very fossiliferous and have long been known from the Carnic Alps of southern Carinthia and its eastern continuation, the Karawanken Alps, the Graywacke Zone of Styria, Salzburg and Tyrol, the surroundings of Graz, the Gurktal Nappe of Carinthia and Styria and from a few other places within the quartzphyllite complexes of the Eastern Alps.

Generally, three types of lithofacies, each with a distinct faunal assemblage, can be recognized:

1) Fossiliferous carbonate facies
The dominating lithologies are limestones and less frequently dolomites with a thickness of, at most, some 60 m. Although the equivalents of the Lower Llandovery are missing, for the remaining of the Silurian the fossil record from many sections of the Carnic Alps and the Graywacke Zone has indicated a complete but slightly condensed sequence. Fossil assemblages consist of varying abundances of nautiloids, trilobites, bivalves, brachiopods and scarce graptolites as well as of conodonts, foraminifera, acritarchs, chitinozoans, scolecodonts and ostracodes. During the last decades most, but by far not all, groups have been revised or are being studied presently. This facies is best represented by the Plöcken and Wolayer Groups of the Silurian of the Carnic Alps.

2) Graptolitic facies
It is characterized by black siliceous shales, cherts (lydites) and alum shales which prevail over quartzitic sandstones and greenish mudstones at the base and in the basal Pridolian, respectively. The thickness approximates that in the pure limestone facies. A continuous record of graptolites starting with the name bearer of the *Akidograptus acuminatus* Zone of the basalmost Llandovery and ending in the Upper Lochkovian has indicated continuous sedimentation during the Silurian and across its boundary with the Devonian. In particular this is true for the Carnic Alps; in other areas, e.g., the Graywacke Zone such a continuous record has, as yet, not been demonstrated and it seems difficult to assess due to poor preservation of all collections. During the last 25 years all graptolite faunas were revised by H. JAEGER and numerous new ones have been collected; he named the corresponding strata Bischofalm Formation.

3) Transitional facies
It comprises a mixture of the above mentioned two main rock types, i.e. an alternation of black shales and marls with black or dark grey limestone beds. Its faunal content is very poor and consists of graptolites and few conodonts and nautiloids. In the local stratigraphic scheme of the Carnic Alps this facies was named Findenig Facies.

All three main facies may intergrade to varying degrees depending on their setting in a distinct paleogeographical and paleotectonic environment with different amount of limestone production and fossil support. In particular, this regards the region occupied by the Gurktal Nappe in Carinthia and parts of Styria with its dolomite and marble rich facies, equivalent to several 100 metres thick clastic development in the same area (Fig. 13, F. NEUBAUER, 1979; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984). Moreover, in some other fossiliferous sequences basic volcanics and tuffs are intercalated which indicate rifting associated with intracontinental volcanism at various times during the Silurian (for summary remarks see H.P. SCHÖNLAUB, 1979, 1982; R. HÖLL, 1970; F. EBNER, 1975; M.F. BUCHROITHNER, 1979; F. NEUBAUER, 1979; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984; U. GIESE, 1988; H. FRITZ & F. NEUBAUER, 1988; J. LOESCHKE, 1989a,b).

Silurian faunas following the terminal Ordovician mass extinction event are generally regarded as cosmopolitan and hence provide only little evidence to determine the latitudinal position of individual plates (D.

JABLONSKI, 1986). This evaluation, however, may change if a varied, highly diversified, fossil association is considered together with lithic data from the host rock.

According to S.M. BERGSTRÖM (1990) most, if not all, post-Ordovician conodont localities lay between 40°S and 40°N paleolatitude. In the Wenlockian continental Europe was located at the margin of this belt consistent with our conclusions drawn for the Late Ordovician. For this time conodont evidence from the Carnic Alps and other areas of the Eastern Alps suggests close affinity to coeval faunas from central, southern and southwestern Europe. Comparable faunas from Britain and Gotland which occupied a more equatorial position seem, however, more diversified. These differences diminished towards the end of the Silurian. S.M. BERGSTRÖM (1990) concluded that the Pridolian was a time of minimal conodont provincialism during which coeval faunas from the Alps, Bohemia and Nevada showed striking similarities at the generic level.

In the Silurian the distribution of phyto- and zooplankton, i.e., acritarchs and chitinozoans displays a broad latitude-parallel-zonation. However, plotted on the new world maps of C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) the old phytoplankton data of F.H. CRAMER (1971) seem to reflect local environmental conditions rather than a biogeographic pattern (G.K. COLBATH, 1990).

Yet, from the Silurian of the Alps only few appropriate data are available (A. BACHMANN & M.E. SCHMID, 1964; H. PRIEWALDER, 1976, 1987; F. MARTIN, 1978). Accordingly, acritarchs from the Cellon section of the Carnic Alps suggest an intermediate position between the high latitude *N. carminae* and the tropical *Domasia-Deunffia* biofacies (J.B. RICHARDSON et al., 1981; H. PRIEWALDER, 1987). This paleolatitudinal setting is well constrained by other data presented here. As regards chitinozoans too little is presently known from the Alps. According to F. PARIS (1981, 1990) it appears that their Silurian distribution is essentially cosmopolitan.

Silurian trilobites from the Carnic Alps are closely related to Bohemia and other central European regions (W. HAAS, 1969; G.K.B. ALBERTI, 1970). Affinities to Morocco may exist but are, as yet, not studied in detail. Interestingly, in the succeeding Devonian the apparent distinction with North Africa except the Rabat area continued; instead, there appears a closer relationship with the Urals and Tienshan (G.K.B. ALBERTI, 1969).

A similar affinity is suggested from the analysis of brachiopods from the Carnic Alps. According to G. PLODOWSKI (1971, 1973) and L.R.M. COCKS (1979) the Silurian brachiopod fauna is more independent than previously supposed although it shows a weak relationship to Bohemia, Great Britain, the Urals and Central Asia but only loose contacts with Morocco.

According to T. KOREN (1979) most, if not all, Silurian to Lower Devonian graptolites occur within paleolatitudes of some 30–40°N and 30°S. As noted by W.B.N. BERRY (1979) Silurian graptolites show only very little endemism suggesting that interplate dispersal was possible and apparently occurred during the Silurian and Lower Devonian. Presumably, its distribution was mainly controlled by the character of the surface water plus ocean currents that overlaid the site at which graptolites are found. The distribution of graptolites may thus have very much depended on the size, shape and position of certain plates.

In 1962 C. ROMARIZ applied N. SPJELDNAES' original term of the "Mediterranean Province" for those graptolites which are characterized by large robust rhabdosoms and have been recorded from middle and late Wenlockian strata of Portugal, Spain, Sardinia and the Carnic Alps (see also M. GORTANI, 1922, and C. ROMARIZ et al., 1971). Many of these giant specimens are, however, tectonically deformed and did not represent a distinct biofacies (H. JAEGER, 1968, 1975; H. JAEGER & D. MASSA, 1965; S. BARCA & H. JAEGER 1990).

During the Ludlow and Pridoli an essentially uniform graptolite fauna developed in Europe. As pointed out by H. JAEGER (1976) and S. BARCA & H. JAEGER (1990) the changing environment of this time is portrayed in strikingly similar and closely contemporaneous shifting lithofacies between northern Africa and Baltica which exhibit, with minor local modifications, a characteristic and continuous range from black graptolite shales to limestones, e.g., the well known "Ockerkalk" of Thuringia. According to H. JAEGER (1975) and G.K.B. ALBERTI (1980) this change in facies was controlled by simultaneous sea-level rise and fall that affected a hypothesized single block along its passive margins.

Distribution of extinct cephalopods corresponds widely to their living habitats (J.A. CHAMBERLAIN et al., 1981) and was limited by the same physical barriers as the recent Nautilus. In the absence of a planktic larval stage (N.H. LANDMAN et al., 1983) dispersal took place as part of the vagrant benthos on shallow shelfes or over shallow open marine environments and not as part of the oceanic nekton. Structural studies of the shell (R.E. CRICK, 1988) have indicated that they were restricted to limits between 300 and 500 m water depths. This may explain why Ludlow faunas from North Africa and Laurentia show such striking differences suggesting that an exchange across the wide mid-European ocean was largely impossible (R.E. CRICK, 1990).

In the Alps, the oldest nautiloids not described yet occur in the Ashgillian Uggwa Limestone of the Carnic Alps. From the Late Llandovery onwards, nautiloids became the dominating organisms in the carbonate facies of the Southern Alps with rich abundances of orthocerids in the Late Wenlock and Early Ludlow (H. RISTEDT, 1968, 1969). The diversified faunas seem closely related to Bohemia and Sardinia. With decreased numbers nautiloids continue into the Pridoli and Lower Devonian.

In contrast to the Carnic Alps in the Graywacke Zone and in the Gurktal Nappe of Carinthia, very few nautiloids have been found despite the occurrence of very similar lithologies. This remarkable feature is, as yet, difficult to explain.

The distribution of other molluscs, in particular bivalves, corresponds largely to that of orthoconic nautiloids. According to J. KRIZ (1979) the Silurian cardiolids from the Southern Alps and the Graywacke Zone inhabited the warm equatorial zone or were dispersed through south equatorial currents. However, plotted on the modified base maps proposed by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) the central and southern European faunas must either have occurred in slightly higher southern latitudes or the position of the respective plates is too high. In our opinion a position around 35°S would be the best estimate for the Silurian occurrences in the Alps (Fig. 10).

This view is strongly supported by other evidence: in the Silurian corals were prominent constituents of the shallow water environment in the tropical belt. After a crisis at the end of the Ordovician several orders among the Tabulata and the Rugosa diversified in the early Silurian. During this time only weak provincialism

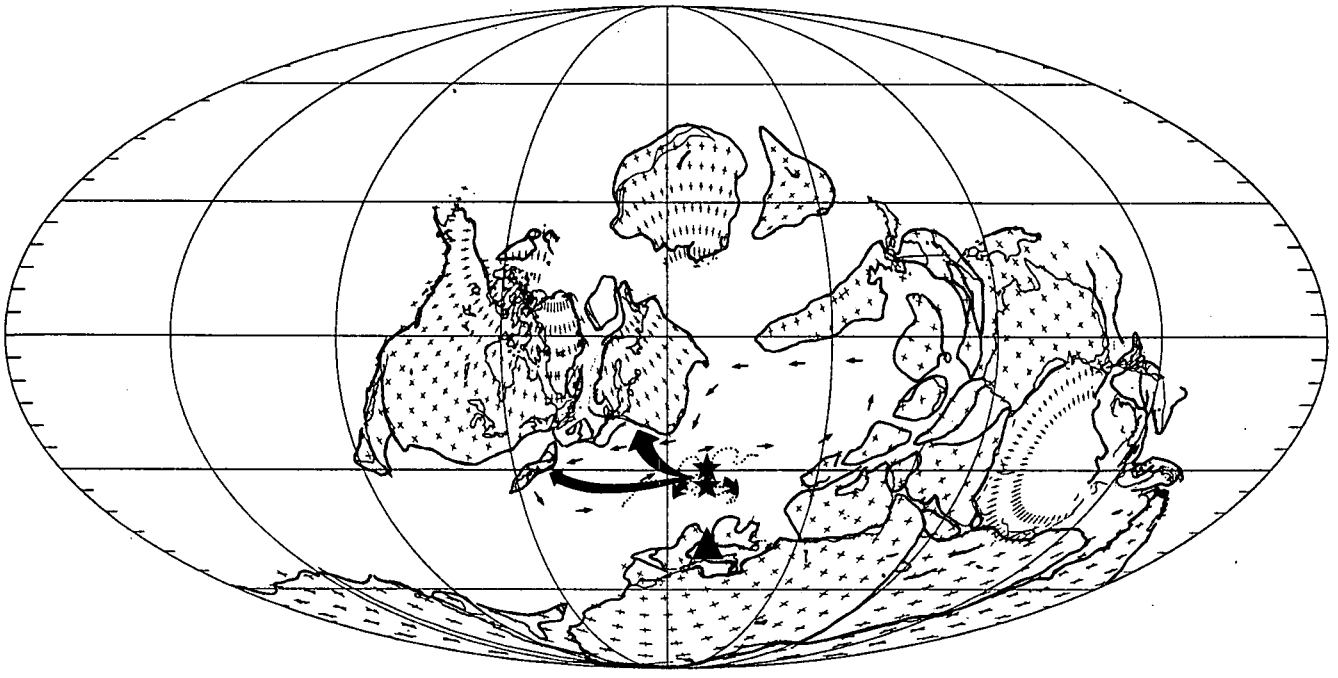


Fig. 10.
Middle Silurian (Wenlockian) paleogeography.
Triangle indicates position of the Alpine Silurian as suggested by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990). The author's latitudinal setting is shown by two stars for the Silurian of the Southern and Central Alps, respectively. Faunal relationships are shown by heavy arrows, the oceanic current system in the mid-European ocean by small arrows.
Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990).

is apparent at the generic level (D. HILL, 1959; J.W. PICKETT, 1975; R.A. MCLEAN, 1977, 1985; D.L. KALJO & E. KLAAMANN, 1973; W.A. OLIVER, 1977). An explanation might be the assumed larval life-style of rugose corals so that long-living teleplanic larvae were capable of being transported by ocean currents 1000 km or more (R.S. SCHELTEMA, 1968, 1971, 1972; A.E.H. PEDDER & W.A. OLIVER, 1990).

Remarkably, rugose and tabulate corals occur abundantly in the Late Llandovery of Middle Carinthia (E. STREHL, 1962; M.F. BUCHROITHNER, 1979), in the Upper Silurian (Ludlow) of Graz (H. MENSINK, 1953; H.W. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB, 1972; F. EBNER, 1976) and are very rare in shallow water and locally superficial ooid bearing limestones in the Late Llandovery of the Graywacke Zone of Tyrol (Figs. 7,9; H. MOSTLER, 1966a, 1970; N. AL-HASANI & H. MOSTLER, 1969,). They are missing apparently in coeval strata of the Southern Alps. The inferred Silurian age of F. HERITSCH (1929) is actually Lower Devonian (Lochkovian).

We hardly believe that these coral-bearing bioclastic limestones represent the fossil counterpart of modern cold-water coral reefs such as the common *Lophelia* reefs found presently as far north as beyond the Polar Circle, in the Barents Sea and on the shelf off Mid-Norway at depths between 250 and 300 m and at water temperatures of 6°C (T. STROMGREN, 1971; N. MIKKELSEN et al., 1982). Rather they display excellent environmental indicators controlled by such physical factors like light, temperature, suspended sediment, salinity, water agitation and other agents (D.J.J. KINSMAN, 1964; T.P. SCOFFIN et al., 1989 and others). Modern and ancient buildups cannot exist beyond the "Darwin Point" of about 35° latitude (R.W. GRIGG, 1982), which is also the northernmost limit of corals in the present-day Pacific (G.W. TRIBBLE & R.H. RANDALL, 1986) and, more generally, carbonate production is light-limited to within 35° N and S (R.A. ZIEGLER et al., 1984). There is no objective reason against the idea that the Silurian of the Central Alps was positioned within these limits (Fig. 10). This conclusion was already drawn by A.J. BOUCOT (1975) and lately 1990 who subdivided the Silurian world into two main realms. The Carnic Alps correspond to the warm water North Silurian Realm characterized by limestones and rich shelly faunas in contrast to the cool and cold water high southern latitude Malvinokaffric Realm.

Conclusions

During the Silurian Period the Alpine occurrences of Silurian strata continued to shift into lower latitudes. Based on the evidence presented above the best position is estimated at approximate 30–35° southern latitude. Faunal relationships existed with southern Europe but apparently were closer to northern Europe. The affinities to southwestern Europe and northern Africa, however, decreased.

Paleomagnetic data from Gondwana seem to support the assumption of a rapid northward movement (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990; D.V. KENT & R. VAN DER VOO, 1990). It is associated with rifting-related volcanism through much of the Silurian. Interestingly, the Southern and Central Alps differ in two main aspects: the Silurian of the Central Alps, i.e., the development north of the Gailtal Fault, is characterized by warm water occurrences of rugose and tabulate corals in an environment which locally also contains superficial ooids. But these sequences yield only a few cephalopods as opposed to the Southern Alps with the opposite relationship suggesting, most plausibly, a farther south and slightly cooler environment. These differences may indicate two separate terranes or microcontinents prior to the Variscan deformation in the Alps.

3.4. Devonian

Fossiliferous rocks of Devonian age are among the first which have been recognized in pre-Triassic strata of the Alps in the last century. Such "classical" outcrops of Paleozoic strata comprise the surroundings of Graz, the Carnic Alps, the Graywacke Zone of Styria, Salzburg and Tyrol, Middle Carinthia and southern Burgenland (see Fig. 5). In addition, study of microfossils in the last three decades has provided many new data from scattered localities in other areas, particularly from those composed of greenschist-grade Paleozoic rocks.

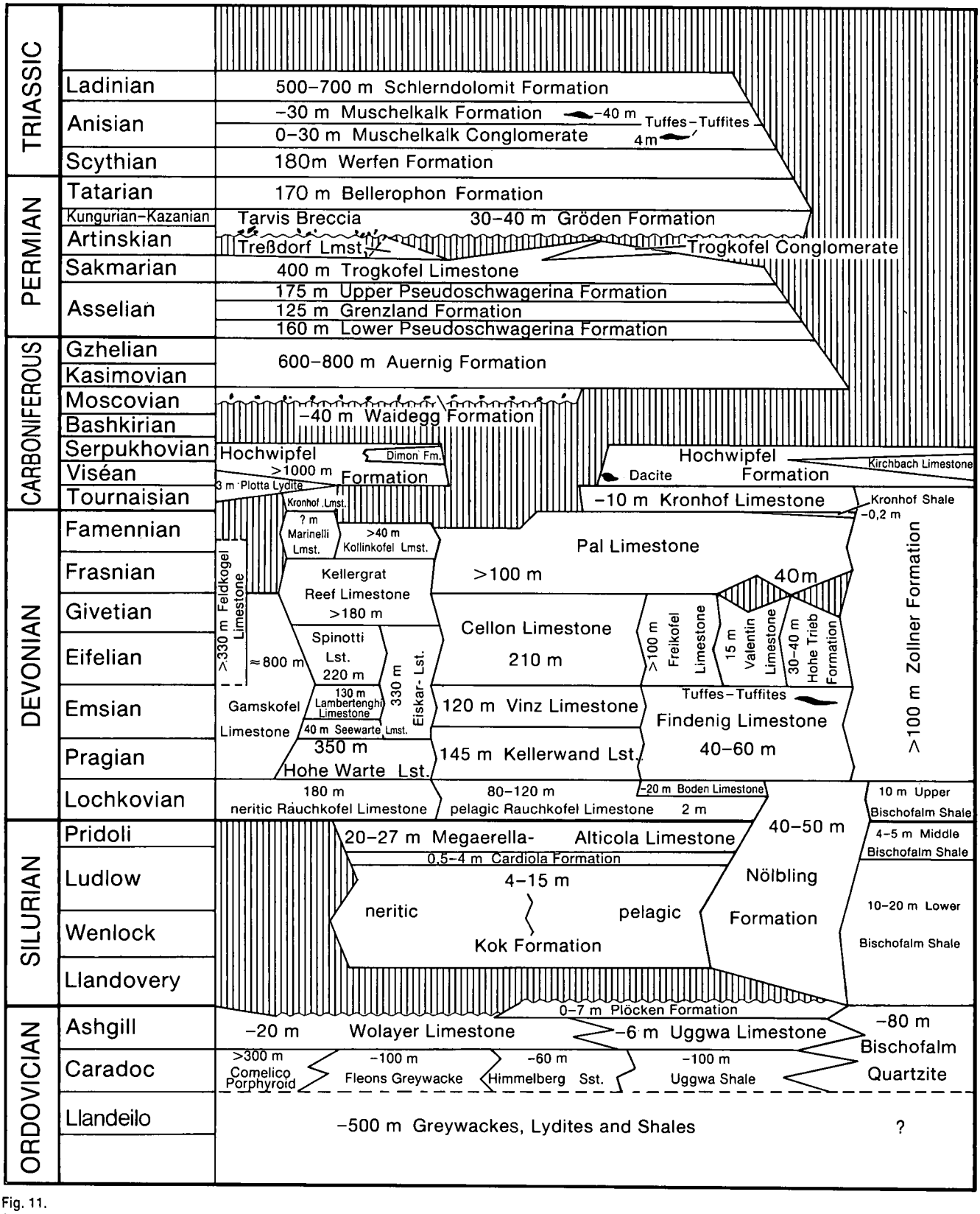


Fig. 11.
Stratigraphy of the Paleozoic sequences of the Carnic Alps.
After H.P. SCHÖNLAUB (1986), modified by L.H. KREUTZER (1991).

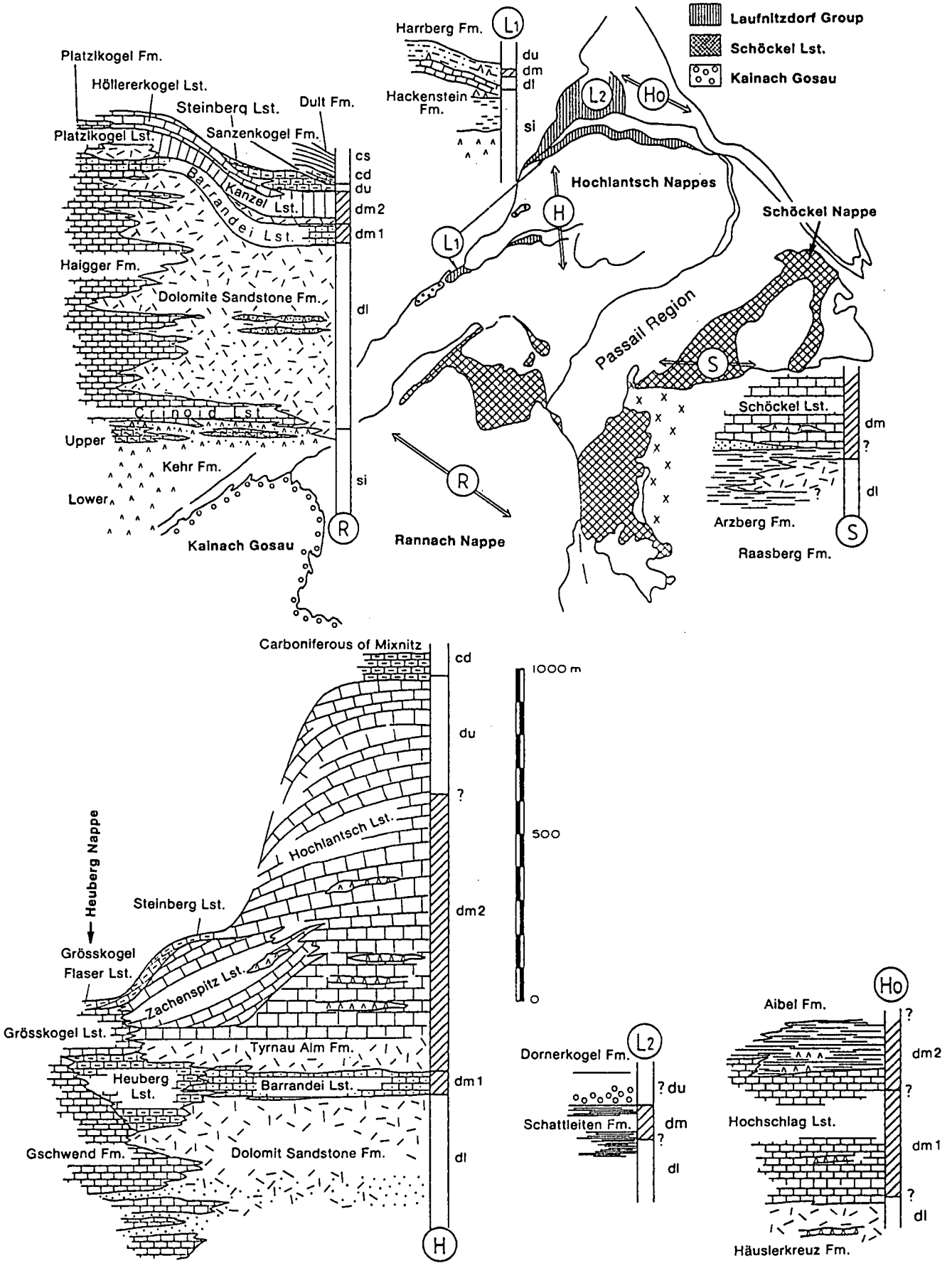


Fig. 12.
Stratigraphy of the Paleozoic sequences in the surroundings of Graz.
After H.W. FLÜGEL & F. NEUBAUER (1984).
L_1, L_2 = Laufnitzdorf Group; H = Hochlantsch Group; S = Schöckel Group; si = Silurian; dl = Lower Devonian; dm = Middle Devonian; du = Upper Devonian; cd = Dinantian; cs = Silesian.

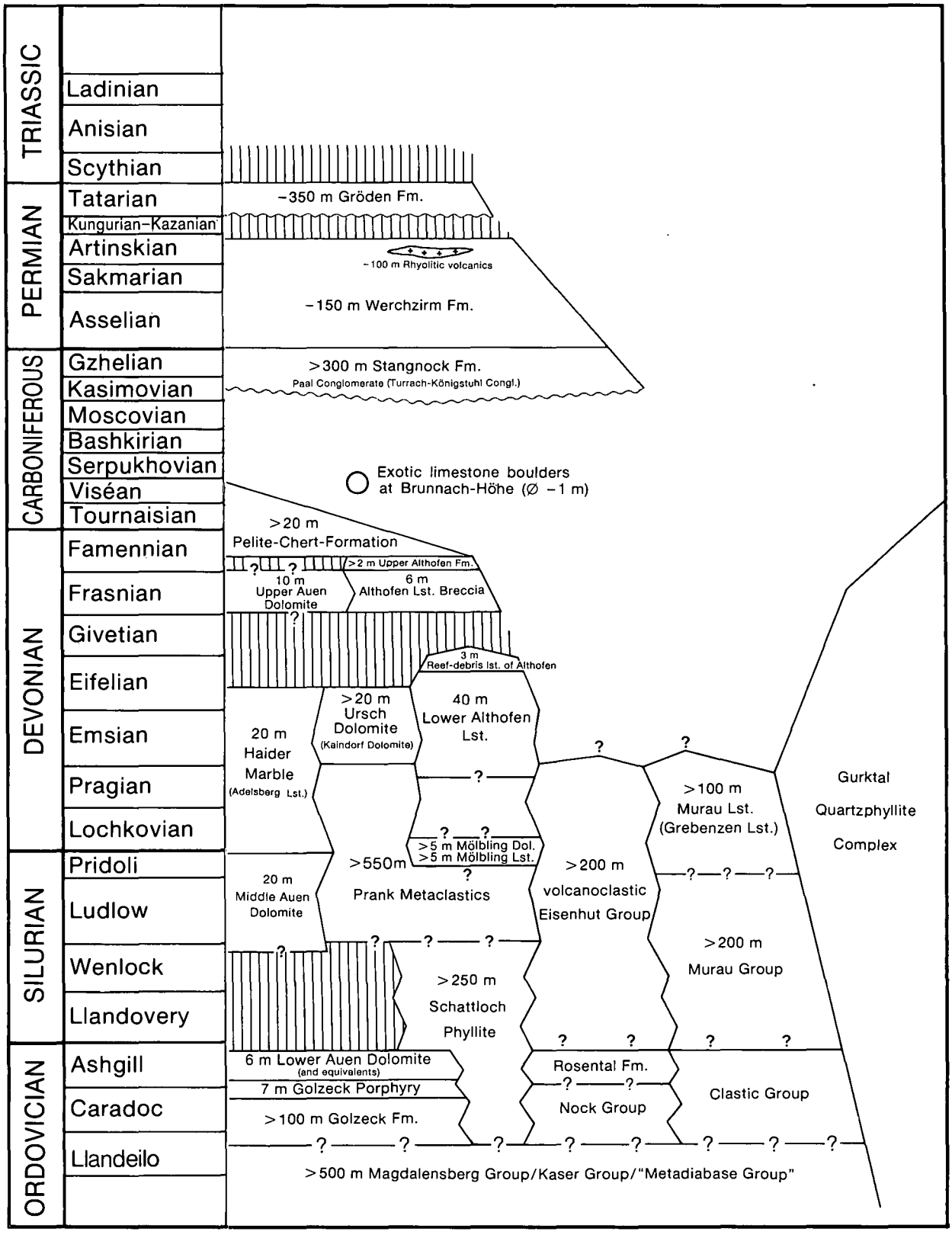


Fig. 13.
Stratigraphy of the northern part of the Gurktal Nappe.
Compiled from H.P. SCHÖNLAUB (1971a), F. NEUBAUER (1971, 1984), F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK (1984), M.F. BUCHROITHNER (1979) and H. SCHLÖSER et al. (1990).

In the Alps the Devonian Period is characterized by abundant shelly fossils, variably thick carbonate sequences, reef development and interfingering facies ranging from coastal sediments to carbonate buildups, slope deposits, condensed pelagic cephalopod limestones to deep ocean off-shore shales (H.P. SCHÖNLAUB, 1971, 1980, 1985a; H.W. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB, 1972; T.P. BURCHETTE, 1981; L.H. KREUTZER, 1990, and others). In the Carnic Alps, for example, the ratio of thickness between shallow water limestones and contemporary cephalopod limestones is in the order of 1200 : 100 m and thus indicates differentially

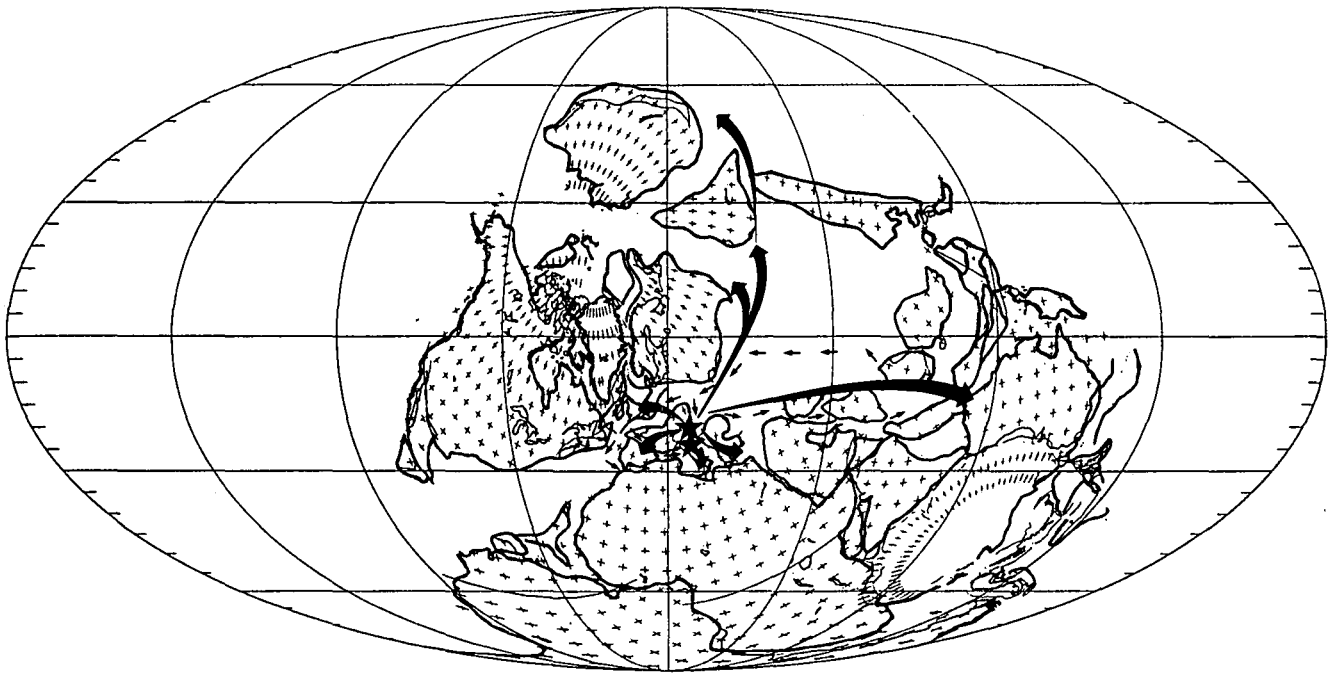


Fig. 14.
Middle Devonian paleogeography.
Two stars indicate position of the Alpine Devonian of the Southern and Central Alps, respectively, as suggested by the author in this paper. Faunal and floral relationships are shown by heavy arrows, the equatorial gyre system in the southern mid-European ocean by small arrows.
Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) and M.S. OCZLON (1990).

subsiding mobile basins affected by extensional tectonics (Fig. 11). Rifting-related volcanism in the Lower and Middle Devonian of the Graywacke Zone and the area near Graz, respectively, is well consistent with such a basin development (Fig. 3).

According to A.J. BOUCOT (1975, 1985, 1988) and his employment of a pangaeic paleogeography, the biogeographic pattern of the Devonian changed from a highly provincial level in the latest Early Devonian attributed to a global regression to cosmopolitanism in the Late Devonian. At the beginning of the Devonian the warm North Silurian Realm was replaced by the Old World Realm and the Eastern American Realm. The former developed from the Silurian Uralian-Cordilleran Region and from the European Province of the North Atlantic Region and can be divided into several subregions (previously named "magnafacies", according to H.K. ERBEN, 1962, 1964): Rhenish-Bohemian, Uralian, South China, Tasman-New Zealand, and Cordilleran. Similarly, the Eastern American Realm can be divided into several provinces resulting in an overall moderate level of longitudinal provincialism in a warm climate. Both Realms contrasted with the cool climate Malvinokaffric Realm which was characterized, during the Lower and Middle Devonian, by the same characteristics as during earlier periods.

In the Alps only a few groups from essentially two areas, i.e., the Carnic Alps and the surroundings of Graz, have been investigated in terms of biogeographic relationships (Figs. 11,14).

During the Lower Devonian (Lochkovian to Emsian Stages) faunas and floras showed strong affinities to both the Hercynian-Bohemian and to the Uralo-Tienshan Faunal Provinces and remarkably poor similarities with northern Africa except the Rabat area (G.K.B. ALBERTI, 1969, 1982). Such a relationship is less clearly displayed by more cosmopolitan planctic groups like graptolites, conodonts and dacryoconarids the migration of which primarily was affected by ocean currents (H. JAEGER, 1968, 1975, 1978, 1988; H.W. FLÜGEL et al., 1977; P.H. HECKEL & B.J. WITZKE, 1979; G. KLAPPER & J.G. JOHNSON, 1980; H.P. SCHÖNLAUB, 1980, 1985a; G.K.B. ALBERTI, 1985) and, more distinctly, by the benthos. For example, brachiopods from the *Karpinskia* Beds are known from the Barrandian region, the Urals (A.J. BOUCOT, 1975; A.J. BOUCOT et al., 1967; G.B. VAI, 1973, 1975), Altai and Kazakhstan (for more details see S. LATZ, 1989); similarly, corals show a strong affinity to Extra-Malvinokaffric Realms like the Urals and the Altai mountains but show no similarity to the Eastern North American Realm (A. FERRARI, 1968; G.M. KODSI, 1971; L.H. KREUTZER, 1990; A.E.H. PEDDER & W.A. OLIVER, 1990); the distinct *Hercynella*-gastropod community is typical of the Old World Realm and occurs in the Upper Koneprusy Limestone of Bohemia and also in the Urals, although the relations with both regions appear less close than had been suggested previously (R.B. JHAVERI, 1969; R.B. BLODGETT et al., 1990); finally trilobites, although to some extent endemic, represent a mixed Hercynian-Uralo-Tienshan association which exhibits only a weak affinity to northern Africa (H.K. ERBEN, 1966, 1969; G.K.B. ALBERTI, 1967, 1969, 1981; K. BANDEL, 1969; H. ALBERTI, 1978; I. ELLERMANN, 1989), and codiacean algae of the *Lancicula* Beds of P. PALLA (1966, 1967) (= *Hercynella*-Seewarte Limestone of R.B. JHAVERI, 1969) are found in Chios (Greece), Kusnetsk Basin (southern Siberia) and New South Wales in Australia. According to J. PONCET (1990) they were dispersed by subtropical ocean currents.

From the Middle and Upper Devonian only few biogeographical relevant data are yet available. They confirm the general opinion of decline of endemism and provincialism and the appearance of cosmopolites at the beginning of the Middle Devonian. This has been inferred from the distribution of ammonoids in general (M.R. HOUSE, 1971, 1973) and from the Carnic Alps (M. HOUSE & J.D. PRICE, 1980; D. KORN, 1992), trilobites (R. FEIST, 1992), brachiopods (A. FERRARI & G.B. VAI, 1973), corals (A. FERRARI, 1968; P. KÜSTER, 1987; P. KÜSTER-OEKENTORP & K. OEKENTORP, 1992) and algae, e.g., the genus *Girvanella* and the problematical algae *Renalcis* (L.H. KREUTZER, 1989; G. RANTITSCH, 1990).

The Paleozoic outcrops in the surroundings of Graz have long been famous for the rich occurrences of fossils in particular brachiopods and rugose and tabulate corals (Fig. 12); less abundant are trilobites, bivalves, gastropods and stromatoporoids (H.W. FLÜGEL, 1975a). Among many endemic species mainly of corals some are of biogeographic significance. In accord with sedimentological evidence from the underlying Dolomitsandstein-Formation (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1978) the Eifelian brachiopods from the Barrandei Formation indicate a strong Rhenish-Hercynian (i.e., neritic-pelagic) interchange, even in spite of taxonomic uncertainties, and thus immigration of Rhenish elements (H.W. FLÜGEL, 1971), while some others, e.g., the cosmopolitan genus *Zdimir*, suggests a relationship to the Ardennes, the Eifelian Hills, France, Bohemia, Urals, Siberia (Kusnetsk Basin) and Ferghana (A.J. BOUCOT & A. SIEHL, 1962). Whether or not there was a migration channel across Moravia as suggested by I. CHLUPAC (1971) and challenged by R. SCHÖNENBERG (1973) and H.W. FLÜGEL (1975a) is yet not certain. Furthermore, corals from the succeeding Givetian *Calceola* Formation seem equally to be related to the Eifelian Hills, but in addition they exhibit also some affinities to the Kusnetsk Basin of Southern Siberia and Nepal (H.W. FLÜGEL, 1971). Rather of limited biogeographic significance are, however, the rarely occurring representatives of the genus *Calceola* which is a typical Old World Realm coral (W.A. OLIVER, 1964; D. HILL & J.S. JELL, 1969; A.J. BOUCOT, 1988). Stromatoporoids too represent to a high degree cosmopolites during the Devonian (C.W. STOCK, 1990). As for corals and algae, however, they can be used as major indicators of warm temperatures of the Devonian seas (P.H. HECKEL & B.J. WITZKE, 1979). In addition to these reports the Eifelian strata of Graz contains one of the very few occurrences of an algal microflora in southern Europe. It consists of *Zeapora gracilis, Litanaia graecensis* and *Pseudopaleoporella lummatonensis* (H.W. FLÜGEL, 1959; B. HUBMANN, 1990). This flora indicates

1) a paleolatitudinal setting within the tropical belt of some 30°,
   and
2) similarities to the east, e.g., the Urals, Siberia, Australia, and to the west, e.g., the Eifelian Hills, Belgium, France and Great Britain.

Conclusions

Since the first introduction of Phanerozoic world maps by A.G. SMITH et al. (1973) and subsequently by C.R. SCOTESE et al. (1979, 1985), C.R. SCOTESE (1984, 1986) and others, the quality of the reconstructions have considerably improved. In particular this is true for the Devonian Period for which the paleogeographical reconstruction successfully has been based on a combination of paleomagnetic, faunistic and climate sensitive lithic data in recent years. The alternative approach of a pangaeic based paleogeography of A.J. BOUCOT (see A.J. BOUCOT & J. GRAY, 1979, 1983; A.J. BOUCOT, 1985, 1988, 1990) received also much merit but inevitably raised many questions and criticism.

In order to test the proposed models and to confirm the supposed paleolatitude as the major control of the spatial faunal distribution the complete data base for the Devonian of the Alps can be employed.

There is general consent that the Devonian calcareous sediments were deposited in the tropical belt within paleolatitudes of 30°S or less. Such an assumption is based on thick occurrences of carbonate buildups and associated limestones composed of typical microfacies types, fabrics and components (e.g., oncoids, coated grains, ooids), and all kinds of "guilds" (J.A. FAGERSTROM, 1987, 1988), e.g., abundant rugose and tabulate corals, massive and dendroid stromatoporoids, algae and stromatolites, suggesting warm agitated sea waters for most of the Devonian. Studies of the diagenetic environment and the cement stratigraphy closely support this inferred position (G. GALLI, 1985; L.H. KREUTZER, 1989; G. RANTITSCH, 1990). Even stronger arguments in favour of a low latitudinal setting have been expressed by A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1978, p. 139) who recorded tepee structures and vadose pisolites from the Dolomitsandstein Formation in the surroundings of Graz and concluded a hypersaline environment in an arid climate.

At first look it appears difficult, if not impossible that these groups should have been capable of travelling over such long distances and/or crossing the supposedly wide and deep Mid-European ocean that separated, for example, Siberia and the Urals from the Alps during the Devonian. More easily, however, migration could be achieved between other central European regions, e.g., from the Alps to Bohemia, the Eifelian Hills, the Harz Mountains, the Ardennes and England. The hazards of fauna travelling, however, have long been recognized (P.E. CLOUD, 1961) and have been discussed at length for the widely distributed Lower Paleozoic trilobites (e.g. W.T. DEAN, 1967; A.R. PALMER, 1972; J.L. CISNE, 1973; H.B. WHITTINGTON & C.P. HUGHES, 1972, 1973; H.B. WHITTINGTON, 1973; R.J. ROSS, 1975; L.R.M. COCKS & R.A. FORTEY, 1982, 1990, and others).

Amongst the first, R.J. ROSS (1975) emphasized the operation of coriolis forces in the Lower Paleozoic. Comparable to the present-day ocean circulation systems in surface waters, they caused two equatorial gyres in which organisms (trilobites) with long-lasting larval stages were caught and transported along the margins of the seas to split eventually and to continue in other directions. However, this improved circulation pattern of favourable ocean surface currents operated not only during the Cambrian and Ordovician but aided the dispersal of trilobites and of many other groups during the Devonian as well, for example conodonts (G. KLAPPER & J.G. JOHNSON, 1980), corals (A.E.H. PEDDER & W.A. OLIVER, 1990), stromatoporoids (C.W. STOCK, 1990), algae (J. PONCET, 1990) and probably many others too (A.J. BOUCOT, 1988, 1990). Strong currents may even affect the bottom sediment and produce erosion and non-deposition or reworking and accumulations of clastic sediments; such deposits have been described in modern environments as contourites (C.D. HOLLISTER & B.C. HEEZEN, 1972; J.B.P. LOVELL & D.A.V. STOW, 1981).

Independently from our study of faunal relationships between the Alps and adjacent or more distant areas for the Middle Devonian M.S. OCZLON (1990) convincingly postulated such a South Equatorial Current along the southern margin of Laurussia being deflected to the North Gondwana Current at the contact between Gondwana and Laurentia (see C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). We believe that these two currents can be held responsible for the distinct exchange of faunas between Siberia, Kazakhstan, the Urals and the Alps on one side and Bohemia, Greece and Australia on the other. The surroundings of Graz may equally have been influenced by this current when it flowed through central Europe and passed the Eifelian Hills and parts of Belgium. Likewise, such a current direc-

tion might also explain the low affinity between the Alps and northern Africa during the Devonian (Fig. 14).

For the Devonian it may be speculated whether or not the surroundings of Graz were located in lower latitudes than the Southern Alps. Some evidence in favour of such an idea is indicated in climatic sensitive sediments and also in the close relationship to the Rhenish-Hercynian Province. In contrast to this development the Southern Alps represent a highly mobile subsiding basin affected by tensional tectonics throughout the Devonian. Possibly, thinning of the crust during this time is the result of the temporary southward movement of Africa relative to the South Pole which described a rapid excursion ("loop") into central Africa (see Fig. 2).

3.5. Carboniferous

The Carboniferous Period of the Alps is generally subdivided into the final Variscan series representing a Lower Carboniferous pelagic development in the Tournaisian and succeeding flysch deposits of Visean and Namurian age, and the post-Variscan transgressive cover sediments of Late Carboniferous and Permian age. Both groups of rocks are separated by the Variscan unconformity. Based on new and revised data on conodonts and fusulinids in the Southern Alps, the pre-Variscan strata were deformed between the late Namurian *Gastrioceras*-Zone and the Upper Miatchkovian of the late Middle Carboniferous in the Russian terminology (F. KAHLER, 1983; H.P. SCHÖNLAUB, unpubl.), the latter corresponding to the West European Westfalian D Substage.

From the older cycle only few biogeographically relevant data are yet available which mostly comprise cosmopolitan groups like goniatites and some pelagic trilobites. According to D. KORN (in H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988) and D. KORN (1992) across the Devonian/Carboniferous boundary a complete succession of ammonoids occur which indicate continuous pelagic sedimentation in an open marine pelagic environment comparable to many other places in the world, e.g., Rhenish Massif, Sauerland, Moravia, Southern France or South China. Similarly, trilobites are related to those in Cornwall and North Devon as well as to the Rhenish Massif, Frankenwald, Montagne Noire, the Sudetes, Poland, the Urals, Kazakhstan and southeast China (R. FEIST, 1992, this volume). Some of these faunas are characterized by blind or reduced eyes indicating benthic forms of moderately deep waters; some, however, represent fully blind trilobites not known yet from elsewhere in the Variscan basin (G. HAHN & R. KRATZ, 1992, this volume). Nevertheless, loose relations do exist to those in Sauerland, Thuringia, Poland and England.

Floras from the Culmian Hochwipfel flysch of the Carnic Alps are of little biogeographic significance. According to H.W.J. VAN AMEROM et al. (1984) these new discoveries indicate similarities to the Erzgebirge (Chemnitz), Silesia, Thuringia, CSFR, the Black Forest, France and Scotland.

In contrast to these reports and, hence, of special interest is the so-called "Carboniferous of Nötsch", north of the Gail valley and west of Villach in Carinthia. With regard to its lithology and the rich and diversified fossil content the Carboniferous of Nötsch has long been regarded as being unique and distinct within the entire Alps. The latest Visean or, more probably, early Namurian fossil assemblage (H.P. SCHÖNLAUB, 1985b) comprises brachiopods, trilobites, gastropods, bivalves, crinoids, corals, bryozoans, foraminifera, ostracodes, plants and algae; yet, only a small part has been studied.

According to G. & R. HAHN (1973) the trilobite fauna is characterized by its special Tethyan aspect with some similarity to coeval occurrences in the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone of Styria. Subsequently this view was rejected by G. HAHN & R. HAHN (1987) when they recovered additional trilobites showing a strong relationship with the Kohlenkalk of Belgium. They then concluded a mixing of Asiatic-Australian, i.e., Tethyan and West-European trilobites. Based on additional rich material, however, G. SCHRAUT (1990) finally emphasized a strong affinity to the Western European Kohlenkalk facies and even to North America, and less close similarities to Asia and Australia. Even ostracodes follow these suggested pathways and show affinities to the Cantabrian Mountains, the western Pyrenees, England and North America.

The rich faunal and floral association of the Carboniferous of Nötsch represents a shallow water environment characterized by full marine conditions, agitated water, penetration of light and significant nutrient supply. Temporarily, however, this environment was replaced by thick gravity flows named Badstub-Breccia which were formed as proximal inner fan or slope deposits along an active plate margin (H.P. SCHÖNLAUB, 1985; K. KRAINER & A. MOGESSIE, 1991).

Such an inferred plate margin position seems strongly corroborated by other evidence. According to E. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB (1990) in the Carboniferous of Nötsch as well as in the Hochwipfel Formation of the Southern Alps (Carnic Alps) there occur exotic limestone clasts of varying microfacies-types. They indicate a shallow carbonate water setting of an open marine and restricted shelf environment during the Visean. Presumably, this platform development existed north of the Gailtal Line and adjacent to a supposed land area. Yet, no relics of this platform have been preserved. The only records are some limestone clasts and paleoenvironmentally significant fossils such as the heterocoral *Hexaphyllia mirabilis* (DUNCAN), the algae *Pseudodonezella tenuissima* (BERCHENKO), the foraminifera *Howchinia bradyana* (HOWCHIN) and abundant conodont faunas corresponding to the *Eumorphoceras*-Stage E2 of the basal Namurian. Recently in other parts of Carinthia apparently coeval limestone clasts of boulder size were found (H. SCHLÖSER et al., 1990).

Litho- and biofacies of these exotic limestone clasts exhibit strong affinities to the Kohlenkalk facies of various parts of Europe (Belgium, France, England, Poland), but also to Hungary, the eastern and southern Carpathians, the Pyrenees, southern Spain, northern Africa, the Donets Basin and the Urals (E. POTY, 1981; H.-G. HERBIG, 1986; E. FLÜGEL & H.-G. HERBIG, 1988; F. EBNER, 1990; D. HENNINGSEN & H.-G. HERBIG, 1990; H. SCHLÖSER et al., 1990). Moreover, the supposed setting on an active continental margin and its formation through successive erosion of an accretionary wedge during a collision of two different plates reflect a remarkable coincidence between the Eastern Alps and the western part of the Mediterranean.

Besides the lowermost Carboniferous, during which the end-Devonian climate prevailed the available paleoclimatic data from the Southern Alps, the Carboniferous of Nötsch and the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone suggest an increase of temperature and humidity during the Visean. Of particular significance is a widespread emersion that occurred in the lengthy *Scaliognathus anchoralis*-conodont-Zone, i.e., at the Tournaisian/Visean boundary prior to the deposition of transgressive cherts and the succeeding flysch deposits. It resulted in a variety of buried paleokarst features like an extensive relief and small-scale disconformities, mixed faunas, coated fissures, collapse breccias, caves with internal fillings and mineralizations which recently have been recognized in the Carnic Alps and most probably also occurred in the Graywacke Zone and the surroundings of Graz (H.P. SCHÖNLAUB, 1991).

In the Southern Alps Late Paleozoic sediments unconformably overlie the Variscan flysch and other basement rocks of varying age, i.e., different Silurian and Devonian strata (Fig. 11). According to F. KAHLER (1983), the oldest transgressive sediments are Middle Carboniferous in age and, more precisely, correspond to the *Fusulinella bocki* Zone of the Upper Miatchkovo of the Moscow Basin. This Late Paleozoic cover comprises clastic and calcareous shallow marine sediments of the Auernig Formation in the Upper Carboniferous (Kasimovian and Ghzelian Stages) followed by various Lower Permian shelf and shelf edge deposits. They represent differentially subsiding platform and outer shelf settings and are characterized by transgressive-regressive cycles that lasted from the Westfalian to the Artinskian Stage of the Lower Permian.

Upper Permian sediments rest disconformably upon the Lower Permian and its equivalents in the Dolomites, or, farther west on phyllites of the Variscan basement. They indicate a transgressive regime starting with red beds of the Gröden Formation and followed by the Bellerophon Formation of the Late Permian. This formation represents a carbonate ramp which gently dips to the southeast, but is located far east from the Permian shoreline exposed in the Dolomites of Northern Italy in the west.

Even more restricted was the extent of the sea in the Late Carboniferous. In the Upper Miatchkovo the westernmost transgressive sediments were deposited near Lake Zollner in the central Carnic Alps. From there the transgression continuously progressed in western direction to reach Forni Avoltri and the region of the Seikofel north of the Sexten Dolomites during the Upper Carboniferous.

This whole area is very close to segments of the Periadriatic Fault Zone in the Lesach and Gail Valleys, immediately in the north. The prominent fault separates the predominantly marine post-Variscan sequences of the Southern Alps from clastic terrigenous Upper Carboniferous and Permian sediments of the Central Alps (Fig. 5).

The marine post-Variscan sequences of the Southern Alps have long been famous for their abundant and highly diverse fossil groups. During the last few years the major part of the fauna and flora has been reinvestigated and new material was collected. Based upon these studies the following conclusions can be drawn (Fig. 15): fusulinids are of typical "Paleotethyan" and thus, apparently of cosmopolitan aspect showing similarities with coeval faunas in many other parts of the world, e.g., the Dinarides (Serbia, Velebit, Montenegro, Albania), the Bükk Mountains of Hungary, northern Africa (Tunis), Turkey (Anatolia), Iran (Elburs), Afghanistan, Indochina, South China, as well as to the Moscow and Donets Basins, the Urals, Ferghana, Mongolia, Pamir, Greenland, northern California and Texas (F. KAHLER, 1939, 1955, 1974, 1983; F. & G. KAHLER,

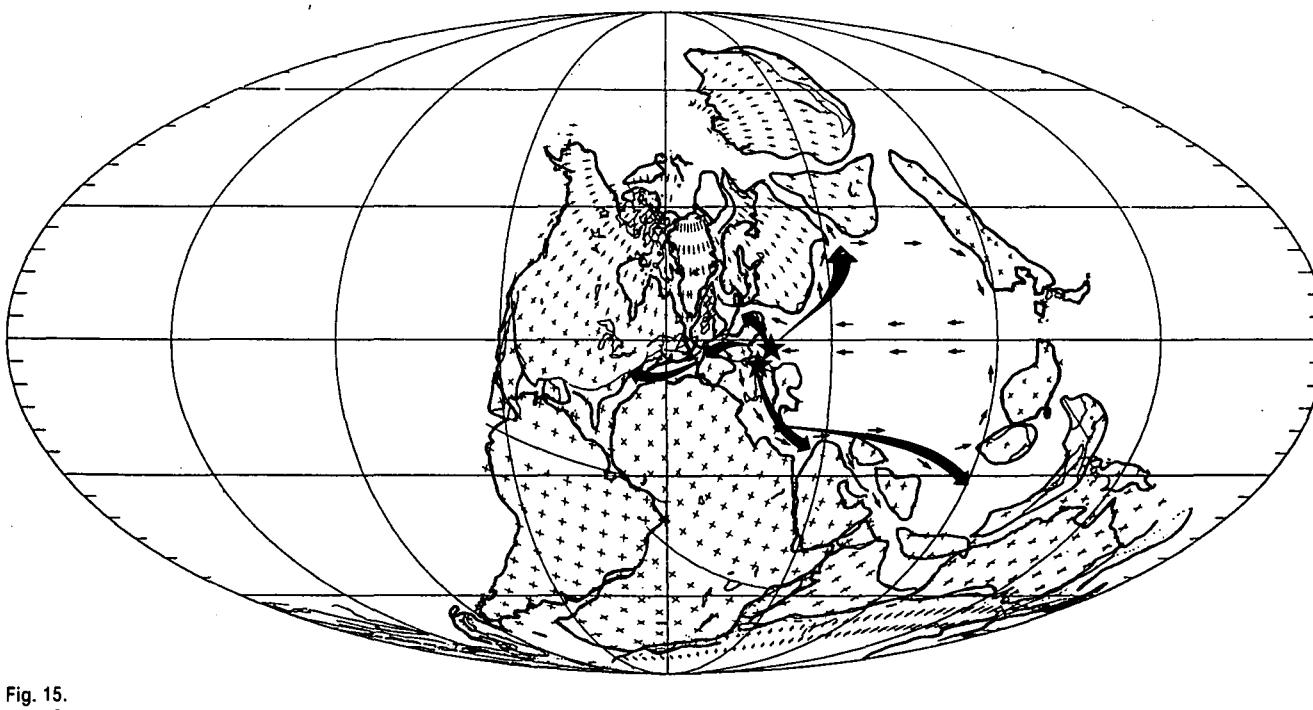


Fig. 15.
Late Carboniferous (Westphalian) paleogeography.
Two stars indicate position of the Alpine Carboniferous of the Southern and Central Alps, respectively, as suggested by the author in this paper. Faunal and floral relationships are shown by heavy arrows, the equatorial gyre system by small arrows.
Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990).

1982); trilobites are closely related to the Karawanken Alps and the Cantabrian Mountains of northern Spain and less close to the Urals, the Moscow and Donets Basins (G. HAHN & R. HAHN, 1977, 1987; G. HAHN et al., 1989); brachiopods are equally related to these regions as they have many species in common as opposed to the weak links with North America (K.L. GAURI, 1965; A. RAMOVS, 1972; C.F. WINKLER PRINS, 1971, 1983, 1984); the ostracod fauna too suggests a close similarity with the Cantabrian Mountains of Asturia and reflects a shallow marine and low energy environment (G. RUGGIERI, 1966; B. FOHRER, 1990; G. BECKER, 1978); sphinctozoans appear well comparable to those from New Mexico, Texas and the Cantabrian Mountains (H.-W. KÜGEL, 1987); the rich coral faunas have yet not been revised but it appears that it is closely related to Eastern Europe, East Asia and China (F. HERITSCH, 1936, 1943); in addition, Lower Permian faunas are of low diversity (W. HOMANN, 1971); calcareous algae often occur as massive algal wackestones attributed to lense-shaped algal mud-mounds which consist of low diversity phylloid algae (*Epimastopora, Archaeolithophyllum, Eugonophyllum*) and the dasycladacean *Anthracoporella* and others (E. BUTTERSACK & K. BOECKELMANN, 1984; K. BOECKELMANN, 1985) which appear of no biogeographic significance.

During the last twenty years in the Eastern Alps more than 60 localities with Upper Carboniferous and Early Permian plants were studied together with revisions of old collections (for summary see Y.G. TENCHOV, 1980; A. FRITZ & M. BOERSMA, 1990; M. BOERSMA & A. FRITZ, 1990). Besides implications for the paleoclimate and for the local facies development no distinct paleofloristic-biogeographic relationships can be inferred. Yet, its main importance is the potential for correlating West-European continental with Tethyan marine sequences which has been demonstrated for a good deal from floras of the Carnic Alps.

Conclusions

As a response to the Variscan Orogeny dramatic changes affected the Alps during the Carboniferous Period. In the Southern Alps the climax of deformation occurred between the Late Namurian and the Late Westphalian Stages, or, in the Russian terminology, between the Early Bashkirian and the Middle or Late Moscovian Stages.

In the Central Alps, however, deformation and metamorphism evidently occurred earlier. This conclusion seems well founded from radiometric ages and from the transgressive molasse-type sediments within the Gurktal Nappe, the Carboniferous of Nötsch and the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone. Moreover, we presented evidence that these scattered occurrences might represent the last remains of an originally vast shelf characterized by various platform sediments as opposed to the Southern Alps with contemporary flysch deposits.

During the Carboniferous this northern development was biogeographically more closely related to Western Europe and even to North America than to Eastern Europe or Asia. In particular, there appears a striking similarity with the Cantabrian Mountains, the western Mediterranean and to the "Kohlenkalk" regions of England, Belgium and Poland.

Consequently, we suspect that the Southern and Central Alps represented two different microplates during the Lower Carboniferous. This assumption confirms the suggested fragmentation of the predecessors of the Alps which has been concluded in this report from the analysis of older rocks and faunas. If at all and how much they were separated is presently difficult to decide. Yet, it is worth mentioning that reworked amphibolite clasts in the Badstub Breccie of the Carboniferous of Nötsch are metamorphosed tholeiitic ocean floor basalts (T. TEICH, 1982; K. KRAINER & A. MOGESSIE, 1991) suggesting an enigmatic oceanic crust in this area of the Alps some time during the Paleozoic.

Soon after collision and amalgamation of the two plates the biogeographic patterns of the Southern Alps began to match those from the former settings in the Central Alps indicating migration of faunas and floras into the newly established Southern Alps domain where they found remarkably favourable environmental conditions. F. & G. KAHLER noted already 1982 that this new sedimentary cycle started approximately at the same time as sedimentation of the marine fusulinid-bearing strata of the Cantabrian Mountains ceased. In the light of new research, however, marine rocks of Stephanian age and *Triticites* bearing Late Kasimovian strata have been recognized there (E. MARTINEZ-GARCIA & R.H. WAGNER, 1971, 1984; E. MARTINEZ-GARCIA, 1984).

Most, if not all, suggested faunal and floral migration paths of fusulinids and other groups along the northern shelf margin of the Tethys Sea, the Ural Sea and the Arctic region to North America as well as to analogous occurrences on the southern shelf appear well constrained by the revised world maps of C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) for the Late Carboniferous. Possibly, dispersal of planctic groups was aided by warm subequatorial gyres which were blocked and deflected at the contact between Laurussia and Gondwana (Fig. 15; A.M. ZIEGLER et al., 1981; C.A. ROSS & J.R.P. ROSS, 1985; P.H. KELLEY et al., 1990).

Potentially useful climate-sensitive sediments of Carboniferous age comprise in the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone several tens of metres of graphite and related rocks as well as limestones and dolomites which supposedly formed in a temporary hypersaline environment (L. RATSCHBACHER, 1984). Furthermore, at many localities plants occur in rich abundances and diversity; up to a few metres thick coal seams, however, are mainly restricted to the Carnic Alps and the Gurktal Nappe. In the former they are interbedded with locally rich occurrences of corals, fusulinids, algal mud-mounds and oncoid limestones consistent with the inferred low latitudinal position close to the equator and humid climatic conditions for the Middle and Late Carboniferous of the Alps. Nonetheless, it should always be kept in mind that the O_2-concentration of the Carboniferous atmosphere is still unsettled and may have varied between 13 and 35 % of the present 21 % level (H.D. HOLLAND, 1990).

According to J.N.J. VISSER (1990), J.J. VEEVERS & C. MCPOWELL (1987), M.V. CAPUTO (1985), M.V.CAPUTO & J.C. CROWELL (1985), M.J. HAMBREY & W.B. HARLAND (1981) and A. BOUROZ et al. (1978) the continental glaciation in the Southern Hemisphere started diachronously in the Namurian A or near the Namurian A/B boundary, i.e., in the Serpukhovian, and caused a high-latitude cooling and a contemporary equatorial warming episode. Recently, however, J. LANG et al. (1991) reported glacial deposits from the Visean of

Niger suggesting an even earlier onset of the Carboniferous ice age. P.H. KELLEY et al. (1990) assumed that this climatic alteration resulted in changes of latitudinal diversity patterns coupled with migration of different organisms, for example brachiopods. The well-known "Auernig-cyclicity" in the Late Carboniferous of the Carnic Alps may certainly be explained as a glacial rebound although alternative proposals have also been made (e.g., G.M. FRIEDMAN, 1989); evidently, it was of no consequence to the biogeographic distribution of fauna and flora of that region.

At the beginning of the Carboniferous the apparent polar wander path (APWP) shows a change in the drift direction from a Devonian southward movement to a continuous and rapid northward drift of Gondwana with minimum drift rates of 10 cm/a^{-1} (Fig. 2; R. VAN DER VOO, 1988; D.E. KENT & R. VAN DER VOO, 1990; V.BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990). This rapid movement of Africa over the South Pole is held responsible for the final disappearance of the Mid-European or Rheic Ocean besides several other oceans and the collision between Gondwana and Laurussia in the Namurian (e.g., W.S. MCKERROW & A.M. ZIEGLER, 1972; J. NEUGEBAUER, 1988; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). As mentioned, the collision of the Southern Alps with the central part of the Eastern Alps can also be related to this motion; it occurred, however, slightly later at the end of the Namurian or at the beginning of the Westfalian Stage, i.e., in the Bashkirian or early Moscovian.

3.6. Permian

During the Permian, the facies pattern of the Carboniferous Period continued without any recognizable breaks. As for the latter the marine facies was restricted to the Southern Alps but progressive shifting of the shoreline towards the west indicates an expanding and deepening sea as far west as the Italian Dolomites.

In the Southern Alps the marine Permian sediments are up to 1150 m thick (Fig. 11). They comprise Lower Permian shallow water limestones and clastics. They contain abundant fossils, e.g., foraminifera, fusulinids, calcisponges, corals, bryozoans, brachiopods, gastropods, bivalves, ostracodes, echinoderms, calcareous algae, plants and trace fossils suggesting a warm climate and predominantly full marine conditions on a shallow subsiding platform setting of the inner and outer shelf (E. FLÜGEL, 1974, 1980, 1981; W. BUGGISCH et al., 1976; W. BUGGISCH, 1980).

The Permian sequence starts with the Lower Pseudoschwagerina Limestone representing a protected inner shelf environment and characterized by local algal mud-mounds; followed by the Grenzland Formation of a near-shore high-energy environment in an intertidal to subtidal setting; and succeeded by the Upper Pseudoschwagerina Limestone characterized by more diversified faunal and floral associations of subtidal offshore and outer shelf areas.

The most distinct formation of the Lower Permian is the following massive and locally bedded Trogkofel Limestone the thickness of which varies between 170 and 330 m. According to E. FLÜGEL (1980, 1981, 1989) this unit represents biopelsparites and intrabiosparites with low diverse algae of the problematical type *Tubiphytes* and *Archaeolithoporella*, bryozoans, echinoderms, calcisponges, fusulinids, encrusting foraminifera and rare corals. Based on fusulinids a Sakmarian to Upper Artinskian age has been suggested for the Trogkofel buildups considering that the overlying Tressdorf and Goggau Limestones are included in this group (F. KAHLER, 1980; E. FLÜGEL, 1981).

Study of microfacies has shown that the Trogkofel Lst. represents algal/cement reefs which consist of biogenic algal crusts alternating with cement crusts of microbial origin. According to E. FLÜGEL (1981, 1989) carbonate precipitation was bacterially induced and took place at the shelf edge as opposed to contemporary bedded limestones with high diversified fossil groups which were deposited in protected and open shelf lagoonal settings with temporary high energies.

Lower Permian sediments are characterized by transgressive and regressive trends. The Goggau Lst. on top of the Trogkofel Lst. represents the final stage of this cyclicity indicating an inner shelf environment. The regression culminates in the succeeding Tarvis Breccia and is documented in freshwater algal limestones and freshwater clasts (W. BUGGISCH & E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER, 1980; E. FLÜGEL & S. KRAUS, 1988).

At the end of the Lower Permian, destruction of the carbonate platform resulted in the 2 to 20 m thick Tarvis Breccia. Presumably, erosion of more than 180 m thick strata, reworking and formation of this breccia occurred in the Misellina fusulinid zone of the marine realm, i.e., at or near the boundary between the Lower and Upper Rotliegend of the continental Permian, and hence may be related to the Saalic Phase (F. KAHLER, 1980).

A remarkable facies change is recognized at the base of the Middle Permian when the former carbonate dominated facies was replaced by the 0–800 m thick transgressive clastics of the Gröden Formation. They represent thick continental deposits in South Tyrol (e.g., F. MASSARI et al., 1988) and highly bioturbated marine sediments of less than 100 m thickness in the Carnic and Karawanken Alps (W. BUGGISCH, 1978).

In the Late Permian, the Gröden Formation is succeeded by the 170 m thick Bellerophon Formation. In the Carnic Alps this unit starts with basal evaporites (rauhwackes and bituminous dolomites; on the Italian side also with laminated gypsum and gypsum nodules), followed by fossiliferous dolomitic rocks and terminated by ostracod and radiolarian wackestones. According to W. BUGGISCH (1975) the occurrences in the Carnic Alps represent an intermediate position between the open marine environment to the east and coastal sabhkas in the west. In this latter area a coastal evaporitic sequence ("facies fiamazza") and a lagoonal-neritic facies ("facies badiotica") have long been known (B. ACCORDI, 1959; R. ASSERETO et al., 1973). It was finally suggested that these two facies represent cyclic evaporites of a shallow lagoon-sabhka complex (A. BOSELLINI & A.L. HARDIE, 1973).

The Permian fauna and flora show close affinities to adjacent areas in southeastern Europe (Fig. 16, Slovenia, Velebit in Croatia, Montenegro, Chios), Turkey, Iran (Elburz), Afghanistan, Oman, East Asia (Vietnam, Thailand, Japan, China), Eastern Europe and Western Asia (Moscow Basin, the Urals, Transcaucasia, Ferghana, Bashkiria) and also to Spain,

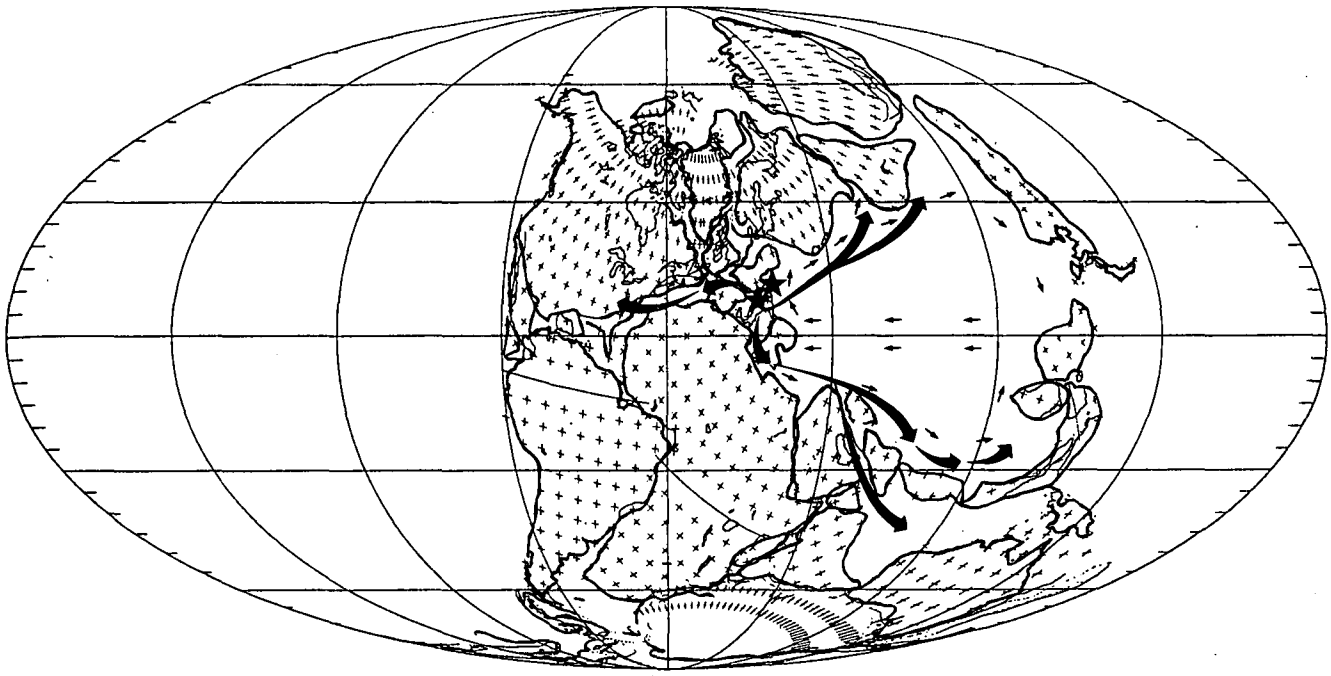


Fig. 16.
Late Permian (Kazanian) paleogeography.
Two stars indicate position of the Alpine Permian of the Southern and Central Alps, respectively, as suggested by the author in this paper. Faunal and floral relationships are shown by heavy arrows, the equatorial gyre system of the Tethys by small arrows.
Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990).

Alaska, British Columbia, California, New Mexico, Texas, Kansas and other areas of the mid-West (F. KAHLER, 1939, 1955, 1960, 1962, 1973, 1974, 1980, 1983, 1989; E. FLÜGEL, 1966; W. HOMANN, 1972; E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER, 1980).

The Permian climate of the Southern Alps can be inferred from several lines of evidence: the oldest Permian evaporites (gypsum, salt, bituminous sediments) and pedogenetic calcretes occur in the Middle Permian Gröden Formation suggesting semiarid conditions for this time (R. ASSERETO et al., 1973; W. BUGGISCH, 1978; W. BUGGISCH et al., 1976; G.G. ORI & C. VENTURINI, 1981; E. FARABEGOLI & G. VIEL, 1982; C. BROGLIO LORIGA et al., 1986, 1988; M.A. CONTI et al., 1986; F. MASSARI et al., 1988). At the Bletterbach-Butterloch section of Radegno, South Tyrol, they are associated with ooids, algal crusts and foraminifera. These evaporites grossly portray the "coal belt" which is characterized by cm to dm thick allochthonous coal layers interbedded with marine faunas and evaporitic layers suggesting a hot semiarid but not arid climate (P. LEONARDI, 1948). Furthermore, R. ASSERETO et al. (1973) claimed that aridity is indicated by unaltered feldspars in sandstones, the stream network, rich occurrences of plants and tetrapod footprints as well as analysis of quartz in conglomerates (R. DAL CIN, 1965). A seasonally arid climate has also been concluded from early diagenetic Pb-, Zn-, Cu-, and U-mineralizations and the formation of dolomite, magnesite and barite indicating aggressive groundwaters (H. WOPFNER, 1984).

Towards the end of the Permian the climatic pattern was even more pronounced: due to the shallow Bellerophon Sea and a low-gradient topography, an extended evaporitic basin with high salinity developed in the Dolomites. Here anhydrite, gypsum, salt and aphanitic dolomite alternating with shale beds were deposited in sabhka-type regressive cycles (R. ASSERETO et al., 1973; A. BOSELLINI & L.A. HARDIE, 1973).

In contrast to this southern domain, north of the prominent Alpine geosuture of the Periadriatic Line continental deposits were widely deposited during the Permian, forming the base of the transgressive sequences of the Middle and Upper East Alpine tectonic units. Lack of fossils in these strata does not permit any precise age assignments nor any conclusive statements concerning paleobiogeography. Based on faunal or floral evidences only a few data are yet available from Lower Permian or uppermost Stephanian floras of Carinthia, i.e., from the localities Stangnock, Kötschach, Ulrichsberg, Christofberg, Wunderstätten and Pum, from the Kristberg Formation of the Montafon region of Vorarlberg, and from the "Perm von Zöbing" in the southeastern Bohemian Massif (F. THIEDIG & D. KLUSSMANN, 1974; W. VASICEK, 1977; Y. G. TENCHOV, 1980; H.W.J. VAN AMEROM et al., 1982; M. BOERSMA & A. FRITZ, 1990). Also, spores may be useful to date weakly metamorphosed rocks of Late Carboniferous or Lower Permian age or help to distinguish between Upper Permian and Lower Triassic sediments (W. KLAUS, 1974, 1980; E. PLANDEROVA & A. PAHR, 1983).

Tetrapod footprints found in the Laas Formation at its type locality near Kötschach, Carinthia (G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1980) have a considerable potential for paleobiological and paleoenvironmental analysis and interpretations as they may provide evidence of shoreline location, paleoslope, water depth and sediment supply but also about the trackmaker (M.G. LOCKLEY, 1986). Contrary to the Southern Alps (see M.A. CONTI et al., 1975–1986, P. CEOLONI et al., 1988) the tracks which up to now have been recognized in the Austrian Alps are by far too few to contribute very many details to this subject. Other trace fossils are exceedingly rare in the Austrian Alps although bioturbation is a common feature of Permian sediments (H. PIRKL, 1961; H. MOSTLER, 1972; G. RIEHL-HERWIRSCH, 1972; G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR 1982; G. NIEDERMAYR, 1985; R. HESS, 1983; K. KRAINER, 1989).

The depositional framework of the Permian sequence north of the Periadriatic Line comprises various unfossiliferous clastic sediments of molasse-type ranging from conglomerates to fanglomerates, coarse-grained

sandstones, shales, mudstones and magnesite. According to G. NIEDERMAYR (1975, 1985), E. ERKAN (1977), G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982), K. KRAINER (1984, 1985), H. SYLVESTER (1989) and others, they represent ephemeral braided and meandering stream deposits of alluvial plains, in the lower part, which are progressively replaced by coastal sabhkas and intertidal clastics above. This lithology suggests an overall arid to semiarid climate with minor evaporation. The red colour resulted from primary clay minerals cemented by secondary dispersed hematite which originated from destructed Fe-minerals (K. KRAINER, 1984; H. SYLVESTER, 1989).

In the northern Alps the evaporitic series include anhydrite and gypsum interbedded with shales and sandstones (Ramsau and Radmer type, respectively, according to E. ERKAN, 1977). Based upon spores an Upper Permian age has been proposed for these rocks (W. KLAUS, 1974, 1980). They overlie a thick unfossiliferous clastic complex which apparently was deposited in a predominantly continental and temporarily aquatic environment with minor marine incursions. According to G. NIEDERMAYR et al. (1979, 1983, 1989) a saline to hypersaline environment was responsible for the formation of magnesite in playa lakes and coastal sabhkas frequently occurring in the Permian to Lower Triassic sequences of the Eastern Alps.

G. RIEHL-HERWIRSCH (1972) concluded that a humid Late Carboniferous climate with karstification was followed by semihumid conditions in the Rotliegend. Based on trace-element chemistry G. KURAT et al. (1974) even proposed a relatively dry climate and lateritic weathering during the Permian. Rich floral occurrences in interbedded red and grey-greenish sediments of the basal Werchzirm Formation of Carinthia indicate that red bed sedimentation started in the lowermost Permian (K. KRAINER, 1990). These basal clastics are followed by predominantly red beds suggesting that the change from a semiarid to an arid climate approximates the boundary between the Carboniferous and Permian Periods.

Conclusions

With regard to lithofacies and climate sensitive data the Permian sequences of the Eastern and Southern Alps reflect profound differences (Fig. 16).

The facies relationship of the Permian of the Southern Alps has recently been summarized by H. WOPFNER (1984) and by the Italian IGCP 203 Group in 1986 (Field Guide-Book on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, Soc. Geol. Ital., Brescia). In this synthesis data from the Bergamasc, the Etsch and the Carnia Basins are compiled.

The Bergamasc Basin consists of three troughs which are filled with up to 2000 m of Permian siliciclastic and acid volcanics of the freshwater continental Collio Formation and the equivalents of the Bozen Quartzporphyry and the Gröden Formation, respectively. Rich plant remains clearly indicate a Sakmarian to Early Artinskian age for the Collio Formation being thus partly time-equivalent with the Tregiovo Formation in the Southern Dolomites (G. CASSINIS, 1966a,b, 1986; H. MOSTLER, 1966b; H. HAUBOLD & G. KATZUNG, 1975; W. REMY & R. REMY, 1978). Apparently corresponding sediments of Lower Permian age occur in the Val Müstair of south-eastern Switzerland and are named Ruina Formation (R. TRÜMPY & R. DÖSSEGGER, 1972; R. DÖSSEGGER & W.H. MÜLLER 1976).

The Bozen Volcanics characterize the middle Etsch (Adige) Basin. The intermediate to acid ignimbrites are more than 2000 m thick and cover an area of more than 2000 km^2. Radiometric data yielded an age around 270 million years corresponding roughly to the Sakmarian/Artinskian boundary (P. LEONARDI, 1967; C. GHEZZO, 1967; H. MOSTLER, 1982; C. D'AMICO et al., 1980; C. D'AMICO, 1986, and others).

In the western part of the Etsch Basin the Bozen Volcanics are locally overlain by the greyish-greenish and up to 160 m thick Tregiovo Formation which in turn is succeeded by the red Gröden Formation. In other parts this latter unit rests on the Bozen Volcanics or crystalline basement rocks. The Gröden Formation has generally been regarded as a rough lateral equivalent of the Verrucano Lombardo and the Monte Mignolo Sandstone, respectively, and represents a wide spectrum of depositional features characterizing fluvial sediments. Its base is formed by the Waidbruck Conglomerate and its equivalents to the east, i.e. the Sexten and Tarvis Breccias, respectively. Following F. KAHLER (1975) most authors regard the Gröden Formation as Middle Permian in age (see above). At its base in the marine sequences a stratigraphic gap may occur but has not been ascertained yet biostratigraphically.

The distribution of climate sensitive data from the Southern Alps indicate a humid climate for the Carboniferous and Early Permian Periods. Evidently, at the beginning of the Middle Permian, this pattern changed when the dominating greyish-blackish (greenish) sediments abruptly changed to red beds, with temporarily appearing evaporites, suggesting semiarid or even arid conditions that lasted at least to the end of the Permian (for details see above).

In the Eastern Alps north of the Periadriatic Line, this change in climate may have occurred earlier in the Permian. Plant remains from the Laas and the Werchzirm Formations indicate the onset of arid conditions in the basalmost Rotliegend corresponding to the early Asselian in the marine sequence. An overall humid climate, however, prevailed throughout the Middle and Late Carboniferous.

Whether or not this different climate pattern reflects different latitudinal settings of the Southern and Central Alps, remains open. However, from the continuous northward shift of Gondwana through the Permian, it seems reasonable to assume and not merely to speculate, that a northern realm crossed the equatorial wet belt and approached an arid climatic belt earlier during the Permian than the Southern Alps located an unknown distance farther south.

Acknowledgements

The author is much indebted to W. FRANKE (Gießen) and F. PARIS (Rennes) who kindly read this paper and made several suggestions for improvement.

References

ACCORDI, B. (1959): Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zona di Redagno (Bolzano). – Ann. Univ. Ferrara, NS **3**, 37–47.

AIFA, T., FEINBERG, H. & POZZI, J.-P. (1990): Devonian-Carboniferous paleopoles for Africa: Consequences for Hercynian geodynamics. – Tectonophysics, **179**, 287–304.

ALBERTI, G.K.B. (1967): Neue obersilurische sowie unter- und mitteldevonische Trilobiten aus Marokko, Deutschland und einigen anderen europäischen Gebieten. 2. – Senck. leth., **48**, 481–509.

ALBERTI, G.K.B. (1969): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. I. – Abh. Senck. Naturf. Ges., **520**, 1–692.

ALBERTI, G.K.B. (1970): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. – II. – Abh. Senck. Naturf. Ges., **525**, 1–233.

ALBERTI, G.K.B. (1980): Zur lithofaziellen Entwicklung, Fauna (Trilobiten, Tentaculiten) und Biostratigraphie des Paläozoikums (Silur-Devon) von Beni Afeur (Kleine Kabylei, Tell-Atlas, Algerien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1980**, 277–286.

ALBERTI, G.K.B. (1981): Beziehungen zwischen "hercynischen" Trilobiten-Faunen aus NW-Marokko und Deutschland (Unter- und Mittel-Devon). – Natur und Museum, **111**, 362–369.

ALBERTI, G.K.B. (1982): Der Hamar Laghdad (Tafilalt, SE-Marokko), eine bedeutende Fundstätte devonischer Trilobiten. – Natur und Museum, **112**, 172–182.

ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur Tentakulitenführung im Unter- und Mittel-Devon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – Cour. Forsch-Inst. Senckenberg, **75**, 375–388.

ALBERTI, H. (1978): Ein Vertreter des Genus *Wolayella* ERBEN, 1966 (Trilobitae) aus dem Unter-Devon des Harzes. – Der Aufschluß, SB **28**, 69–74.

AL-HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol). – Veröff. Univ. Innsbruck, **9**, Alpenkundl. Stud., 5, 5–26.

ALMOND, D.C. (1984): The concepts of "Pan-African episode" and "Mozambique Belt" in relation to the geology of E and NE Africa. – Bull. Fac. Earth Sci. Abdulaziz Univ., **6**, 71–87.

ALVAREZ, W. (1976): A former continuation of the Alps. – Geol. Soc. Amer. Bull., **87**, 891–896.

AMEROM, H.W.J. VAN, ANGERER, H. & MOSTLER H. (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **124**, 283–323.

AMEROM, H.W.J. VAN, FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die "Flora der Marinelli Hütte" (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Med. Rijks Geol. Dienst, **37–3**, 1–41.

ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). – In: LOGAN, A. & HILLS, L.V. (Eds.): The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. – Alberta Soc. Petr. Geol., **2**, 176–199.

BACHMANN, A. & SCHMID, M.E. (1964): Mikrofossilien aus dem österreichischen Silur. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 53–64.

BACHTADSE, V. & BRIDEN, J.C. (1990): Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. – In: MCKERROW, W.S., SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 43–48.

BACHTADSE, V., HELLER, F. & KRONER, A. (1983): Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain belt of Central Europe. – Tectonophysics, **91**, 285–299.

BADHAM, J.P.N. (1982): Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. – J. Geol. Soc. London, **139**, 493–504.

BADHAM, J.P.N. & HALLS, C. (1975): Microplate tectonics, oblique collision, and the evolution of the Hercynian orogenic system. – Geology, **3**, 373–376.

BANDEL, K. (1969): Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 197–234.

BARCA, S. & JAEGER, H. (1990): New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. – Close affinity with Thuringia. – Boll. Soc. Geol. It., **108** (1989), 565–580.

BECKER, G. (1978): Flachwasser-Ostracoden aus dem hohen Westfal Asturiens (Kantabrisches Gebirge, N-Spanien). 1. Palaeocopida. – Senck. leth., **59**, 37–69.

BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J-M. (1987): Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – 69–106, Bratislava (Alfa Publs.).

BERGSTRÖM, J. & GEE, D.G. (1985): The Cambrian in Scandinavia. – In: GEE, D.G. & STUART, B.A. (Eds.): The Caledonide Orogen – Scandinavian and related areas. – 247–271, Chichester (John Wiley & Sons).

BERGSTRÖM, S.M. (1990): Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during the Early Palaeozoic. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 105–121.

BERRY, W.B.N. (1979): Graptolite biogeography: A biogeography of some Lower Palaeozoic plancton. – In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.): Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment. – Proceedings 37th Annual Biology Colloquium, 105–115, Corvallis, Oregon (Oregon State Univ. Press).

BERRY, W.B.N. & BOUCOT, A.J. (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician-Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. – Geol. Soc. Amer. Bull., **84**, 275–284.

BLODGETT, R.B., ROHR, D.M. & BOUCOT, A.J. (1990): Early and Middle Devonian gastropod biogeography. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 277–284.

BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon-Perm, Karnische Alpen). – Facies, **13**, 155–174.

BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1990): Die Paläofloren Kärntens: Ober-Karbon/Unter-Perm. – Carinthia II, **180**/49, 133–172.

BOND, G.C., NICKESON, P.A. & KOMINZ, M.A. (1984): Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. – Earth Planet. Sc. Letters, **70**, 325–345.

BOSELLINI, A. & HARDIE, A.L. (1973): Depositional theme of a marginal marine evaporite. – Sedimentology, **20**, 5–27.

BOUCOT, A.J. (1975): Evolution and Extinction Rate Controls. – Development in Palaeontology and Stratigraphy. 1. – Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier).

BOUCOT, A.J. (1985): Late Silurian-Early Devonian biogeography, provincialism, evolution and extinction. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, **B309**, 323–339.

BOUCOT, A.J. (1988): Devonian Biogeography: An Update. – In: MCMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.): Devonian of the World. – Proceedings 2nd International Symposium on the Devonian System Calgary. – Can. Soc. Petrol. Geol., **3**, 211–227.

BOUCOT, A.J. (1990): Silurian biogeography. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 191–196.

BOUCOT, A.J. & GRAY, J. (1979): Epilogue: A Palaeozoic Pangaea? In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.): Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environment. – 465–482, Corvallis, Oregon (Oregon State Univ. Press).

BOUCOT, A.J. & GRAY, J. (1983): A Paleozoic Pangaea. – Science, **222**, 571–581.

BOUCOT, A.J. & SIEHL, A. (1962): *Zdimir* BARRANDE (Brachiopoda) redefined. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenf., **80**, 117–131.

BOUCOT, A.J., JOHNSON, J.G. & TALENT, J.A. (1967): Lower and Middle Devonian Faunal Provinces based on Brachiopoda. – In: OSWALD, D.H. (Ed.): Internat. Symposium on the Devonian System Calgary 1967 II. – 1239–1254, Alberta Soc. Petrol. Geol.

BOUCOT, A.J., JOHNSON, J.G. & TALENT, J.A. (1969): Early Devonian brachiopod zoogeography. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **199**, 1–113.

BOUROZ, A., EINOR, O.L., GORDON, M., MEYEN, S.V. & WAGNER, R.H. (1978): Proposals for an international chronostratigraphic classification of the Carboniferous. – Huitième Congr. Intern. Stratigr. Geol. Carbonif., Compte Rendu **1**, 36–52.

BRENCHLEY, P.J. (1984): Late Ordovician extinctions and their relationship to the Gondwana glaciation. – In: BRENCHLEY, P.J. (Ed.): Fossils and Climate. – 291–327, Chichester (John Wiley & Sons).

BRENCHLEY, P.J. & CULLEN, B. (1984): The environmental distribution of associations belonging to the Hirnantia fauna – evidence from North Wales and Norway. – In: BRUTON, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. – Palaeont. Contr. from Univ. Oslo, **295**, 113–126.

BRENCHLEY, P.J. & NEWALL, G. (1980): A facies analysis of Upper Ordovician regressive sequences in the Oslo region, Norway – A record of glacio-eustatic changes. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **31**, 1–38.

BROGLIO LORIGA, C., CONTI, M.A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M., PERRI, M.V., PITTAU, P., POSENATO, R., VENTURINI, C. & VIEL, G. (1986): Upper Permian sequence and P/T boundary in the area between Carnia and Adige Valley. – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., 23–28.

BROGLIO LORIGA, C., NERI, C., PASINI, M. & POSENATO, R. (1988): Marine fossil assemblages from Upper Permian to Lowermost Triassic in the western Dolomites (Italy). – Mem. Soc. Geol. It., **34/1986**, 5–44.

BUCHROITHNER, M.F. (1979): Biostratigraphie und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten. – Carinthia II, **169**, 71–95.

BUGGISCH, W. (1975): Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel; Oberperm, Karnische Alpen). – Carinthia II, **164**, 17–26.

BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen) – Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – Geol. Rdsch., **67**, 149–180.

BUGGISCH, W. (1980): Die Geochemie der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **36**, 101–111.

BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1980): Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen – Verbreitung, geologische Situation und Geländebefund. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **36**, 13–50.

BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rdsch., **65**, 649–690.

BURCHETTE, T.P. (1981): European Devonian Reefs: A Review of Current Concepts and Models. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **30**, 85–142.

BURRETT, C. (1972): Plate tectonics and the Hercynian orogeny. – Nature, **239**, 155–156.

BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 349–358.

CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VAIL, van J.R. (1984): The Geochronology and Evolution of Africa. – Oxford (Clarendon).

CAPUTO, M.V. (1985): Late Devonian glaciation in South America. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **51**, 291–317.

CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. (1985): Migration of glacial centers across Gondwana during Palaeozoic Era. – Geol. Soc. Amer. Bull., **96**, 1020–1036.

CASSINIS, G. (1966a): La formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano). – Riv. It. Paleont., **72**, 507–588.

CASSINIS, G. (1966b): Rassegna delle formazione Permiane dell'alta Val Trompia (Brescia). – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 50–66.

CASSINIS, G. (1986): The Western Continental Area of the Permian Southalpine Tethys. – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., 35–37.

CEOLONI, P., CONTI, M.A., MARIOTTI, N. & NICOSIA, U. (1988): New Late Permian Tetrapod Footprints from Southern Alps. – Mem. Soc. Geol. It., **34/1986**, 45–65.

CHAMBERLAIN, J.A Jr., WARD, P.D. & WEAVER, J.S. (1981): Postmortem ascent of *Nautilus* shells: implications for cephalopod paleobiogeography. – Paleobiology, **7**, 494–509.

CHLUPAC, I. (1971): Einige Erkenntnisse aus Vergleichsstudien des Paläozoikums der Ostalpen. – Cas. Mineral. Geol., **16**, 175–185.

CHUMAKOV, N.M. & ELSTON, D.P. (1989): The paradox of Late Proterozoic glaciation at low latitudes. – Episodes, **12**, 115–120.

CISNE, J.L. (1973): Life history of an Ordovician trilobite *Triarthus eatoni*. – Ecology, **54**, 135–142.

CLOUD, P.E. (1961): Paleobiogeography of the marine realm. – In: SEARS, M. (Ed.): Oceanography.–Amer. Ass. Adv. Sci. Publ. **67**, 151–200.

COCKS, L.R.M. (1972): The origin of the Silurian *Clarkeia* shelly fauna of South America and its extension to West Africa. – Palaeontology, **15**, 623–630.

COCKS, L.R.M. (1979): New acrotretacean brachiopods from the Palaeozoic of Britain and Austria. – Palaeontology, **22**, 93–100, London.

COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. – J. Geol. Soc. London, **139**, 465–478.

COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A. (1990): Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 97–104.

COCOZZA, T. (1979): The Cambrian of Sardinia. – Mem. Soc. Geol. It., **20**, 163–187.

COCOZZA, T. & GANDIN, A. (1990): Carbonate deposition during early rifting: The Cambrian of Sardinia and the Triassic–Jurassic of Tuscany, Italy. – Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., **9**, 9–37.

COLBATH, G.K. (1990): Palaeobiogeography of Middle Palaeozoic organic-walled phytoplankton. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 207–213.

CONTI, M.A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M. & PITTAU, D. (1986): The Bletterbach-Butterloch section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., Exc. 5, 99–119.

CRAMER, F.H. (1971): Distribution of selected Silurian acritarchs. – Rev. Espan. Micropal. Num. Extraord., 1–203.

CRICK, R.E. (1988): Buoyancy regulation and macroevolution in nautiloid cephalopods. – Senckenbergiana leth., **69**, 13–42.

CRICK, R.E. (1990): Cambro-Devonian biogeography of nautiloid cephalopods. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE,

C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 147–161.

D'AMICO, C. (1986): Volcanic sequence in Trento-Alto Adige. – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., 16–22.

D'AMICO, C., DEL MORO, A., FREDDO, A. & PARDINI, G. (1980): Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore. – Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**, 703–716.

DAL CIN, R. (1965): Ricerche morfoscopiche sulle Arenarie di Val Gardena della Regione Dolomitica. – Ann. Univ. Ferrara Sez., **9**, 163–172.

DEAN, W.T. (1967): The distribution of Ordovician shelly faunas in the Tethyan region. – In: ADAMS, C.G. & AGER, D.V. (Eds.): Aspects of Tethyan Biogeography. – System. Ass. Publ., **7**, 11–44.

DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. (1990): Current plate motions. – Geophys. J. Int., **101**, 425–478.

DENHAM, C.R. & SCOTESE, C.R. (1987): Terra Mobilis: A Plate Tectonics program for the MacIntosh. – Earth in Motion Technologies Houston.

DESTOMBES, J., HOLLARD, H. & WILLEFERT, S. (1985): Lower Palaeozoic rocks of Morocco. – In: HOLLAND, C.H. (Ed.): Lower Palaeozoic rocks of the world, **4**, 91–336..

DÖSSEGGER, R. & MÜLLER, W.H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. – Ecl. Geol. Helv., **69**, 229–238.

DURAN, H., GIL IBARGUCHI, J.I., JULIVERT, M. & UBACH, J. (1984): Early Paleozoic acid volcanism in the Catalonian coastal ranges (Northwestern Mediterranean). – In SASSI, F.P. & JULIVERT, M. (Eds.): Newsletter IGCP Project 5, No **6**, 33–43.

DZIK, J. (1989): Conodont Evolution in High Latitudes of the Ordovician. – Cour. Forsch-Inst. Senckenberg, **117**, 1–28.

EBNER, F. (1975): Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 281–287.

EBNER, F. (1976): Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Mus. Joanneum, **37**, 1–33.

EBNER, F. (1990): Circummediterranean Carboniferous preflysch sedimentation. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, 20–32.

ELLERMANN, I. (1989): Trilobiten aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen, Österreich. – Unpubl. Inaugural-Dissertation Univ. Bonn, 1–50.

ENGEL, W., FEIST, R. & FRANKE, W. (1981): Le Carbonifère anté-Stéphanien de la Montagne Noire: Rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. – Bull. BRGM, Ser. **2**, Sec 1/4, 1980–1981, 341–389.

ERBEN, H.K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der Rheinischen und Hercynischen Magnafazies des Devons. – In: Symposium 2. Internat. Arbeitstagung Silur/Devon-Grenze Bonn – Bruxelles 1960. – 42–61, Stuttgart (Schweizerbart).

ERBEN, H.K. (1964): Facies developments in the marine Devonian of the Old World. – Proc. Ussher Soc., **1**, 92–118.

ERBEN, H.K. (1966): Über die Tropidocoryphinae (Tril.) – Liefg. I. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **125**, 170–211.

ERBEN, H.K. (1969): Faunenprovinzielle Beziehungen zwischen unterdevonischen Trilobiten der Karnischen Alpen und Zentralasiens. – Carinthia II, SH **27**, 19–20.

ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. – Jb. Geol. B.-A., **120**, 343–400.

FAGERSTROM, J.A. (1987): The Evolution of Reef Communities. – 1–600, New York – Chichester – Brisbane – Toronto – Singapore (John Wiley & Sons).

FAGERSTROM, A.J. (1988): A Structural Model for Reef Communities. – Palaios, **3**, 228–232.

FARABEGOLI, C. & VIEL, G. (1982): Il Permo-Scitico delle Alpi Meridionale. – Relazione finale Contr. CREST Samim-Pertusola, 1–48.

FEIST, R. (1984): La Tethys au Cambrien supérieur. – Trav. Lab. Strat. Paléoécol. Marseille nouv. sér., **3**, 105–106.

FEIST, R. (1986): Late Cambrian trilobite biogeography of the western Mediterranean area: relationship between Southern Europe and Gondwana. – In: International Conference Iberian terranes and their regional correlation, IGCP 233, Oviedo 1986, Abstracts, p. 50.

FEIST, R. (1988): Evènement de dispersion faunistique et mouvements des plaques: l'example des trilobites néocambriens. – Colloques CNRS "ASP Evolution 1984–1988, bilan et perspectives", Résumés, p. 42.

FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid, zentrale Karnische Alpen., Österreich. – Jb. Geol. B-A. (this volume).

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 109–162.

FERRARI, A. (1968): Tetracoralli delle Alpi Carniche – La fauna di Monte Zermula. – Giorn. Geol., **34**/1966, 531–594.

FERRARI, A. & VAI, G.B. (1973): Revision of the Famennian Rhynchonellid Genus *Plectorhynchella*. – Giorn. Geol., **39**/1971, 163–220.

FERRETTI, A. & SERPAGLI, E. (1991): First record of Ordovician conodonts from Southwestern Sardinia. – Riv. It. Paleont. Strat., **97**, 27–34.

FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz. (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 257–303.

FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **25**, 3–76.

FLÜGEL, E. (1974): Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **164**, 43–62.

FLÜGEL, E. (1980): Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **36**, 51–99.

FLÜGEL, E. (1981): Lower Permian *Tubiphytes/Archaeolithoporella* Buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **30**, 143–160.

FLÜGEL, E. (1989): „Algen/Zement"-Riffe. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10**, 125–131.

FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **36**, 113–182.

FLÜGEL, E. & HERBIG, H.-G. (1988): Mikrofazies karbonischer Kalkgerölle aus dem Paläozoikum des Rif (Marokko): Ein Beitrag zur Paläogeographie der westmediterranen Paläotethys im Karbon. – Facies, **19**, 271–300.

FLÜGEL, E. & KRAUS, S. (1988): The Lower Permian Sexten Breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis Breccia (Carnic Alps): microfacies, depositional environment and paleotectonic implications. – Mem. Soc. Geol. It., **34**/1986, 67–90.

FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, 15–19.

FLÜGEL, H.W. (1959): *Zeapora* PENECKE 1894: Eine Dasycladaceen-Gattung aus dem Mittel-Devon von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1959**, 145–152.

FLÜGEL, H.W. (1971): Einige biostratigraphisch wichtige Rugosa aus den Calceola-Schichten des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., **100**, 72–83.

FLÜGEL, H.W. (1975a): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. – 1–288, Geol. B-A.

FLÜGEL, H.W. (1975b): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. – Geol. Rdsch., **64**, 1–62.

FLÜGEL, H.W. (1984): Das Grazer Paläozoikum. – In: FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – 44–54, Geol. B.-A.

FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 181–221.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – 1–127, Wien (Geol. B.-A.).

FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr Geol. Ges., **63**, 142–148.

FLÜGEL, H.W., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H.P. & VAI, G.B. (1977): Carnic Alps. – In: MARTINSSON, A. (Ed.): The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series A., No **5**, 126–142.

FOHRER, B. (1990): Verkieselte Flachwasser-Ostracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Nassfeld-Region, Kärnten, Österreich). – Diplomarb. Inst. Paläont. Univ. Erlangen-Nürnberg, 1–170.

FRAKES, L.A. (1979): Climates Throughout Geologic Time. – 310 pp., New York (Elsevier).

FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 272–281, Wien (Deuticke).

FREYER, G. (1987): Über Archaeocyathinen-Funde und den lithologischen Aufbau des Unterkambriums im Gebiet von Torgau. – Z. Geol. Wiss. Berlin, **15**, 665–680.

FRIEDMAN, G.M. (1989): Recent developments in Carboniferous geology: some comments. – Proc. Geol. Ass., **100**, 239–240.

FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **230**, 91–99.

FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early Paleozoic back arc and island arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 545–566.

FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., **73**, 47–68.

FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement complex. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. – 209–226, Bratislava (Alfa Publ.).

FRISCH, W., MÉNOT, R.-P., NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. von (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **70**, 265–285.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): Die steinkohlenzeitliche Pflanzenwelt Kärntens in ihrer fossilen Überlieferung. – Carinthia II, **180**, SH 49, 15–108.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 359–367.

GALLI, G. (1985): Depositional Environment in the Devonian Limestone Succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). – Facies, **12**, 97–112.

GANDIN, A. (1990): Depositional and Paleogeographic evolution of the Cambrian in southwestern Sardinia. – In: SASSI, F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.): International Geological Correlation Project 5, Newsletter **7**, 151–166.

GANDIN, A. & TURI, B. (1988): Sedimentologic and isotopic analysis of the Sardinian carbonates. – In: SASSI, F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.): International Geological Correlation Project 5, Newsletter **7**, p. 56.

GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy, trilobites and brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., SB **11**, 1–94.

GEBAUER, D. (1986): The development of the continental crust of the European Hercynides since the Archaean based on radiometric data. – In: Proc. Europ. Geotrav. Workshop, 15–22, 3rd Europ. Sci. Found. Strasbourg.

GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – Tectonophysics, **157**, 81–96.

GHEZZO, C. (1967): Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino. – Miner. Petr. Acta, **13**, 339–408.

GIESE, U. (1988): Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 381–396.

GORTANI, M. (1922): Faune Paleozoiche della Sardegna. I. Le graptoliti di Goni. II. Graptoliti della Sardegna Orientale. – Palaeontogr. Italica, **28**, 51–67, 85–111.

GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – Contr. Mineral. Petrol., **20**, 34–56.

GRAUERT, B., SEITZ, M.G. & SOPTRAJANOVA, B. (1973): Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basement of the Bohemian Massif and the Alps. – Contr. Miner. Petr., **40**, 195–230.

GRIGG, R.W. (1982): Darwin Point: A threshold for atoll formation. – Coral Reefs, **1**, 29–54.

HAAS, W. (1969): Trilobiten aus dem Silur der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **27**, 23.

HABERFELNER, E. (1931): Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 235–238.

HAFENRICHTER, M. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **160**, 138–148.

HAHN, G. & HAHN, R. (1973): Trilobiten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch (Österreich). – Geologica et Palaeontologica, **7**, 135–146.

HAHN, G. & HAHN, R. (1977): Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. **1977**, 137–143.

HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619.

HAHN, G. & KRATZ, R. (1992): Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unter-Karbon der Karnischen Alpen (Österreich) – vorläufige Mitteilung. – Jb. Geol. B-A. (this volume).

HAHN, G., HAHN, R. & SCHNEIDER, G. (1989): Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 645–664.

HAMANN, W. (1976): The Ordovician of the Iberian Peninsula – A review. – In: BASSETT, M.G. (Ed.): The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association Symposium, Birmingham 1974. – 387–409, Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales.

HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (Eds. 1981): Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. – Cambridge (Cambridge Univ. Press).

HAQ, B.U. & VAN EYSINGA, F.W.B. (1987): Geological Time Table, 4th ed. – Amsterdam (Elsevier).

HARGRAVES, R.B., DAWSON, E.M. & VAN HOUTEN, F.B. (1987): Paleomagnetism and age of mid-Palaeozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. – Geophys. J. Roy. Astro. Soc., **90**, 709–729.

HARTEFELT, J.J.A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. – Leidse Geol. Med., **45**, 167–236.

HARTNADY, C.-J.H. (1991): About turn for supercontinents. – Nature, **352**, 476–478.

HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1975): Die Position der Autun/Saxon Grenze (Unteres Perm) in Europa und Nordamerika. – Schr. Geol. Wiss., **3**, 87–138.

HAVLICEK, V. (1976): Evolution of Ordovician brachiopod communities in the Mediterranean Province. – In: BASSETT, M.G. (Ed.): The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association Symposium, Birmingham 1974. – 349–358, Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales.

HAVLICEK, V., KRIZ, J. & SERPAGLI, E. (1987): Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia. – Boll. Soc. Paleont. It., **25**, 277–311.

HECKEL, P.H. & WITZKE, B.J. (1979): Devonian World palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. – In: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSETT, M.G. (Eds.): The Devonian System. – Spec. Pap. Paleontology, **23**, 99–123.

HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 1–109.

HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418.

HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **130**, 163–173.

HENNINGSEN, D. & HERBIG, H.-G. (1990): Die karbonischen Grauwacken der Malagiden und Menorcas im Vergleich (Betische Kordillere und Balearen, Spanien). – Z. Dt. Geol. Ges., **141**, 13–29.

HENRY, J.L., NION, J., PARIS, F. & TADEU, D. (1974): Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Bucaco) et du Massif Armoricain: Essai de comparaison et signification paléogéographique. – Comm. Serv. Géol. Portugal 1973–1974, **57**, 303–345.

HERBIG, H.-G. (1986): Rugosa und Heterocorallia aus Obervisé-Geröllen der Marbella-Formation (Betische Kordillere, Südspanien). – Paläont. Z., **60**, 189–225.

HERITSCH, F. (1929): Faunen aus dem Silur der Ostalpen. – Abh. Geol. B.-A., **23/2**, 1–183.

HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. – Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 1–205, Graz (Geol. Inst. Univ. Graz).

HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. – In: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen I. – 1–681, Berlin (Borntraeger).

HESS, R. (1983): Das Spurenfossil *Asteriacites* im klastischen Permoskyth (Prebichl-Schichten) der südlichen Admonter Schuppenzone (Ostalpen) und seine paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**, 513–519.

HILL, D. (1959): Distribution and sequence of Silurian coral faunas. – Journ. Proc. Roy. Soc. N.S.W., **42** NS 70, 151–173.

HILL, D. & JELL, J.S. (1969): On the rugose coral genera *Rhizophyllum* LINDSTRÖM, *Platyphyllum* LINDSTRÖM and *Calceola* LAMARCK. – N. Jb. Geol. Pal. Mh., **9**, 534–551.

HOFFMAN, P.F. (1988): United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia. – Ann. Rev. Earth Planet. Sc., **16**, 543–604..

HOFFMAN, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? – Science, **252**, 1409–1412.

HOEGEN, J. von, KRAMM, U. & WALTER, R. (1990): The Brabant Massif as part of Armorica/Gondwana: U-Pb isotopic evidence from detrital zircons. – Tectonophysics, **185**, 37–50.

HÖLL, R. (1970): Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1970**, 201–224.

HOLLAND, H.D. (1990): Origins of breathable air. – Nature, **347**, 17.

HOLLISTER, C.D. & HEEZEN, B.C. (1972): Geological effects of ocean bottom currents, western North Atlantic. – In: GORDON, A.L. (Ed.): Studies in physical oceanography 1. – 37–66, New York, Gordon, Breach.

HOMANN, W. (1971): Korallen aus dem Unter- und Mittelperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **28**, 97–143.

HOMANN, W. (1972): Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Tressdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senck. leth., **53**, 135–313.

HOUSE, M.R. (1971): Devonian faunal distribution. – In: MIDDLEMISS, F.A., RAWSON, P.F. & NEWALL, G. (Eds.): Faunal Provinces in Space and Time. – 77–94, Liverpool (Pal. Ass. Seel House Press).

HOUSE, M.R. (1973): Devonian Goniatites. – In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography. – 97–104, Amsterdam (Elsevier).

HOUSE, M.R. & PRICE, J.D. (1980): Devonian ammonoid faunas of the Carnic Alps, a review. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Field Trip A. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 14–15.

HUBMANN, B. (1990): Udoteaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). – Facies, **22**, 147–158.

JABLONSKI, D. (1986): Background and mass extinctions: The alternation of macroevolutionary regimes. – Science, **270**, 129–133.

JAEGER, H. (1968): Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. **1968/7**, 155–159.

JAEGER, H. (1969): Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1969**, 173–177.

JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profils (Karnische Alpen). – Carinthia II, **165/85**, 111–126.

JAEGER, H. (1976): Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. – In: Franz-Kossmat-Symposium. – Nova Acta Leopoldina, NF **224**, 263–299.

JAEGER, H. (1978): Late Graptoloid Faunas and the Problem of Graptoloid Extinction. – Acta Palaeont. Polon., **23**, 497–521.

JAEGER, H. (1988): Devonian Graptoloidea. – In: MCMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.): Devonian of the World. – Proceedings 2nd Internat. Symposium Devonian System Calgary Canada, **3**, 431–438.

JAEGER, H. & MASSA, D. (1965): Quelques données stratigraphiques sur le Silurien des confins algéro-marocains (Ben Zireg, Djebel Grouz et régions voisines). – Bull. Soc. Géol. France, **7**, 426–436.

JAEGER, H., HAVLICEK, V. & SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – Verh. Geol. B.-A., **1975**, 271–289.

JÄGER, E. (1977): The evolution of the Central and Western European continent. – In: VIDAL, P. (Ed.): Limitation Isotopique à l'age de l'évolution de la Croute Continentale en Europe Moyenne et Occidentale. – Coll. Int. CNRS, **234**, 129–141.

JAMES, N.P. & BONE, Y. (1991): Modern and Cenozoic, cool water open platform carbonates, Southern Australia. – In: A. BOSELLINI, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, B. PURSER, W. SCHLAGER, M. TUCKER & D. ZENGER (Eds.): Abstracts, Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, 125–126.

JHAVERI, R.B. (1969): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica A, **133**, 146–176.

KAHLER, F. (1939): Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattung Pseudoschwagerina und Paraschwagerina und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. – Senck. leth., **21**, 169–215.

KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden im euroasiatischen Kontinent. – Geologie, **4**, 178–188.

KAHLER, F. (1962): Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **54**, 147–161.

KAHLER, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung Quasifusulina in den Karnischen Alpen. – Palaeontographica A, **141**, 154–173.

KAHLER, F. (1974): Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet – Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – Repts. Sc. Exp. NW Prov. China under Leadersh. Sv. Hedin, Publ. **52**, V. Inv. Palaeont., 4, 1–148, Sven Hedin Found. Stockholm.

KAHLER, F. (1980): Zur Definition der Saalischen Phase im marinen Bereich der Südalpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **36**, 259–260.

KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, SH **41**, 1–107.

KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, SH **42**, 1–93.

KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. – In: Catalogus Fossilium Austriae, H II/b/1, Foraminifera Palaeozoica. – 87–271, Wien (Österr. Akad. Wiss).

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1982): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Palaeontographica A, **177**, 89–128.

KALJO, D.L. & KLAAMANN, E. (1973): Ordovician and Silurian corals. – In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography. – 37–45, Amsterdam (Elsevier).

KELLEY, P.H., RAYMOND, A. & LUTKEN, C.B. (1990): Carboniferous brachiopod migration and latitudinal diversity: a new palaeoclimatic method. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 325–332.

KENNEDY, W.Q. (1964): The structural differentiation of Africa in the Pan-African (+ 500 m.y.) tectonic episode. – Univ. Leeds Res. Inst. African Geol., Ann. Rept., **8**, 48–49.

KENT, D.V. & VAN DER VOO, R. (1990): Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Mem., **12**, 49–56.

KINSMAN, D.J.J. (1964): Reef coral tolerance of high temperatures and salinities. – Nature, **202**, 1280–1282.

KIRSCHVINK, J.L. (1991): A paleogeographic model for Vendian and Cambrian time. – In: SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.): The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study. – Cambridge (Cambridge Univ. Press).

KLAPPER, G. & JOHNSON, J.G. (1980): Endemism and dispersal of Devonian conodonts. – J. Paleont., **54**, 400–455.

KLAUS, W. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. – Carinthia II, **164**, 79–85.

KLAUS, W. (1980): Microfloristic events towards Permo-Triassic boundary. – Proc. IV Inter. Palyn. Conf. Lucknow (1976–77), **2**, 228–232.

KNOLL, A.H. & BUTTERFIELD, N.J. (1989): New window on Proterozoic life. – Nature, **337**, 602–603.

KODSI, M.G. (1971): Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 576–607.

KOKELAAR, B.P., HOWELLS, M.F., BEVINS, R.E., ROACH, R.A. & DUNKEY, P.N. (1984): The Ordovician marginal basin of Wales. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): Marginal Basin Geology. – Geol. Soc. Spec. Publ., **16**, 245–269.

KOREN, T. (1979): Late monograptid faunas and the problem of graptolite extinction. – Acta Paleont. Polon, **24**, 79–106.

KORN, D. (1992): Ammonoideen vom Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid, Karnische Alpen, Österreich. – Jb. Geol. B-A. (this volume).

KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation – ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**, 47–64.

KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 159–179.

KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., **14**, 21–81.

KRAINER, K. (1989): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, **179**, 371–382.

KRAINER, K. (1990): Zur faziellen Entwicklung Pflanzenfossilführender Oberkarbon- und Unterpermsedimente Kärntens. – Carinthia II, SH **49**, 109–132.

KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and Significance of Resedimented Amphibolite Breccias and Conglomerates ("Badstubbreccia Complex") in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 65–81.

KREUTZER, L.H. (1989): Reef-basin distance in the Devonian of the Carnic Alps. – Ann. Soc. Geol. Belg., **112**, 159–163.

KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 275–343.

KRIZ, J. (1979): Silurian Cardiolidae (Bivalvia). – Sb. Geol., VED Paleont., **22**, 1–157.

KÜGEL, H.-W. (1987): Sphinctozoen aus den Auernigschichten des Naßfeldes (Oberkarbon, Karnische Alpen, Österreich). – Facies, **16**, 143–156.

KURAT, G., NIEDERMAYR, G., KORKISCH, J. & SEEMANN, R. (1974): Zur Geochemie der postvariszischen Basis-Serien im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Carinthia II, **164**, 87–98.

KÜSTER, P. (1987): Nachweis von Frasnium durch *Scruttonia julli* (PEDDER, 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster Forsch. Geol. Paläont., **66**, 33–56.

KÜSTER-OEKENTORP, P. & OEKENTORP, K. (1992): Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **135** (this volume).

LANDMAN, N.H., RYE, D.M. & SHELTON, K.L. (1983): Early ontogeny of *Eutrephoceras* compared to recent *Nautilus* and Mesozoic ammonites: evidence from shell morphology and light stable isotopes. – Palaeobiology, **9**, 269–279.

LANG, J., YAHAYA, M., HAMET EL, M.O., BESOMBES, J.C. & CAZOULAT, M. (1991): Depôts glaciaires du Carbonifère inférieur à l'Ouest de l'Aïr (Niger). – Geol. Rdsch., **80**/3, 611–622.

LATZ, S. (1989): Unterdevonische Brachiopoden aus dem Hellen Crinoidenschutt- und Riffkalk der Seewarte (Zentrale Karnische Alpen, Kärnten, Österreich). – Unpubl. Inaug.-Dissertation Univ. Bonn, 1–127.

LEFORT, J.-P. (1989): Basement correlation across the North Atlantic. – 1–148, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).

LEONARDI, P. (1948): Contributi alla conoscenza della Flora delle Arenarie di Val Gardena (Permiano medio-inferiore) dell'Alto Adige. La nuova flora di Redagno e una felce di Egna. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**, 3–15.

LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti – Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. – Rovereto (Manfrini Ed.).

LOCKLEY, M.G. (1986): The Paleobiological and Paleoenvironmental Importance of Dinosaur Footprints. – Palaios, **1**, 37–47.

LOESCHKE, J. (1989a): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616.

LOESCHKE, J. (1989b): Die paläotektonische Stellung der Vulkanite der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovizium, Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **179**, 491–507.

LORENZ, V. (1976): Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences. – Nature, **262**, 374–377.

LOTTES, A.L. & ROWLEY, D.B. (1990): Reconstruction of the Laurasian and Gondwanan segments of Permian Pangaea. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 383–395.

LOVELL, J.B.P. & STOW, D.A.V. (1981): Identification of ancient sandy contourites. – Geology, **9**, 347–349.

MAREK, L. (1976): The distribution of the Mediterranean Ordovician. – In: BASSETT, M.G. (Ed.): The Ordovician System. – Proceedings of a Paleont. Ass. Symp. Birmingham 1974, 491–499, Cardiff (Nat. Mus. Univ. Wales Press).

MARTIN, F. (1978): Sur quelques Acritarches Llandoveriens de Cellon (Alpes Carniques Centrales, Autriche). – Verh. Geol. B.-A., **1978**, 35–42.

MARTINEZ-GARCIA, E. (1984): Outline of Paleozoic Stratigraphy and Structure of the Eastern Cantabrian Mountains (Northwest Spain). – In: SUTHERLAND, P.K. & MANGER, W.L. (Eds.): Compte Rendu 2, 329–344, 9th Congr. Intern. de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. – Washington – Champaign – Urbana.

MARTINEZ-GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1971): Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). – In: "The Carboniferous of Northwest Spain", Pt 1. – Trab. Geol., **3**, 285–305.

MARTINEZ-GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1984): The Post-Asturian Marine Basin of Late Stephanian Age in Northwest Spain. – In: SUTHERLAND, P.K. & MANGER, W.L. (Eds.): Compte Rendu 2, 508–516, 9th Congr. Intern. de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. – Washington – Champaign – Urbana.

MARTON, E., MAURITSCH, H.J. & TARLING, D.H. (1987): Pre-Alpine paleomagnetic results of the Alpine-Mediterranean belt: compilation, discussion, interpretation. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – 351–360, Bratislava (Alfa Publs.).

MASSARI, F., CONTI, M.A., FONTANA, D., HELMOLD, K., MARIOTTI, N., NERI, C., NICOSIA, U., ORI, G.B., PASINI, M. & PITTAU P. (1988): The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): Biostratigraphy and Sedimentology. – Mem. Soc. Geol. It., **40**, 229–273.

MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **126**, 329–374.

MATTE, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. – Tectonophysics, **196**, 309–337.

MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic Investigations in the Eastern Alps and the Southern Border Zone. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 282–308, Wien (Deuticke).

MACDONALD, K.C. (1990): A slow but restless ridge. – Nature, **348**, 108–109.

MCKERROW, W.S. & COCKS, L.R.M. (1986): Oceans, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the Iapetus ocean. – J. Geol. Soc. London, **143**, 185–191.

MCKERROW, W.S. & ZIEGLER, A.M. (1972): Palaeozoic Oceans. – Nature, **240**, 92–94.

MCLEAN, R.A. (1977): Biostratigraphy and zoogeographic affinities of the Lower Silurian Corals of New South Wales, Australia. – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., **89**, 102–107.

MCLEAN, R.A. (1985): New Early Silurian rugose corals from the Panuara area, central New South Wales. – Alcheringa, **9**, 23–34.

MELOU, M. (1990): Brachiopodes articulés de la coupe de l'Ile de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des Tufs et Calcaires de Rosan (Caradoc-Ashgill). – Geobios, **23**, 539–579.

MENSINK, H. (1953): Eine tektonische Detailuntersuchung im Raum nördlich Gratkorn. – Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, **83**, 123–129.

MIKKELSEN, N., ERLENKEUSER, H., KILLINGLEY, J.S. & BERGER, W.H. (1982): Norwegian corals: radiocarbon and stable isotopes in *Lophelia pertusa*. – Boreas, **11**, 163–171.

MILLER, J.D. & KENT, D.V. (1988): Paleomagnetism of the Silurian–Devonian Andreas redbeds: Evidence for an Early Devonian supercontinent? – Geology, **16**, 195–198.

MOORES, E.M. (1991): Southwest U.S. – East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. – Geology, **19**, 425–428.

MOREL, P. & IRVING, C. (1978): Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. – J. Geol., **86**, 535–561.

MOSTLER, H. (1966a): Zur Einstufung der „Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., **1966**, 157–170.

MOSTLER, H. (1966b): Zur Genese der Schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im Südalpinen Perm. – In: Atti del Symposium Internat. Giacimenti Minerari delle Alpi, Trento. – Saturnia Trento, **2**, 349–354.

MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Jub. Univ. Innsbruck, 507–522.

MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162.

MOSTLER, H. (1982): Exkursion 1, Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. – In: Exkursionsführer Jahrestagung Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol 1982. – 43–79, Innsbruck (Österr. Geol. Ges.).

NEUBAUER, F. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 455–511.

NEUBAUER, F. (1984): Das Murauer und Gurktaler Paläozoikum. – In: FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. – 55–58, Wien (Geol. B.-A.).

NEUBAUER, F. (1988): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 339–349.

NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174.

NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "Iapetus model". – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 313–333.

NIE, S.Y., ROWLEY, D.B. & ZIEGLER, A.M. (1990): Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Palaeozoic. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 397–409.

NIEDERMAYR, G. (1975): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 105–126.

NIEDERMAYR, G. (1985): Fluvial Braidplain Passing into an Intertidal Belt at the Margin of the Tethys Sea in the Alpine Buntsandstein of the Drauzug in Carinthia and Eastern Tyrol (Austria). – In: MADER, D. (Ed.): Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. – Lecture Notes in Earth Sciences, **4**, 487–496, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer).

NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1980): Eine Tetrapodenfährte aus dem Unter-Rotliegend von Kötschach in den westlichen Gailtaler Alpen, Kärnten-Österreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 259–264.

NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 33–51.

NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A. (1979): Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch im Gailtal, Kärnten-Österreich. – Geol. Rdsch., **68**, 979–995.

NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1983): Magnesite in Permian and Scythian Series of the Eastern Alps, Austria, and its Petrogenetic Significance. – In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. – 97–104, Berlin – Heidelberg (Springer).

NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & BRANDSTÄTTER, F. (1989): Diagenetic type magnesite in the Permo-Scythian rocks of the Eastern Alps, Austria. – Mon. Ser. Mineral. Dep., **28**, 35–59.

OCZLON, M.S. (1990): Ocean currents and unconformities: The North Gondwana Middle Devonian. – Geology, **18**, 509–512.

OLIVER, W.A.Jr. (1964): New occurrences of the rugose coral *Rhizophyllum* in North America. – US Geol. Surv. Prof. Pap., **475D**, Art. 153, D149–D158.

OLIVER, W.A.Jr. (1977): Biogeography of Late Silurian and Devonian rugose corals. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **22**, 85–135.

ORI, G.G. & VENTURINI, C. (1981): Facies continentali Permiane nelle Alpi Carniche. – Rend. Soc. Geol. It., **3**, 21–24.

PALLA, P. (1966): *Lancicula gortanii* n.sp. di Alga Codiacea del Devoniano inferiore della Carnia (Alpi Orientali). – Natura, **57**, 89–102.

PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codiacean Algae from Carnic Alps. – Natura, **57**, 94–112.

PALMER, A.R. (1972): Problems of Cambrian biogeography. – 24th Internat. Geol. Congr, **7**, 310–315.

PALMER, A.R. (1973): Cambrian trilobites. – In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography, 3–11, Amsterdam (Elsevier)

PARIS, F. (1981): Les Chitinozoaires dans le Paléozoique du Sud-Ouest de l'Europe. – Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne, **26**, 1–412.

PARIS, F. (1990): The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. – Rev. Palaeobotany and Palynology, **66**, 181–209.

PARIS, F., PELHATE, A. & WEYANT, M. (1981): Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, coupe de Lostmarc'h (Finistère, Massif armoricain). Conséquences paléogéographiques. – Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, **13**, 15–35.

PARIS, F. & ROBARDET, M. (1990): Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. – Tectonophysics, **177**, 193–213.

PEDDER, A.E.H. & OLIVER, W.A.Jr. (1990): Rugose coral distribution as a test of Devonian palaeogeographic models. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 267–275.

PERROUD, H. (1983): Palaeomagnetism of Palaeozoic rocks from the Cabo de Penas, Asturia, Spain. – Geophys. J. Roy. Astro. Soc., **75**, 201–215.

PERROUD, H. & VAN DER VOO, R. (1985): Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France. – J. Geophys. Res., **90**, 4611–4625.

PERROUD, H., VAN DER VOO, R. & BONHOMMET, N. (1984): Palaeozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. – Geology, **12**, 579–582.

PICKERING, K.T. (1989): The destruction of Iapetus and Tornquist's Oceans. – Geology Today, Sept./Oct. **1989**, 160–166.

PICKETT, J. (1975): Continental reconstructions and the distribution of coral faunas during the Silurian. – J. Proc. Roy. Soc. New South Wales, **108**, 147–156.

PIPER, J.D.A. (1983): Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics. – Geophys. J. Roy. Astro. Soc., **74**, 163–197.

PIPER, J.D.A. (1987): Paleomagnetism and the continental crust. – New York (J. Wiley & Sons).

PIRKL, H. (1961): Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 1–150.

PLANDEROVA, E. & PAHR, A. (1983): Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in Malé Karpaty Mts. – Mineral. Slov., **15**, 385–436.

PLODOWSKI, G. (1971): Revision der Brachiopoden-Fauna des Ober-Siluriums der Karnischen Alpen, 1: Glattschalige Atrypacea aus den Zentralkarnischen Alpen und aus Böhmen. – Senckenbergiana lethaea, **52**, 285–313, Frankfurt.

PLODOWSKI, G. (1973): Revision der Brachiopoden-Fauna des Ober-Siluriums der Karnischen Alpen, 2: Rhynchonellacea aus den Zentralkarnischen Alpen. – Senckenbergiana lethaea, **54**, 65–103, Frankfurt.

POLI, S. (1989): Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **69**, 407–421.

PONCET, J. (1990): Biogeography of Devonian Algae. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 285–289.

POTY, E. (1981): Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocoralliaires du Viséen de la Belgique. – Med. Rijks Geol. Dienst, **35**, 1–161.

PRIEWALDER, H. (1976): In: PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 95–113.

PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profils, Karnische Alpen, Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **40**, 1–121.

QUADT, A. von (1985): Geochemische und U-Pb-Untersuchungen der unteren Schieferhülle (Ostalpen). – Fortschr. Mineral., **62**, 191–193.

QUADT, A. von (1987): U-Pb- und Sm-Nd-Datierungen der Habach-Formation und des Basisamphibolits im Bereich der mittleren Hohen Tauern. – Uni Aktuell Salzburg, **10**, p. 28.

RAMOVS, A. (1972): Mittelpermische Klastite und deren marine Altersäquivalente in Slowenien, NW Jugoslawien. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 35–45.

RANTITSCH, G. (1990): Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich). – Diplomarb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Graz, 1–120.

RATSCHBACHER, R. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 423–453.

RAU, A. & TONGIORDI, M. (1981): Some problems regarding the Palaeozoic paleogeography in Mediterranean western Europe. – J. Geol., **89**, 663–673.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 329–340.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 761–774.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1990): Biostratigraphischer Nachweis von Unterordovizium in der Innsbrucker Quarzphyllitserie (Ostalpen). – Jb. Geol. B.A., **133**, 603–610.

REITZ, E. & HÖLL, R. (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 329–344, Wien.

REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H. (1989): Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 751–760.

REMY, W. & REMY, R. (1978): Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen. – Arg. Palaeobot., **5**, 57–90.

RICHARDSON, J.B., RASUL, S.M. & AL-AMERI, T. (1981): Acritarchs, miospores and correlation of the Ludlovian-Downtonian and Silurian-Devonian boundaries. – Rev. Palaeobot. Palynol., **34**, 209–224.

RIDING, R. (1974): Model of Hercynian Foldbelt. – Earth Planet. Sc. Lett., **24**, 125–135.

RIEHL-HERWIRSCH, G. (1972): Vorstellung zur Paläogeographie – Verrucano. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 97–106.

RISTEDT, H. (1968): Zur Revision der Orthoceratidae. – Abh. Akad. Wiss. Mainz, math.-naturw. Kl., **1968**/1, 213–287.

RISTEDT, H. (1969): Orthoceren als Leitfossilien des Silurs. – Carinthia II, SH **27**, 25–28.

ROBARDET, M. & DORE, F. (1988): The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **66**, 19–31.

ROBARDET, M., PARIS, F. & RACHEBOEUF, P.R. (1990): Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 411–419.

ROMARIZ, C. (1962): Graptoloides des formacoes ftaniticas do Silurico portugues. – Bol. Soc. Geol. Portugal, **14**, 1–135.

ROMARIZ, C., ARCHE, A., BARBA, A., GUTIERREZ ELORZA M. & VEGAS, R. (1971): The Mediterranean graptolitic fauna of the Wenlockian in the Iberian Peninsula. – Bol. Soc. Geol. Portugal, **18**, 57–61.

RONG, J.Y. (1984): Distribution of the Hirnantia fauna and its meaning. – In: BRUTON, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. – Palaeont. Contr. Univ. Oslo, **295**, 101–112.

ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1985): Carboniferous and Early Permian biogeography. – Geology, **13**, 27–30.

ROSS, R.J. (1975): Early Paleozoic trilobites, sedimentary facies, lithospheric plates, and ocean current. – Fossils and Strata, **4**, 307–329.

ROWLEY, D.B., RAYMOND, A., PARRISH, J.T., LOTTES, A.L., SCOTESE, C.R. & ZIEGLER, A.M. (1985): Carboniferous palaeogeographic, phytogeographic and paleoclimatic reconstructions. – Intern. J. Coal Geol., **5**, 7–42.

RUGGIERI, G. (1966): Nuovo genere di ostracode del Carbonifero superiore delle Alpi Carniche. – Riv. It. Paleont., **72**, 1–8.

SACCHI, R. (1989): Pan African Rejuvenation. – 28th Intern. Geol. Congr. Washington, Abstracts **3**, 2–3.

SCHALLREUTER, R. (1990): Ordovizische Ostrakoden und Seeigel der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Böhmen und Baltoskandien. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. **1990**, 120–128.

SCHELTEMA, R.S. (1968): Dispersal of larvae by equatorial ocean currents and its importance to the zoogeography of shoal-water tropical species. – Nature, **217**, 1159–1162.

SCHELTEMA, R.S. (1971): The dispersal of the larvae of shoal-water benthic invertebrates over long distances by ocean currents. – In: CRISP, D.J. (Ed.): 4th European Marine Biology Symposium Bangor. – 7–28, Cambridge (Univ. Press).

SCHELTEMA, R.S. (1972): Dispersal of larvae as a means of genetic exchange between widely separated populations of shoal-water benthic invertebrate species. – In: BATAGLIA, B. (Ed.): 5th European Marine Biology Symposium Venice. – 101–114, Padua (Piccini Editore).

SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpines Paläozoikum. – Abh. Geol. B.-A., **43**, 1–149.

SCHLÖSER, H., KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1990): Korallenführendes Unterkarbon auf der Brunnachhöhe (Nockgebiet, Gurktaler Decke, Österreich). – Carinthia II, **180**, 643–650.

SCHMIDT, P.W., POWELL, C.Mc.A., LI, Z.X. & THRUPP, G.A. (1990): Reliability of Palaeozoic palaeomagnetic poles and APWP of Gondwanaland. – Tectonophysics, **184**, 87–100.

SCHÖNENBERG, R. (1973): Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem Variszikum. – Zentralinst. Phys. Erde, **14**, 437–450.

SCHÖNLAUB, H.P. (1971a): Die Althofener Gruppe – eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1971**, 288–305.

SCHÖNLAUB, H.P. (1971b): Palaeo-environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. – In: Colloque Ordovicien-Silurien Brest 1971. – Mem. Bur. Rech. géol. minières, **73**, 367–377.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Die Nördliche Grauwackenzone. – In: Das Paläozoikum von Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 76–97.

SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Carnic Alps. Field Trip A. – In: SCHÖNLAUB H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook-Abstracts. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 5–57.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985. – 34–52, Wien (Geol. B.-A.).

SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692.

SCHÖNLAUB, H.P. (1986): Significant geological events in the Paleozoic record of the Southern Alps (Austrian part). – In: WALLISER, O.H. (Ed.): Global Bio-Events. – Lecture Notes in Earth Sciences, **8**, 163–167, Berlin – Heidelberg (Springer).

SCHÖNLAUB, H.P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – In: COCKS, L.R.M. & RICKARDS, R.B. (Eds.): A Global Analysis of the Ordovician-Silurian Boundary. – Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geol), **43**, 107–115.

SCHÖNLAUB, H.P. (1990): The collapse of the Carboniferous flysch trough in the Carnic Alps. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, p. 14.

SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, **25**, 91–118.

SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167.

SCHOPF, J.W. (1991): Collapse of the Late Proterozoic ecosystem. – S. Afr. J. Geol., **94**, 33–43.

SCHRAUT, G. (1990): Neue Trilobiten und andere Fossilien aus dem Karbon von Nötsch. – Diplomarb. (Teil 1) Fachbereich Geowiss. Univ. Marburg, 1–62.

SCOFFIN, T.P., TUDHOPE, A.W. & BROWN, B.E. (1989): Corals as environmental indicators, with preliminary results from South Thailand. – Terra Nova, **2**, 559–563.

SCOTESE, C.R. (1984): An introduction to this volume: Palaeozoic paleomagnetism and the assembly of Pangaea. – In: VAN DER VOO, R., SCOTESE, C.R. & BONHOMMET, N. (Eds.): Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism. – Amer. Geophys. Union Geodyn. Ser., **12**, 1–10.

SCOTESE, C.R. (1986): Phanerozoic reconstructions: A new look at the assembly of Asia. – Univ. Texas Inst. Geophys. Techn. Rep., **66**.

SCOTESE, C.R. & BARRETT, S.F. (1990): Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. – In: MCKERROW, W.S., SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 75–85.

SCOTESE, C.R. & MCKERROW W.S. (1990): Revised World maps and introduction. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R.

(Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 1–21.

SCOTESE, C.R., BAMBACH, R.K., BARTON, C., VAN DER VOO, R. & ZIEGLER, A.M. (1979): Palaeozoic base maps. – J. Geol., **87**, 217–227.

SCOTESE, C.R., BARRETT, S.F. & VAN DER VOO, R. (1985): Silurian and Devonian base maps. – In: CHALONER, W.G. & LAWSON, J.D. (Eds.): Evolution and environment in the late Silurian and early Devonian. – Phil. Trans. Roy. Soc. London B, **309**, 57–77.

SDZUY, K. (1962): Neue kambrische Fossilien aus Bohrungen im Gebiet von Doberlug. – Geologie, **11**, 1087–1101.

SENGÖR, A.M.C. (1984): The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **195**.

SENGÖR, A.M.C. (1987): Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. – Ann. Rev. Earth Planet Sc., **15**, 213–244.

SERPAGLI, E. (1967): I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Paleont. It., **6**, 30–111.

SHEEHAN, P.M. (1973): The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North America brachiopod faunas. – Lethaia, **6**, 147–154.

SHEEHAN, P.M. (1975): Brachiopod synecology in a time of crisis (Late Ordovician – Early Silurian). – Palaeobiology, **1**, 205–212.

SHEEHAN, P.M. (1979): Swedish Late Ordovician marine benthic assemblages and their bearing on brachiopod zoogeography. – In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.): Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment. – 61–73, Corvallis (Oregon State Univ. Press).

SHEEHAN, P.M. (1988): Late Ordovician events and the terminal Ordovician extinction. – In: WOBERG, D.L. (Ed.): Rousseau Flower Volume. – New Mexico Bur. Mines. Miner. Res. Mem., **44**, 31–49.

SHEEHAN, P.M. & COOROUGH, P.J. (1990): Brachiopod zoogeography across the Ordovician-Silurian extinction event. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 181–187.

SMITH, A.G., BRIDEN, J.C. & DREWRY, G.E. (1973): Phanerozoic world maps. – In: HUGHES, N.F. (Ed.): Organisms and Continents through time. – Spec. Pap. Paleont., **12**, 1–42.

SÖLLNER, F. & HANSEN, B.T. (1987): "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Ötztalkristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – Jb. Geol. B.-A., **130**, 524–569.

SPJELDNAES, N. (1961): Ordovician climatic zones. – Norsk Geol. Tidsskr., **41**, 45–77.

SPJELDNAES, N. (1967): The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. – In: ADAMS, C.G. & AGER, D.V. (Eds.): Aspects of Tethyan biogeography.–Syst. Ass. Publ., **7**, 45–57.

SPJELDNAES, N. (1981): Lower Palaeozoic Paleoclimatology. – In: HOLLAND, C.W. (Ed.): Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica. – 199–256, New York (John Wiley & Sons).

STOCK, C.W. (1990): Biogeography of the Devonian stromatoporoids. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 257–265.

STREHL, E. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – Carinthia II, **152**, 46–74.

STROMGREN, T. (1971): Vertical and horizontal distribution of *Lophelia pertusa* (LINNÉ) in Trondheimsfjorden on the West Coast of Norway. – Kong. Norsk. Vitensk Selsk. Skr., **6**, 1–19.

SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (1984): Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. – In: CLARK, D.L. (Ed.): Conodont Biofacies and Provincialism. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **196**, 69–87.

SYLVESTER, H. (1989): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 791–821.

TARDUNO, J.A., MCWILLIAMS, M. & SLEEP, N. (1990): Fast Instantaneous Oceanic Plate Velocities Recorded by the Cretaceous Laytonville Limestone: Paleomagnetic Analysis and Kinematic Implications. – J. Geophys. Res., **95**, 15.503–15.527.

TEICH, T. (1982): Zum Chemismus der Badstubbrekzie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Carinthia II, **162**, 91–96.

TENCHOV, Y.G. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174.

THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D. (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariszischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**, 79–84.

TORSVIK, H.J., SMETHURST, M.A., BRIDEN, J.C. & STURT, B.A. (1990): A review of Palaeozoic palaeomagnetic data from Europe and their palaeogeographical implications. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography.–Geol. Soc. Mem., **12**, 25–41.

TRIBBLE, G.W. & RANDALL, R.H. (1986): A description of the high-latitude shallow water coral communities of Miyakajima, Japan. – Coral Reefs, **4**, 151–159.

TRÜMPY, R. & DÖSSEGGER, R. (1972): Permian of Switzerland. – In: FALKE, H. (Ed.): Rotliegend – Essays on European Lower Permian. – Sed. Petrogr. Ser., **15**, 189–215.

VAI, G.B. (1971): Ordovicien des Alpes Carniques. – In: Coll. Ordovicien-Silurien Brest 1971. – Mém. BRGM, **73**, 437–450.

VAI, G.B. (1973): Distribution of *Karpinskia* in the Lower Devonian of Mount Coglians (Carnic Alps). – Trudy III Mem. Simp. Silura/Devona, **2**, 75–79.

VAI, G.B. (1975): Hercynian basin evolution of the Southern Alps. – In: SQUYRES, C. (Ed.): Geology of Italy. – Earth Sc. Soc. Libyan Arab. Rep., **1975**, 293–298.

VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. Géol. France, **2**, 95–114.

VAI, G.B. & SPALLETTA, C. (1980): In: SCHÖNLAUB, H.P.: Field Trip A. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook Abstracts. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 48–50.

VAN DER VOO, R. (1979): Palaeozoic assembly of Pangaea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. – EOS Trans Amer. Geophys. Union, **60**, p. 241.

VAN DER VOO, R. (1982): Pre-Mesozoic palaeomagnetism and plate tectonics. – Ann. Rev. Earth Plan. Sc., **10**, 191–220.

VAN DER VOO, R. (1988): Palaeozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. – Geol. Soc. Amer. Bull., **100**, 311–324.

VAN DER VOO, R. (1990): The reliability of paleomagnetic data. – Tectonophysics, **184**, 1–9.

VASICEK, W. (1977): Perm von Zöbing. – In: Exk.-Führer Arbeitstagung Geol. B.-A. Waldviertel. – 16–18, Wien (Geol. B.-A.).

VASLE, D. (1990): Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. – Episodes, **13**, 147–161.

VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – Tübinger Geowiss. Arb. A, **6**, 1–150.

VEEVERS, J.J. & MCPOWELL, C. (1987): Late Palaeozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **98**, 475–487.

VIDAL, P. (1977): Limitation Isotopique à l'age de l'évolution de la Croute Continentale en Europe Moyenne et Occidentale. – Colloq. Int. CNRS, **234**, 227–238.

VIDAL, P., AUVRAY, B., CHARLOT, R. & COGNÉ, J. (1981): Precadomian relics in the Armorican Massif: their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian-Hercynian belt. – Precambrian Res., **14**, 1–20.

VISSER, J.N.J. (1990): The age of the late Palaeozoic glacigene deposits in southern Africa. – S. Afr. J. Geol., **93**, 366–375.

WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. – Abh. hess. L.-Amt. Bodenf., **41**, 1–106.

WEBBY, P.D. (1984): Ordovician reefs and climate: a review. – In: BRUTON, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. – Palaeont. Contrib. Univ. Oslo, **295**, 89–100.

WHITTINGTON, H.B. (1973): Ordovician Trilobites. – In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography. – 13–18, Amsterdam (Elsevier).

WHITTINGTON, H.B. & HUGHES, C.P. (1972): Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. – Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. B, **263**, 235–278.

WHITTINGTON, H.B. & HUGHES, C.P. (1973): Ordovician trilobite distribution and geography. – Spec. Pap. Palaeont., **12**, 235–240.

WILLIAMS, A. (1969): Ordovician faunal provinces with reference to brachiopod distribution. – In: WOOD, E. (Ed.): The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales. – 117–154, Cardiff (Univ. Wales press).

WINKLER PRINS, C.F. (1971): Connections of the Carboniferous brachiopod faunas of the Cantabrian Mountains (Spain). – In: WAGNER, R.H. (Ed.): The Carboniferous of Northwest Spain., Pt II. – Trab. Geol., **4**, 687–694.

WINKLER PRINS, C.F. (1983): A general review of the Carboniferous Brachiopods from the Cantabrian Mountains (North Spain). – In: LEMOS DE SOUSA, M.J. (Ed.): Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula, 69–91.

WINKLER PRINS, C.F. (1984): Brachiopods and the Main Classification of the Carboniferous. – In: SUTHERLAND, P.K. & MANGER, W.L. (Eds.): Compte Rendu 2 – Biostratigraphy. – 47–51, 9th ICC, Carbondale – Edwardsville (Southern Ill. Univ. Press).

WITZKE, B.J. (1990): Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 57–73.

WITZKE, B.J. & HECKEL, P.H. (1988): Paleoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica. – In: MCMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.): Devonian of the World. – Proc. 2nd Intern. Symp. Devonian Syst. Calgary. – Can. Soc. Petrol. Geol., **2**, 49–63.

WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. – Geol. Rdsch., **73**, 259–277.

WRIGHT, A.D. (1968): A westward extension of the upper Ashgillian Hirnantia fauna. – Lethaia, **1**, 352–367.

YOUNG, T.P. (1985): The stratigraphy of the Upper Ordovician of central Portugal. – PhD Thesis, Univ. Sheffield.

YOUNG, T.P. (1988): The lithostratigraphy of the Upper Ordovician of central Portugal. – J. Geol. Soc. London, **145**, 377–392.

YOUNG, T.P. (1990): Ordovician sedimentary facies and faunas of Southwest Europe: palaeogeographic and tectonic implications. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 421–430.

ZANG, W.L. & WALTER, M.R. (1989): Latest Proterozoic plankton from the Amadeus Basin in central Australia. – Nature, **337**, 642–645.

ZIEGLER, A.M., BAMBACH, R.K., PARRISH, J.T., BARRETT, S.F., GIERLOWSKI, E.H., PARKER, W.C., RAYMOND, A. & SEPKOSKI, J.J.Jr. (1981): Palaeozoic biogeography and climatology. – In: NIKLAS, K.J. (Ed.): Paleobotany, Paleoecology and Evolution. – 231–266, New York (Praeger).

ZIEGLER, A.M., HULVER, M.L., LOTTES, A.L. & SCHMACHTENBERG, W.F. (1984): Uniformitarianism and palaeoclimates: Inferences from the distribution of carbonate rocks. – In: BRENCHLEY, P.J. (Ed.): Fossils and Climate. – 3–25, Chichester (John Wiley & Sons).

ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – A working hypothesis. – Geol. en Mijnb., **63**, 93–108.

ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe. – Tectonophysics, **126**, 303–328.

ZIEGLER, P.A. (1989): Evolution of Laurussia – A study in Late Palaeozoic plate tectonics. – 1–102, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht – Boston – London.

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1992
BAND 135/2

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt" ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 419–662	Wien, Mai 1992

Inhalt – Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

Otmar Michael Friedrich†, 18.12.1902 – 12.5.1991 .. 423

BUCHER, H.: Ammonoidea aus der Shoshonensis-Zone (Mittleres Anis, Mitteltrias) aus NW-Nevada (USA).
In englischer Sprache.
Mit 28 Abbildungen und 11 Tafeln 425

EXEL, R.: Typengliederung und Klassifikation von Minerallagerstätten in Klüften („Hydro-lithogene" Mineralisationen).
Mit 3 Tabellen 467

FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich).
Mit 6 Abbildungen und 1 Tabelle 481

POSCHER, G.: Mikrotexturelle, sedimentpetrographische und geochemische Vergleichsuntersuchungen an jungpaläozoischen Diamiktiten der Ostantarktis, präkambrischen Diamiktiten Schottlands und glazialen Sedimenten der Ostalpen.
Mit 10 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln 493

PREY, S.: Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik.
Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen) 513

RAJLICH, P., PEUCAT, J.J., KANTOR J. & RYCHTÁR, J.: Variszische Schertektonik im Moldanubikum der Böhmischen Masse: Deformations-, Schwere-, K-Ar- und Rb-Sr-Daten des variszischen Choustník Orthogneises.
In englischer Sprache.
Mit 16 Abbildungen und 8 Tabellen 579

SCHWENK, H., mit einem Beitrag von R. SPENDLINGWIMMER und F. SALZER: Massenbewegungen in Niederösterreich 1953 – 1990.
Mit 68 Abbildungen und 23 Tabellen 597

Buchbesprechungen 661

When there is no other mention the papers are given in German language.

Otmar Michael Friedrich†, 18.12.1902 – 12.5.1991 .. 423

BUCHER, H.: Ammonoids of the Shoshonensis Zone (Middle Anisian, Middle Triassic) from Northwestern Nevada (USA).
In English language.
With 28 Text-Figures and 11 Plates 425

EXEL, R.: Typology and Classification of Fissure Mineral Deposits ("Hydro-lithogenous" Mineralizations).
With 3 Tables 467

FAUPL, P. & WAGREICH, M.: A Transgression of Gosau Deposits (Coniacian) onto Sediments of the Branderfleck Group (Turonian) in the "Weyerer Bögen" (Northern Calcareous Alps, Upper Austria).
With 6 Text-Figures and 1 Table 481

POSCHER, G.: Microtextural, Sedimentological and Geochemical Investigations Comparing Upper Paleozoic Diamictites of Eastern Antarctica, Pre-Cambrian Diamictites of Scotland and Glacial Sediments of the Eastern Alps.
With 10 Text-Figures, 3 Tables and 2 Plates 493

PREY, S.: The Flysch Window of Windischgarsten and its Surroundings – A Documentation on Stratigraphy and Tectonics.
With 9 Text-Figures, 2 Tables and 2 Plates (in pocket) 513

RAJLICH, P., PEUCAT, J.J., KANTOR J. & RYCHTÁR, J.: Variscan Shearing in the Moldanubian of the Bohemian Massif: Deformation, Gravity, K-Ar and Rb-Sr Data for the Choustník Prevariscan Orthogneiss.
In English language.
With 16 Text-Figures and 8 Tables 579

SCHWENK, H., with a contribution from R. SPENDLINGWIMMER und F. SALZER: Mass Movements in Lower Austria 1953 – 1990.
With 68 Text-Figures and 23 Tables 597

Book Reviews 661

Schriftleitung/Editor: ALBERT DAURER.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 423	Wien, Mai 1992

em. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. techn. OTMAR MICHAEL FRIEDRICH 18. 12. 1902 – 12. 5. 1991

Träger des Ehrenkreuzes für Wissenschaft und Kunst 1. Klasse
Empfänger des Erzherzog-Johann-Forschungspreises des Landes Steiermark
Träger der Haidinger-Medaille der Geologischen Bundesanstalt
Ehrenmitglied mehrerer wissenschaftlicher Vereinigungen

Ein ausführlicher Nachruf wird im Band 14 der von Prof. FRIEDRICH begründeten Zeitschrift „Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt" erscheinen.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 425–465	Wien, Mai 1992

Ammonoids of the Shoshonensis Zone (Middle Anisian, Middle Triassic) from Northwestern Nevada (USA)*)

By HUGO BUCHER**)

With 28 Text-Figures and 11 Plates

USA
Nevada
Ammoniten
Trias
Anis
Taxonomie
Biostratigraphie
Korrelationen

Contents

Zusammenfassung 425
Abstract 425
1. Introduction 426
2. Biostratigraphic Distribution of the Shoshonensis Zone Ammonoids 427
2.1. Rieberi Subzone 428
2.2. Ransomei Subzone 428
2.3. Wallacei Subzone 428
2.4. Fergusoni Subzone 428
3. Correlatives of the Shoshonensis Zone 428
4. Systematic Descriptions 431
Acknowledgements 442
References 443

Zusammenfassung

Neue Untersuchungen im anisischen Fossil Hill Member (Favret- und Prida-Formationen, Star Peak-Gruppe) führten zur Unterscheidung von 4 Ammoniten-Subzonen in der Shoshonensis-Zone (höchstes Mittel-Anis). Es handelt sich dabei in aufsteigender Reihenfolge um die Rieberi-, Ransomei-, Wallacei- und Fergusoni-Subzonen. Drei Gattungen und 14 Arten werden neu beschrieben. Da für die Korrelation kritische Taxa üblicherweise in niedrigen Paläobreitengraden gut vertreten sind, fällt die Unterscheidung der Shoshonensis-Zone im ganzen Tethysraum relativ leicht. Eine Korrelation auf Subzonen-Ebene ist jedoch bisher nur für den obersten Teil der Shoshonensis-Zone erstellt worden, der durch das gleichzeitige Auftreten von *Balatonites, Bulogites, Acrochordiceras* (*Carolinae*-Gruppe), *Proteusites* und *Proarcestes* gekennzeichnet ist. Diese kurze Zeitspanne entspricht hauptsächlich der „Pelsonischen Unterstufe" in den Alpen, mit Ausnahme des älteren Rahnbauerkogel-Horizonts.

Ammonoidea der Shoshonensis-Zone (Mittleres Anis, Mitteltrias) aus dem nordwestlichen Nevada (USA)

Abstract

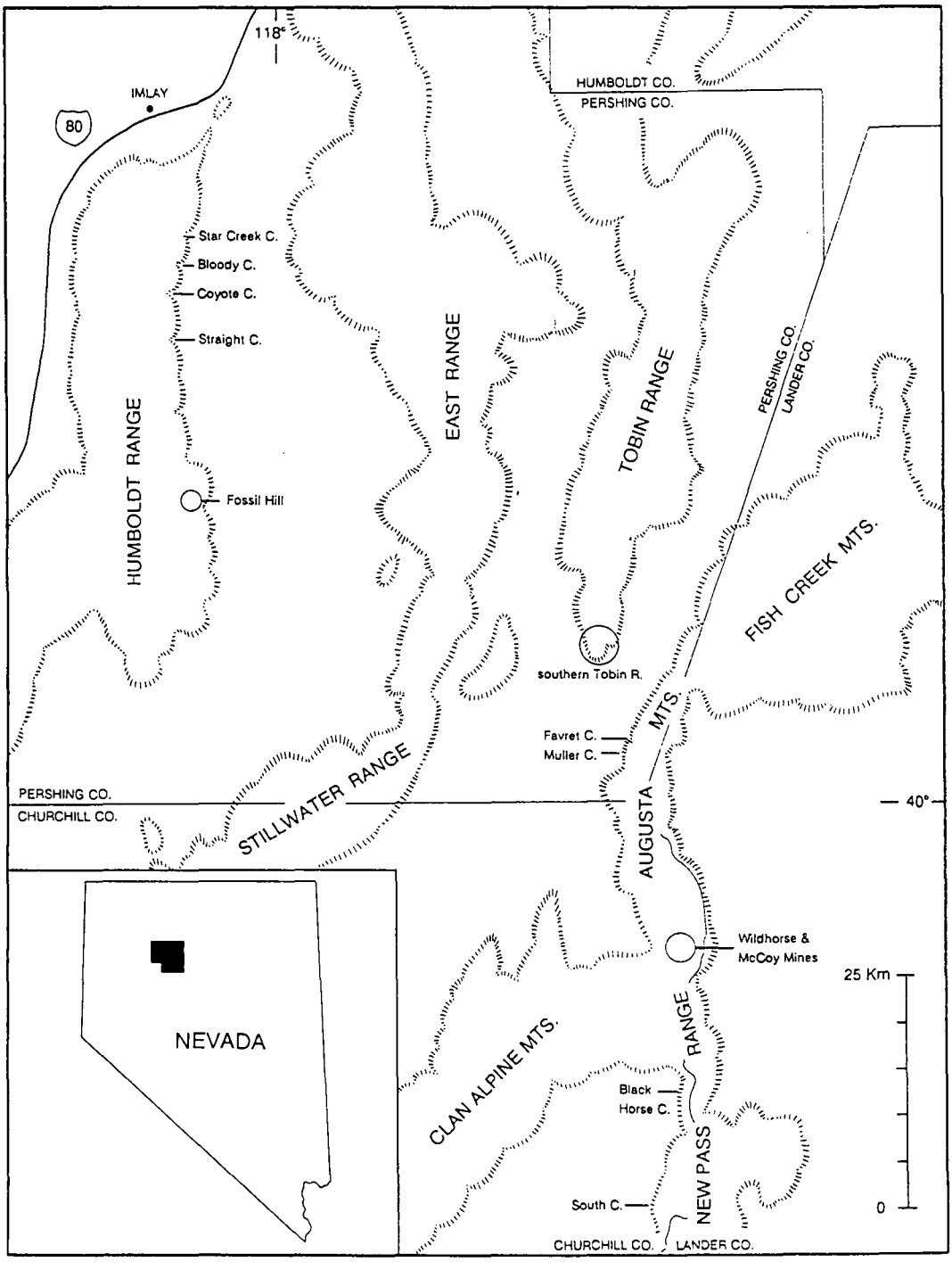
New investigations in the Fossil Hill Member (Favret and Prida Formations, Star Peak Group) lead to the recognition of four disctinct ammonoid subzones in the late middle Anisian Shoshonensis Zone. These are the Rieberi, Ransomei, Wallacei, and Fergusoni subzones, in ascending order. Three genera and 14 species are newly described. Critical taxa for correlations have an essentially low paleolatitude distribution, making recognition of the Shoshonensis Zone fairly easy throughout the Tethyan

*) Swiss National Science Foundation Fellowship 8220-030667.
**) Author's address: Dr. HUGO BUCHER, Institut de Géologie et Paléontologie, Université de Lausanne, BFSH-2, CH-1015 Lausanne, Switzerland.
Presently at: Geological Survey of Canada, 100 West Pender Street, Vancouver, B.C., V6B 1R8, Canada.

realm. However, suitable correlations at subzonal rank are only established for the latest part of the Shoshonensis Zone, which is characterized by the concurrent ranges of *Balatonites, Bulogites, Acrochordiceras* (*carolinae* group), *Proteusites*, and *Proarcestes*. This short time span corresponds to most of what is known as the „Pelsonian substage" in Alpine Europe, with the exception of the older Rahnbauerkogel horizon.

1. Introduction

This report updates the taxonomy and the biostratigraphic distribution of the ammonoids of the middle Anisian Shoshonensis Zone. Although the zonal index *Balatonites shoshonensis* was described long ago by HYATT & SMITH (1905) and SMITH (1914), the relative stratigraphic position of this fauna throughout the Anisian succession of the Fossil Hill Member (Favret and Prida Formations; NICHOLS & SILBERLING, 1977) was first established by SILBERLING & TOZER (1968). The Wildhorse mining district (Text-Fig. 1) was then designated as the type locality of the Shoshonensis Zone. Other occurrences of this zone were known from South Canyon in the New Pass Range and from the vicinity of Favret Canyon in the Augusta Mountains (Text-Fig. 1). By then, the Shoshonensis Zone was only known to occur below the Rotelliformis Zone, which is early upper Ani-



Text-Fig. 1.
Index map showing the location of sections relevant for the Shoshonensis Zone stratigraphy.

sian in age. Additional occurrences were subsequently discovered by SILBERLING (in BURKE, 1973) in the southern Tobin Range. SILBERLING & NICHOLS (1982) also showed that the Shoshonensis Zone occurs above the Hyatti Zone, as evidenced by the southern Tobin Range section.

Sections in the Augusta Mountains, southern Tobin Range, and northern Humboldt Range were recently documented by the author. This has led to the recognition of four subzones in the Shoshonensis Zone.

The Taylori Zone was discovered only recently and shown to be positioned between the Hyatti and Shoshonensis Zone (BUCHER, 1988). In ascending order, the middle Anisian substage is therefore divided into the Hyatti, Taylori and Shoshonensis zones. This confers a latest middle Anisian age to the Shoshonensis Zone in the Nevada succession.

2. Biostratigraphic Distribution of the Shoshonensis Zone Ammonoids

Index species: *Balatonites shoshonensis* HYATT & SMITH.

In addition to the zonal index, halobiid bivalves assigned to *Enteropleura* cf. *E. bittneri* KITTL provide a useful marker for the entire Shoshonensis Zone.

The scope of the Shoshonensis Zone is now enlarged to four distinct subzones (Rieberi, Ransomei, Wallacei and Fergusoni in ascending order, see Text-Fig. 2). In its original definition by SILBERLING & TOZER (1968), the Shoshonensis was based on a few localities from the vicinity of Wildhorse Mine in the New Pass Range (USGS Mesozoic loc. M501 and M635). It now appears that these localities are either of Wallacei or Fergusoni age. *Hollandites* sp. was listed from these two localities by SILBERLING & TOZER (1968). In fact, this form refers to the group of *Ceratites (Phillipites) ransomei* SMITH 1914 which is here transferred to the new genus *Favreticeras*. The original description of *Favreticeras ransomei* by SMITH from the vicinity of Wheeler Mine (between Cottonwood and Straight Canyons) shows that the Shoshonensis Zone was discovered in the northern Humboldt Range since the early twentieth century. The virtual presence of this zone between the Hyatti Zone and upper Anisian faunas in the northern Humboldt was anticipated by SILBERLING & WALLACE (1969). Ammonoids indicative of the Shoshonensis Zone were found again by the author in Straight, John Brown, and Congress Canyons, where they are bracketed between the Hyatti and Taylori Zones below and faunas of upper Anisian age above.

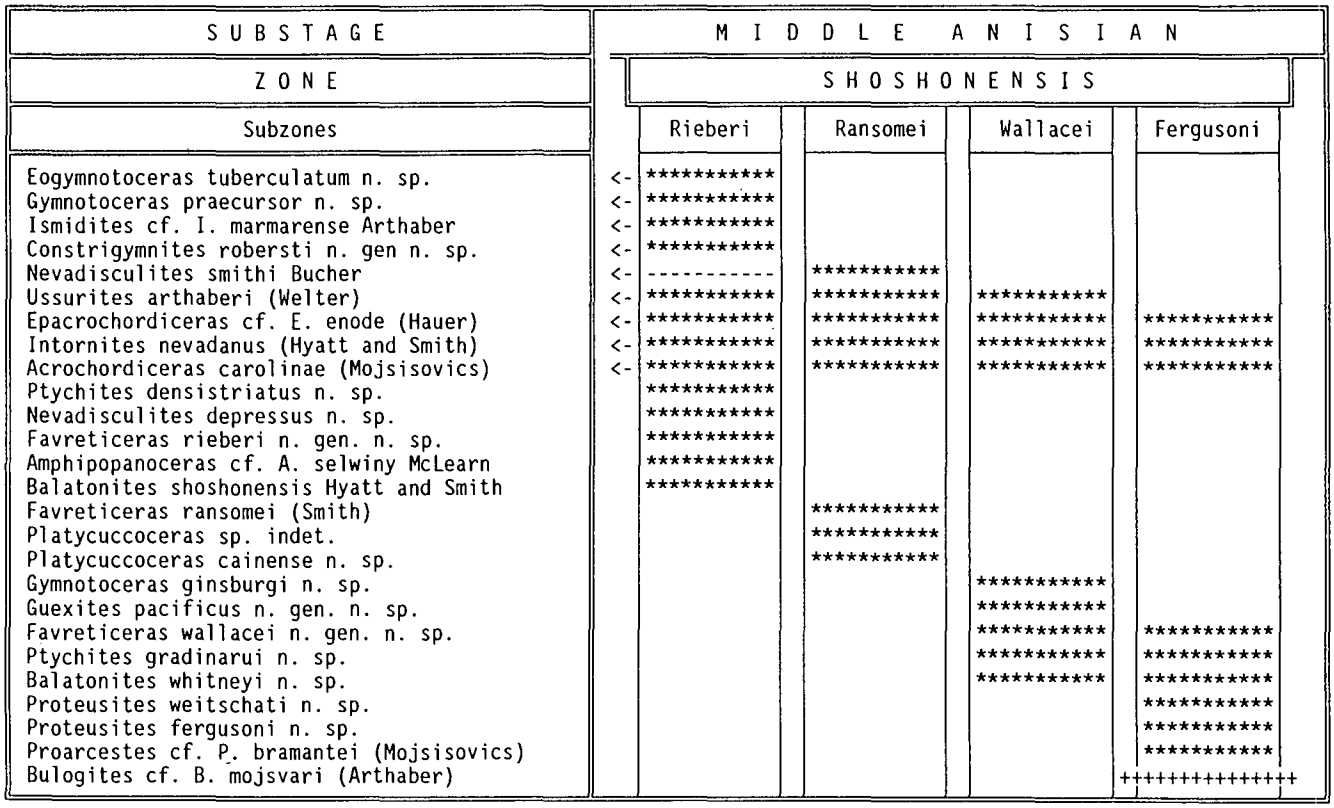
Except for the Fergusoni Subzone, which is only known in the vicinity of Wildhorse Mine (New Pass Range), the sequence including the three other subzones is best displayed in Favret and Muller Canyons (Augusta Mountains). Hence, Favret and Muller Canyons are preferred as the type area for the Shoshonensis Zone. Stratigraphic profiles are given in BUCHER (1988, Pl. 7), where the Rieberi, Ransomei, and Wallacei subzones were provisionally and unformally referred to as the lower, middle, and upper Shoshonensis Zone, respectively.

Biostratigraphic distribution of the Shoshonensis Zone ammonoids is summarized in Text-Fig. 2.

2.1. Rieberi Subzone

Index species: *Favreticeras rieberi* n.gen. n.sp.

Type locality: HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.



Text-Fig. 2.
Stratigraphic distribution of the ammonoids of the Shoshonensis Zone.

Occurrence: Loc. HB 117, 161, 167, 168, 173, 188, 190, 211, 230, Favret Canyon; loc. HB 198, Muller Canyon, Augusta Mountains (Fossil Hill Member, Favret Formation).

Balatonites shoshonensis, Ptychites densistriatus, Nevadisculites depressus, Amphipopanoceras selwyni and the subzonal index are presently known to occur exclusively in the Rieberi Subzone. *Favreticeras* typically has its oldest occurrence in the Rieberi Subzone.

HYATT & SMITH (1905) based their description of *Balatonites shoshonensis* on a single specimen from the Shoshone Mountains which was collected by the Whitney expedition. When the Shoshonensis Zone was introduced by SILBERLING & TOZER (1968), the first and by then unique proven stratigraphic occurrence of *Balatonites* became available for the Nevada record. Representatives of *Balatonites* were then assigned to *B. shoshonensis*. The newly refined subzonal scheme of the Shoshonensis Zone leads to establish specific distinctions between the various representatives of *Balatonites*. *Balatonites* identical to the *shoshonensis* holotype of HYATT & SMITH (1905) appears to be restricted to the Rieberi Subzone, whereas *Balatonites* ranging from the Wallacei up to the Fergusoni Subzone are assigned to *Balatonites whitneyi* n.sp.

2.2. Ransomei Subzone

Index species: *Favreticeras ransomei* (SMITH).

Type locality: Loc. HB 169, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Occurrence: Loc. HB 35, North Fork of Straight Canyon; Wheeler Mine area (= Cottonwood Canyon of SMITH, 1914), northern Humboldt Range (Fossil Hill Member, Prida Formation). Loc. HB 172, 174, 177, 178, 186, 187, 198, 210, Favret Canyon, loc. HB 193, 254, Muller Canyon, Augusta Mountains. Loc. HB 158, McCoy Mine, New Pass Range (Fossil Hill Member, Favret Formation).

2.3. Wallacei Subzone

Index species: *Favreticeras wallacei* n.gen. n.sp.

Type locality: HB 191, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Occurrence: Loc. HB 37, Congress Canyon, northern Humboldt Range (Fossil Hill Member, Prida Formation). Loc. HB 171, 220, Favret Canyon; loc. HB 192, 231, 233, Muller Canyon, Augusta Mountains. Loc. HB 111, 112, 155, 249, southern Tobin Range. USGS Mesozoic loc. M501, Wildhorse Mine, New Pass range (Fossil Hill Member, Favret Formation).

2.4. Fergusoni Subzone

Index species: *Proteusites fergusoni* n.sp.

Type locality: USGS Mesozoic loc. M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Occurrence: USGS Mesozoic loc. M501, SU 231 (Fossil Hill Member, Favret Formation).

At present, the superposition of the Fergusoni Subzone above the Wallacei Subzone still requires demonstration by field evidence. Representatives of *Proteusites* are stratigraphically limited to this subzone. *Proarcestes* also has its earliest occurrence in this subzone. The stratigraphic position of the Fergusoni Subzone, as presently anticipated, is only inferred from the concurrent ranges of *Balatonites, Favreticeras, Proteusites* and *Proarcestes*.

Unfortunately, the Fergusoni Subzone was not recognized in Favret and Muller Canyons. But there is ample room for the Fergusoni Subzone within the 20–25 m interval that separates the Wallacei Subzone from the lowest occurrence of *Daonellas* indicative of the Rotelliformis Zone. Moreover, this shaly interval with subordinate limestone yields abundant specimens of *Enteropleura* cf. *E. bittneri*, which unambiguously suggests a Shoshonensis age.

It is also worth mentioning that a single float specimen of *Bulogites* was collected about 5 m above beds indicative of the Wallacei Subzone, on the southern wall of Muller Canyon. This particular section has subhorizontal bedding and a limited vertical extent. Strata of upper Anisian age have been locally eroded away and only *Enteropleura* bearing shales crop out up to the top of the ridge. There is little doubt that this specimen is derived from strata representing the youngest part of the Shoshonensis Zone. It has a post-Wallacei and pre-Rotelliformis age, but cannot objectively be incorporated into the Fergusoni Subzone.

3. Correlatives of the Shoshonensis Zone

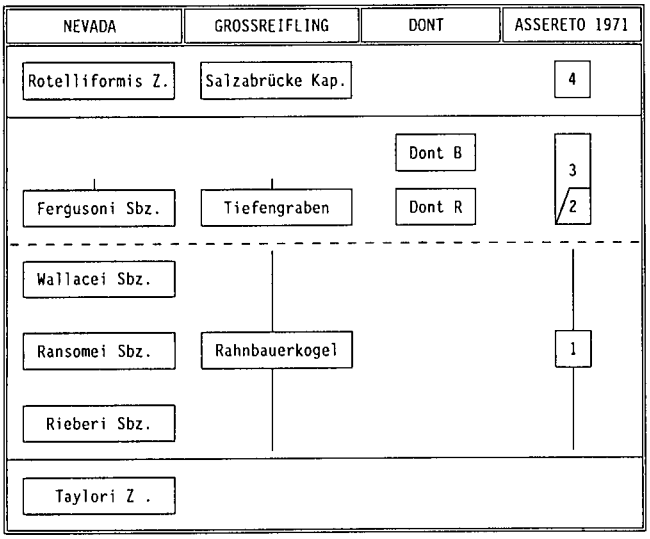
Balatonites is the most diagnostic genus of this time span. It appears essentially as a low paleolatitude marker (TOZER, 1982) and is known from North America, Europe and Asia.

Partial equivalents of the Shoshonensis Zone are well known in Mediterranean and Eastern Europe, where they are customarily grouped under the "Pelsonian substage" denomination. Although the original distinction between the Binodosus and Trinodosus Zones by MOJSISOVICS (1882) has been questioned by many authors, ASSERETO's reappraisal has demonstrated the valid status of Binodosus Zone (ASSERETO, 1971). And the European Trinodosus Zone has been shown to correlate with the Rotelliformis Zone, the oldest of the three upper Anisian Zones of Nevada. Because the index *"Paraceratites" binodosus* is only known to occur in the uppermost part of the Pelsonian, the Balatonicus Zone denomination is generally preferred by European workers for all of the faunas included in the Pelsonian substage.

Much confusion in the biostratigraphy of the Alpine Anisian arose from the scarcity of superpositional relationships and condensation problems related to the Hallstatt facies (Schreyer Alm, Han Bulog, etc...). As initially felt by ARTHABER (1912, p. 342), there is also compelling evidence that, without adequately documented superpositional relationships, the early development of several *"Ceratites"* lineages during the Pelsonian made distinction with younger Anisian faunas a difficult matter. Among these *"Ceratites"*, two groups of exclusively middle Anisian age are now recognized: the *Bulogites* group (inclusive of *Reiflingites* s.s.) and the *Favreticeras* group (inclusive of *Guexites*). Other

forms such as *"Paraceratites" binodosus* (HAUER), *"Paraceratites" cimegan·is* (MOJSISOVICS), *"Ceratites" waageni* ARTHABER, *"C." planus* ARTHABER, *"C." glaber* ARTHABER (= *"C." semiornatus* ARTHABER), and *"C." falcifer* HAUER still need appropriate generic treatment, but they illustrate the early and diversified stock of late middle Anisian age, among which younger and keeled Paraceratininae SILBERLING (1962) may root into.

A main step in the biostratigraphic comprehension of the Alpine late middle Anisian substage was performed by ASSERETO (1971), and this contribution is used hereafter as a basis for comparisons with the Nevada succession (see Text-Fig. 3).



Text-Fig. 3.
Chart showing the current state of correlations of the Shoshonensis Zone with the Alpine Europe succession.
See text for other scattered partial correlatives.

Germanic lower Muschelkalk

Sporadic occurrences of Shoshonensis Zone correlatives are known from the Germanic lower Muschelkalk (Wellenkalk, see ULRICHS & MUNDLOS, 1985 for updated generic list). This correlation is based on the presence of *Acrochordiceras damesi* (NOETLING, 1880), a representative of the *A. carolinae* group, along with varied species of *Balatonites* (RASSMUSS, 1915). Furthermore, the presence of *Bulogites zoldianus* and *B. mirabilis* (ASSMANN, 1926, 1937) suggests that at least part of the Wellenkalk from Silesia may correlate with the latest Shoshonensis Zone.

Großreifling

The classic Anisian stratotype at Großreifling contains two distinct faunas (ARTHABER, 1896,a,b; ASSERETO, 1971; SUMMESBERGER & WAGNER, 1972; TATZREITER & VÖRÖS, 1991). The most discriminative forms of the upper fauna (Tiefengraben) for correlation with Nevada are *Balatonites* and *Bulogites* of the *B. mojsvari* group. Further evidence for correlation of Tiefengraben with the latest Shoshonenis Zone is the recent discovery of *Proarcestes* by TATZREITER (in TATZREITER & VÖRÖS, 1991).

As stressed by TATZREITER & VÖRÖS (1991), none of the Tiefengraben *"Ceratites"* figured by ARTHABER (1896a) can be referred to the upper Anisian *Paraceratites*, the latter having a distinctly keeled venter.

Association of *Balatonites, Bulogites* and *Proarcestes* indicates that the Tiefengraben fauna correlates with the post-Wallacei and pre-Rotelliformis interval of the Nevada succession.

The older Rahnbauerkogel fauna (ARTHABER, 1896b) has no diagnostic elements that would permit precise correlation with the Rieberi, Ransomei or Wallacei subzones.

Remark on *Bulogites* and *Reiflingites*

Following ASSERETO (1963, p. 13), *Bulogites* and *Reiflingites*, whose typical stratigraphic occurrences are found at Tiefengraben, are phyllogenetically very closely allied. Examination of ARTHABER's collection from Tiefengraben leads us to conclude that the innermost whorls of these two genera are hardly distinguishable. Moreover, their immature morphology bear no evidence that would justify lumping them with danubitids (see SPATH, 1951, p. 14, and KUMMEL, 1957), nor with balatonitids (see TOZER, 1981a, p. 92). Accompanying the distinctive evolute trend of outer whorls of *Reiflingites*, ribbing changes into a more distant pattern. The adoral rib branching from the lateral node in *Bulogites* tends to separate as a true intercalatory rib in *Reiflingites*, with the lateral and umbilical nodes being placed on the primary rib only. This concomittant change in outer whorl geometry and ornamentation is well illustrated by the following morphological sequence: *Bulogites mojsvari* (ARTHABER) → *Bulogites reiflingensis* (ARTHABER) → *Reiflingites eugeniae* ARTHABER → *R. torosus* ARTHABER. Adjunction of a thread-like keel is also regarded as a distinctive feature of *Reiflingites*.

Hungary

The Aszófö section was recently re-investigated by VÖRÖS (1987), thus making available the first detailed bedrock-controlled succession for the classic Balaton area. VÖRÖS identified most of ASSERETO's subdivisions, with the exception of Fauna 2 (Mt. Rite). This is not surprising because the content of Fauna 2 is very similar to that of Fauna 3 (ASSERETO, 1971, p. 24). *Bulogites, Acrochordiceras* (*carolinae* group), and multinodose *Balatonites* (*transfuga-gemmatus* group, see RIEDEL, 1949) from Mt. Rite also occur in the younger Fauna 3 (i.e. Dont R, see ASSERETO, 1971, p. 11; Tiefengraben, see ARTHABER, 1896a). Until Fauna 2 is more accurately defined, it is suggested that it should be lumped with Fauna 3.

More importantly, VÖRÖS (1987) showed that *Bulogites* is restricted to the upper part of the Balatonicus Zone, a stratigraphic range which is consistent with those from Grossreifling and Nevada.

Northern Italy

The Judicary sequence was shown by GAETANI (1969) to include two distinct assemblages. The lower fauna is characterized by *Bulogites* (*zoldianus* group), *Balatonites, "Paraceratites"* (*cimeganus* group), *Beyrichites cadoricus* and *Proavites*, and may possibly correlate with the latest Shoshonensis Zone. The upper fauna, which contains *Judicarites, Semiornites* and *Paraceratites trinodosus*, was unambiguously referred to the Trinodosus Zone.

As demonstrated by the common occcurrence of *Daonella sturi* (BENECKE), all of the localities from Val Camonica documented by ASSERETO (1963) are clearly upper Anisian in age. Moreover, all of these localities belong to a single fauna as stated by ASSERETO himself. Therefore, assignment of several species to *Bulogites* and *Reiflingites* by ASSERETO (1963, 1969) would provide the unique occurrence of these two genera in the

upper Anisian substage. But, from illustrations in ASSERETO (1963), there is no convincing evidence that *Bulogites* is represented in Val Camonica. Specimens referred to as *"B." gosaviensis* and *"B." camunus* do show obvious affinities with *Reiflingites*, an opinion also expressed by GAETANI & BALINI (in KOVÁCS et al., 1990, p. 181 and Text-Fig. 12). Thus, *Bulogites* is apparently restricted to the late Balatonicus Zone, whereas involute derivatives of *Reiflingites* may possibly range into the younger Trinodosus Zone.

Regardless of the controversial generic assignment of *"Paraceratites" binodosus* (see TOZER, 1981b; FANTINI SESTINI, 1988; VÖRÖS, 1987; TATZREITER & VÖRÖS, 1991), age assignment of the upper Dont fauna (= Dont B, field guide-book of the ASSERETO-Pisa symposium 1979) remains equivocal. Critical forms listed by ASSERETO (1971) from Dont B include: *Balatonites, Judicarites* and *"P." binodosus*. *Balatonites* and *Judicarites* are generally known to occur in the Balatonicus and Trinodosus Zones, respectively. The Dont B horizon would so far provide the unique concurrent range of these two genera. Consequently, it should be placed above the Balatonicus Zone and below the Trinodosus Zone.

The lower Dont fauna (Dont R) is characterized by the co-occurrence of *Balatonites* and *Bulogites* (*zoldianus* group), which permits correlation with the post-Wallacei and pre-Rotelliformis time interval of the Nevada sequence.

Bosnian Muschelkalk

The Bosnian Muschelkalk (HAUER, 1887, 1892, 1896) evidently includes faunas of latest middle and upper Anisian age. Despite of the lack of recent data on the stratigraphic distribution of its ammonoids, it is worth noting that KITTL (1903) already stated that occurrences of *Balatonites* and *Proteusites* were restricted to the lowermost part of the Bulog Limestone. The presence of *Acrochordiceras* (*carolinae* group), *Balatonites, Bulogites*, and *Proteusites* permits correlation with the Fergusoni Subzone and the post-Wallacei pre-Rotelliformis interval.

Although *Phillipites* does not occur in Nevada, this genus may also well characterize the uppermost part of the Alpine European Balatonicus Zone. As noticed by SPATH (1934), *Phillipites* is known from Tiefengraben as well as from the Bulog Limestone.

Czechoslovakia and Rumania

Sporadic occurrences of ammonoids diagnostic of late middle Anisian age are recorded from the Choc Nappe in the western Carpathians (RAKÚS, 1986) and from the Mnt. Persani Klippe in the eastern Carpathians (PATRULIUS, 1967). Another small fauna with *Balatonites* (*egregius* group) and *Enteropleura bittneri* was discovered by GRADINARU (unpubl. data) near Brasov.

Greece, Turkey, and Iran

Balatonites and *Acrochordiceras* (*carolinae* group) were first recorded from the Hallstatt facies limestone at Epidauros by RENZ (1910). Recent work by KRYSTYN & MARIOLAKOS (1975) and KRYSTYN (1983) established the exact occurrence of the Balatonicus Zone at the stratigraphic base of the Hallstatt limestone exotic block.

The faunal list established by RENZ (1931) from the Hallstatt limestone of Hydra Island also encompasses ammonoids of different ages. The largest part of the RENZ collection represents the Trinodosus Zone, but occurrences of *Balatonites, Proteusites*, and *Bulogites* permit recognition of a late Shoshonensis Zone correlative. Examination of the collection from Hagios Irene confirms the early designation of *"Ceratites"* (= *Bulogites*) *reiflingensis* by RENZ (1931); and to the addition of *Acrochordiceras* (*carolinae* group) to the Hagios Irene composite fauna.

The Balatonicus Zone is represented at Gebze (Turkey) by a small fauna in stratigraphic succession with the Osmani, Ismidicus and Trinodosus Zone (TOULA, 1896; ARTHABER, 1915; ASSERETO, 1972; FANTINI SESTINI, 1988).

Sample 123 of the Allam Formation in central Iran (TOZER, 1972, p. 32) is also regarded as a possible equivalent of the Shoshonensis Zone. As already noticed by SILBERLING & NICHOLS (1982), *Acrochordiceras* sp. aff. *A. hyatti* from bed 123 (TOZER, 1972, Pl. 10, Figs. 11–13) refers to the *A. carolinae* group, which is consistent with a probable Shoshonensis age assignment.

Himalayan Upper Muschelkalk

Although *Balatonites* is not recorded from the Himalayan "Upper Muschelkalk", the presence of *Proteusites* in the *"Ptychites* layers" from Kashmir (MIDDLEMISS, 1910; DIENER, 1913) suggests that at least part of the *"Ptychites* layers" may correlate with the Fergusoni Subzone of the Shoshonensis Zone. *Favreticeras kuvera* (originally described as *"Ceratites"* by DIENER, 1895, Pl. 5, Fig. 2) has obvious affinities with *F. rieberi* n.gen. n.sp. and would support recognition of the Shoshonensis Zone in the Spiti area.

"Ceratites" thuilleri OPPEL was assigned to *Paraceratites* by SPATH (1934), but the general shape and sculpture of its phragmocone agree in plan with that of *Bulogites*. However, *"C." thuilleri* retains some beyrichitian characteristics such as a subammonitic suture line with deeply indented lobes as well as a *Hollandites*-type of body chamber. These characters are significant differences that separate *"C." thuilleri* from typical *Bulogites*, but it is speculated here that *Bulogites* may root in the supposedly older *"C." thuilleri* group.

China

A Shoshonensis Zone correlative was described by GU, HE & WANG (1980) from northern Tibet, in the Chaqupu Formation at Dequen (see also WANG & HE 1980, p. 1214). First, the association of *Balatonites, Reiflingites, Acrochordiceras* (*carolinae* group) indicates a middle Anisian age; not upper as stated by GU et al. (1980). Next, specimens identified as *Paraceratites trinodosus, P. elegans* and *P. brembanus* by these authors may probably be referred to as *Bulogites*. This is another indication that most of the Dequen fauna probably correlates with the Tiefengraben fauna, and hence with the latest Shoshonensis Zone.

Specimens identified as *"Parakellnerites"* by GU et al. (1980) pose some problems with their generic assignment, and therefore with age significance. They clearly differ from *Parakellnerites* (see RIEBER, 1973) and from the very closely allied *Paraceratites* by their strongly compressed, discoidal, and involute shell shape; also by absence of marginal spiny tubercules and denser, falcoid ribbing. Although these keeled specimens from Denquen do not show any trace of a papillate ornamentation, their general shape and ornamentation suggest some affinities with *Eutomoceras* which is upper Anisian in age (see SILBERLING & NICHOLS, 1982). Whatever genera these specimens should be referred to,

they undoubtedly resemble true Paraceratitinae, which are thought to be exclusively upper Anisian in age. Consequently, this would cast some doubt on the synchronous character of the Denquen fauna, which is said to have been collected from a single, 15 cm thick limestone bed. Alternatively, if one admits the natural character of the whole fauna, this would indicate that Paraceratitinae already occur in the latest middle Anisian substage, an hypothesis that still needs substantiation.

Other occurrences of lesser importance are to be found in ZHAO & WANG (1974), who described *Balatonites gracilis* ARTHABER & *Bulogites multicostatum* ZHAO & WANG from southwest China; in WANG & HE (1981) from Xizang (*Balatonites xizangensis* WANG & HE); in GUO (1983) from Yunnan (*Guleites* GUO = *Balatonites*).

Vietnam, Thailand, Japan and Primorie

Scarce occurrences of *Balatonites*, that permit correlation with the Shoshonensis Zone without further precision, are known from the middle part of the Dongtrau Suite in Vietnam (VU KHUC, 1984), the Doi Chang shale and sandstone in Thailand (KUMMEL, 1960), and from the "*Hollandites* Zone" in Japan (BANDO, 1964, 1967).

Generic assignment of *Balatonites vladivostokensis* by ZAKHAROV (1968) remains equivocal, for the Primorie species does not show any ventral tuberculation that would permit distinction with *Platycuccoceras* from the older Hyatti and Taylori zones (BUCHER, 1988).

Concluding remarks

Correlatives of the Shoshonensis Zone have an essentially low paleolatitude distribution. However, scarcity of comprehensive successions throughout the Alpine and Himalayan domains, and problems attending the Hallstatt limestone stratigraphy allow only limited correlations at the subzone rank. Only the latest Shoshonensis Zone (Fergusoni Subzone and post-Wallacei pre-Rotelliformis time interval) can be adequately correlated with the late Balatonicus Zone, for which the concurrent ranges of *Balatonites, Bulogites, Proteusites, Proarcestes*, and *Acrochordiceras* (*carolinae* group) are significant. Older faunas of the Balatonicus Zone are very scarce (i.e. Rahnbauerkogel and its equivalent from the Balaton area) and cannot be precisely correlated with any of the Rieberi, Ransomei or Wallacei Subzones from Nevada.

Accuracy of correlations also decreases when comparing the Nevada sequence with the mid paleolatitude record of northeastern British Columbia. The latest Varium Zone (TOZER, 1971, 1974) correlates with the sum of the Taylori and Shoshonensis zones. Common forms are early representatives of *Ptychites* and *Proarcestes, Intornites* of the *nevadanus* group, *Anagymnotoceras spivaki, Nicholsites* of the *tozeri* group, and *Amphipopanoceras selwini*.

4. Systematic Descriptions

The systematic descriptions follow the classification by TOZER (1981a). Repository of figured specimens is abbreviated USNM (National Museum of Natural History, Washington D.C.).
SU = Stanford University; D = diameter; H = whorl height; W = whorl width; U = umbilical diameter.

Order: Ceratitida HYATT 1884
Superfamily: Dinaritaceae MOJSISOVICS 1882
Family: Dinaritidae MOJSISOVICS 1882
Subfamily: Khvalinitinae SHEVYREV 1968
Genus: *Ismidites* ARTHABER 1915

Ismidites cf. *I. marmarensis* ARTHABER

(Plate 10, Figures 5–6)

1915 cf. *Ismidites marmarensis* ARTHABER, p. 185, Pl. 15, Fig. 10. – SILBERLING & NICHOLS 1982, p. 20, Pl. 28, Figs. 19–20; BUCHER 1988, p. 726, Fig. 2.

Description: discoidal, relatively compressed, with an evenly arched and strigate venter that grades into the slowly converging flanks with indistinct ventral shoulders. Umbilical edge very abrupt, nearly acute, with slightly overhanging, high umbilical wall. There is some suggestion of very thin and sinuous ribs, gradually coarsening and projected on outer flanks, but fading on venter. At D = 26 mm (plesiotype USNM 448275), H = 46 %, W = 35 %, and U = 19 %. The suture line conforms to that described by SILBERLING & NICHOLS (1982, Fig. 10).

Discussion: The few available specimens from the Rieberi Subzone indicate that *Ismidites* cf. *I. marmarensis* ranges without any significant change in morphology from the Hadleyi Subzone (Hyatti Zone) up to the Rieberi Subzone (Shoshonensis Zone).

Figured specimen: Plesiotype USNM 448275.

Occurrence: HB 190 (3), Favret Canyon, Augusta Mountains. Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian (other occurrences in the Hyatti and Taylori Zones not listed here).

Superfamily: Megaphyllitaceae MOJSISOVICS 1896
Family: Parapopanoceratidae TOZER 1971
Genus: *Amphipopanoceras* VOINOVA 1947

Amphipopanoceras selwyni (McLEARN)

(Plate 7, Figures 10–11; Text-Fig. 4)

1948 *Parapopanoceras selwyni* McLEARN, p. 1, Pl. 9, Figs. 7–9.
1969 *Parapopanoceras testa* McLEARN, p. 46, Pl. 9, Figs. 1–2 (only).
non 1982 *Amphipopanoceras* cf. *A. selwyni* (McLEARN). – SILBERLING & NICHOLS, p. 20, Pl. 6, Fig. 15–16.

Description: Phragmocone sphaerocone, narrowly umbilicated. Last whorl represents the excentrumbilicate body chamber. Beginning and ultimate part of the body chamber broadly arched; intermediate part flattened by differential compaction. At D = 31 mm, H = 48 %, W = 45 %, and U = 14 %; at D = 50 mm, H = 40 %, W = 33 %, and U = 28 %.

Discussion: Scarce specimens of *Amphipopanoceras* occur in the Rieberi Subzone. They are easily distinguished from those restricted to the Hadleyi Subzone (Hyatti Zone) by lacking any acute stage on venter (BUCHER, in press). They resemble very closely *A. selwyni* which is known from the late Varium Zone of northeast British Columbia.

Text-Fig. 4.
Ultimate suture line (x3) of *Amphipopanoceras selwyni* McLEARN at D = 52 mm.
Plesiotype USNM 448257.

Figured specimen: Plesiotype USNM 448257.

Occurrence: Varium Zone, British Columbia. Loc. HB 190 (2), 211 (2), Favret Canyon, Augusta Mountains. Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Superfamily: Ceratitaceae MOJSISOVICS 1879
Family: Balatonitidae SPATH 1951
Genus: *Platycuccoceras* BUCHER 1988

Platycuccoceras cainense n.sp.
(Plate 6, Figures 18–21)

Description: Delicately ribbed, small sized *Platycuccoceras* with numerous constrictions. Lateral tuberculation absent. Venter low arched on phragmocone, tabulate on body chamber. Both ribs and constrictions moderately projected on venter. Umbilical and marginal nodes very weak, but increasing in strength on the body chamber. Transition to mature body chamber enhanced by approximated constrictions. At D = 30 mm (holotype), H = 33 %, W = 18 %, and U = 40 %.
Suture line not known.

Discussion: *P. cainense* is obviously closely allied to the stratigraphically older *P. favretense* BUCHER. It is however distinguished from the latter in being more finely ribbed and in having more numerous constrictions per whorl. *P. cainense*, together with *P.* sp. indet., record the youngest occurrence of the genus in the Nevada sequence. It also demonstrates that the stratigraphic ranges of *Platycuccoceras* and *Balatonites* partially overlap.

Etymology: Species name derived from Cain Summit, Augusta Mountains.

Figured specimens: Holotype USNM 448255, plesiotype USNM 448254.

Occurrence: Loc. HB 187 (1), Favret Canyon; Loc. HB 254 (1), Muller Canyon, Augusta Mountains. Ransomei Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Platycuccoceras sp. indet.
(Plate 6, Figures 22–23)

Description and discussion: A single fragment from the Ransomei Subzone comes into this denomination. Absence of both lateral and ventral tuberculation makes attribution to *Platycuccoceras* more likely than to *Balatonites*. It differs from the co-occurring *P. cainense* n.sp. by its much coarser ribbing and more widely spaced constriction; from *P. favretense* BUCHER by its chevron-shaped ventral ribbing.

Figured specimen: USNM 448256.

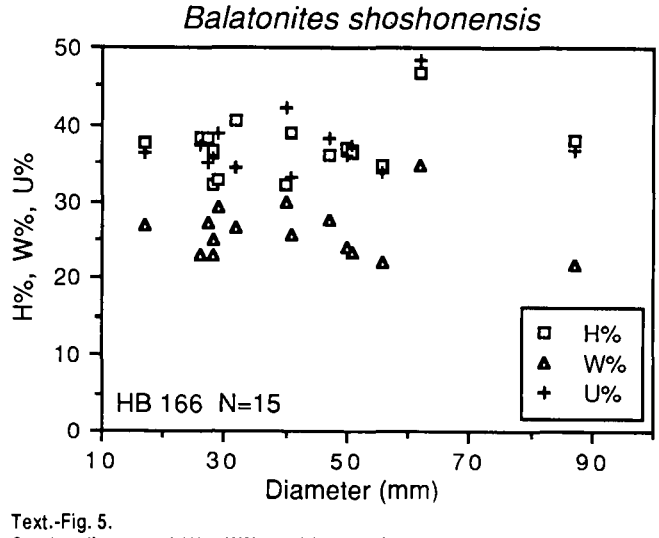
Occurrence: Loc. HB 186 (1), Favret Canyon, Augusta Mountains. Ransomei Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Genus: *Balatonites* MOJSISOVICS 1879

Balatonites shoshonensis HYATT & SMITH
(Plate 1, Figures 1–19;
Plate 6, Figure 24; Text-Fig. 6)

1905 Balatonites shoshonensis HYATT & SMITH, p. 167, Pl. 23, Figs. 12–13. – SMITH, 1914, p. 120. Pl. 6, Figs. 12–13; [not] SILBERLING & TOZER, 1968, p. 37.

Description: *Balatonites* with umbilical, lateral, marginal, and ventral tuberculation. Lateral and ventral tubercles develop beyond 1.5 cm in diameter, whereas umbilical and marginal tubercles are already densely and regularly spaced on earliest whorls. Lateral tubercles enlarge into spines when placed on ribs bordering the apicad side of constrictions. Associated marginal and ventral tubercles tend to be clavate on coarse variants. Intercalated ribs bear comparatively smaller tubercles or knots, and corresponding marginal tubercles rarely develop into clavi. Transition to mature stage shows decreasing strength of tuberculation with simultaneous approximation of ribbing. On mature body chamber, nontuberculate chevron-shaped ribs cross the low, angular venter. H %, W %, and U % plotted on Text-Fig. 5.
The suture line shows an elongated second lateral saddle, higher than the first and third saddles.



Text.-Fig. 5.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 15 specimens of *Balatonites shoshonensis* HYATT & SMITH from locality HB 166 in the Rieberi Subzone (Shoshonensis Zone), Favret Canyon.

Text-Fig. 6.
Suture line (×3) of *Balatonites shoshonensis* HYATT & SMITH at D = 40 mm. Plesiotype USNM 448200.

Discussion: Specimens here referred to as *B. shoshonensis* appear to be stratigraphically restricted to the Rieberi Subzone. They differ from the younger *B. whitneyi* n.sp. by the irregular strength of the lateral tuberculation and by the loss of ventral spines on the mature body chamber. Although the ventral view of the holotype as given by HYATT & SMITH (1905) is somewhat simplistic, the diagnostic pattern of the lateral tuberculation permits recognition of the species.

Figured specimens: Plesiotypes USNM 448200 to 448208.

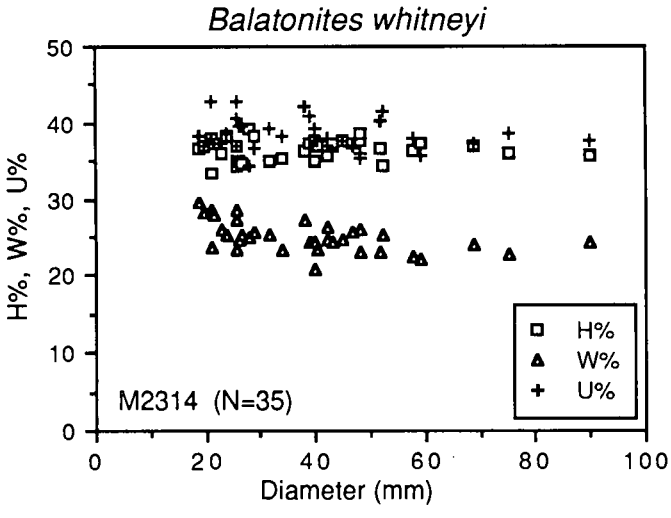
Occurrence: Loc. HB 161 (4), 166 (72), 167 (11), 168 (3), 188 (10), 230 (3), Favret Canyon, Augusta Mountains. Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Balatonites whitneyi n.sp.

(Plate 2, Figures 1–19; Text-Fig. 8)

1968 *Balatonites shoshonensis* HYATT & SMITH, SILBERLING & TOZER, 1968, p. 37.

Description: *Balatonites* with clavate ventral tuberculation extending to all ontogenetic stages, inclusive



Text-Fig. 7.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 35 specimens of *Balatonites whitneyi* n.sp. from USGS Mesozoic locality M2314 in the Fergusoni Subzone (Shoshonensis Zone), Wildhorse Mine.

Text-Fig. 8.
Suture line (×3) of *Balatonites whitneyi* n.sp. at D = 70 mm. Holotype USNM 448216.

of the mature body chamber. Lateral tubercles develop beyond approximately 1.5 cm in diameter, with tendency in having a nearly uniform strength on average variants. However, only the coarsest variants do show the greater strength of lateral spines bordering the apicad side of constrictions. In such specimens, intermediate lateral spines may even be obliterated. Umbilical tubercles spiny, evenly and densely spaced. Marginal tuberculation commonly clavate. Transition to mature body chamber enhanced by decreasing strength of umbilical tuberculation and approximation of ornamentation. H %, W %, and U % plotted on Text-Fig. 7.

Suture line with first and second lateral saddles of approximately equal height.

Etymology: Species named in honor of J.D. WHITNEY.

Discussion: Distinguished from the stratigraphically older *B. shoshonensis* HYATT & SMITH by the preponderant clavate shape of ventral tuberculation which extends to the mature body chamber; also by the more uniform strength of lateral tuberculation.

Figured specimens: Holotype USNM 448216; paratypes USNM 448209 to 448215.

Occurrence: Loc. HB 171 (4), Favret Canyon; loc. HB 231 (5), 233 (6), Muller Canyon, Augusta Mountains. Loc. HB 111 (17), 112 (1), 155 (14), 249 (3), southern Tobin Range. Loc. HB 123, South Canyon, New Pass Range. Wallacei Subzone. USGS Mesozoic locality M2314 (43), Wildhorse Mine, New Pass Range. Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

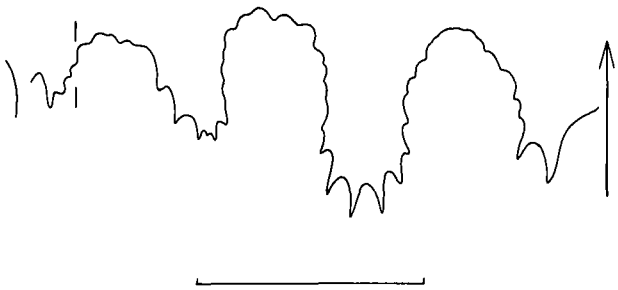
Family: Ceratitidae MOJSISOVICS 1879
Subfamily: Beyrichitinae SPATH 1934
Genus: *Eogymnotoceras* BUCHER 1988

Eogymnotoceras tuberculatum n.sp.

(Plate 3, Figures 1–12; Plate 4, Figures 13–14; Text-Fig. 9)

1988 *Eogymnotoceras* sp. A, BUCHER, p. 738.

Description: Widely umbilicated *Eogymnotoceras* with closely spaced, prominent and rounded umbilical tubercles, and pronounced carination that may extend to the end of mature phragmocone. Ribbing falcoid to very sinuous, with sharp projection on ventral shoulders. At D = 58 mm (holotype), H = 40 %, W = 33 %, and U = 29 %.



Text-Fig. 9.
Suture line (×3) of *Eogymnotoceras tuberculatum* n.sp. at H = 25 mm. Plesiotype USNM 452811.

Suture line subammonitic, conforming to that of the genus.

Discussion: Ranges of variability of *E. tuberculatum* and *E. thompsoni* BUCHER partially overlap, but *E. tuberculatum* distinctly includes robust forms with dense, high, and rounded umbilical tuberculation.

Etymology: Species name refers to the strong umbilical tuberculation.

Figured specimens: Holotype USNM 448217, paratypes USNM 448218 to 448220, plesiotypes USNM 452810 and 452811.

Occurrence: Loc. HB 166 (8), Favret Canyon; loc. HB 234 (12), Muller Canyon, Augusta Mountains. Tozeri Subzone (Taylori Zone) and Rieberi Subzone (Shoshonensis Zone), middle Anisian.

Genus: *Gymnotoceras* HYATT 1877

Gymnotoceras praecursor n.sp.

(Plate 4, Figures 1–7; Text-Fig. 10)

Description: Strongly discoidal, compressed and involute *Gymnotoceras*. Ribbing very weak, subfalcate, persisting on mature body chamber. Bluntly rounded keel extends to about 6 cm in diameter. Venter first acutely rounded, grading into a broader, low rounded outline on the egressive mature body chamber. At D = 81 mm (holotype, end of phragmocone), H = 51 %, W = 28 %, and U = 12 %.

Suture line subammonitic, with first lateral deeply indented. First and second lateral saddles elongated, with sides densely crenellated.

Discussion: Differs from *G. ginsburgi* n.sp., *G. rotelliformis* MEEK and *G. blakei* (GABB) by its strongly discoidal, compressed and weakly ribbed phragmocone; also by absence of umbilical tuberculation and subfalcate ribbing pattern occurring precociously on early immature stages. *G. praecursor* may be regarded as a palingenetic derivative of *Eogymnotoceras transiens* BUCHER which is late Taylori Zone in age.

Text-Fig. 10.
Suture line (×3) of *Gymnotoceras praecursor* n.sp. at D = 39 mm. Paratype USNM 448226.

Etymology: Species name refers to the oldest known occurrence of the genus.

Figured specimens: Holotype USNM 448227, paratypes USNM 448226 and 448228.

Occurrence: Loc. HB 166 (15), 168 (1), 188 (2), 228 (3), 232 (2), Favret Canyon. Loc. HB 234 (1), Muller Canyon, Augusta Mountains. Praebalatonensis and Tozeri Subzones, Taylori Zone; Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

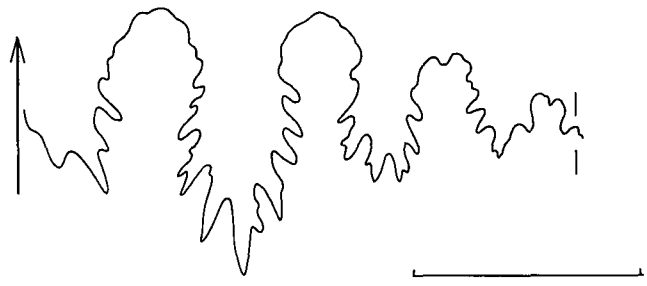
Gymnotoceras ginsburgi n.sp.

(Plate 3, Figures 13–23; Text-Fig. 11)

Description: Inner whorls with non-tuberculate, uniform, and strongly sinuous ribbing. Ribs slightly swollen on inner flanks and projected on outer flanks and venter. Whorl section high, strongly compressed with subparallel flanks and rounded venter. Keel low and rounded, barely visible. With further increase in shell size, whorl section gradually changes into a thicker, slightly discoidal shape. Ribbing fades concomittantly and briefly acquires a moderate falcate pattern at the end of phragmocone. Mature body chamber smooth, with growth striae only. Complete full grown specimens attain an estimated diameter of about 150 mm. At D = 71 mm (holotype), H = 53 %, W = 34 %, and U = 15 %.

Subadult suture line with a relatively narrow, deeply indented first lateral lobe. First and second lateral saddles markedly elongated.

Discussion: Distinguished from *G. praecursor* n.sp., *G. rotelliformis* MEEK and *G. blakei* (GABB) by its strongly compressed, subrectangular inner whorls; also in having an evenly, sinuous and non-tuberculate ribbing and a very weak keel on immature stages. *G. ginsburgi* also attains a larger adult size than other representatives of the genus.



Text-Fig. 11.
Suture line (×3) of *Gymnotoceras ginsburgi* n.sp. at H = 21 mm. Holotype USNM 448225.

Etymology: Species named for L. GINSBURG of the Institut de Paléontologie, Muséum national d'Histoire naturelle, Paris.

Figured specimens: Holotype USNM 448225, paratypes USNM 448222 to 448224.

Occurrence: Loc. HB 233 (6), Muller Canyon, Augusta Mountains. Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Genus: *Favreticeras* n.gen.

Type species: *Favreticeras rieberi* n.sp.

Description: Moderately evolute, non-carinate shell with a subrectangular or trapezoidal whorl section. Weakly to strongly tuberculated, umbilical, lateral and marginal tuberculation being dissociated throughout ontogenetic development. Two main stages are evident: a first stage is characterized by a high, subrectangular whorl section, a low arched to subtabulate venter, and faint ribs branching from umbilical nodes; a second stage shows a trapezoidal whorl section associated with thick, distant ribs branching from bullate to spinose lateral tubercles, and projected, nearly clavate marginal tubercles. Umbilical tuberculation absent in this second stage. Length mature body chamber of about two thirds of a whorl, and markedly egressive. Suture line ceratitic to subammonitic.

Composition of the genus: *Favreticeras rieberi* n.sp., *Favreticeras ransomei* (SMITH), *Favreticeras wallacei* n.sp., and *Favreticeras kuvera* (DIENER).

Discussion: Species presently referred to this new genus may include either one or both of the ontogenetic stages as described above. Shell shape and presence of a well developed lateral spinose stage exclude generic assignment to any other known beyrichitid. It is also worth noting that megastriae (BUCHER & GUEX, 1990), a widespread growth feature among beyrichitids, have not been observed in *Favreticeras*. On the other hand, absence of both carination and true trituberculation precludes comparison with typical paraceratitids. *Favreticeras* apparently displays affinities with both beyrichitids and paraceratitids, but embodies a combination of characters quite unlike any representative of these two subfamilies. Whether or not *Favreticeras* and its derivative (*Guexites* n.gen.) should be assigned to a distinct subfamily is a somewhat premature question, but such an alternative would have the merit of faithfully reflecting their intermediate characters between beyrichitids and paraceratitids. Provisionally, they are still classified with Beyrichitinae.

Favreticeras, which is one of the most salient genus of the Shoshonensis Zone, has no apparent close ancestor in the mid-Anisian record of Nevada and is consequently regarded as a migrant. The conspicuous proterogenetic transformation resulting in the loss of spinose stage and concomitant extension of weakly ornamented stage at maturity (e.g. transition from *F. rieberi* n.sp. to *F. ransomei* (SMITH) and to *F. wallacei* n.sp.) suggests that a potential ancestor may have possessed lateral tubercles at immature stages. This is met by *"Ceratites" kuvera* DIENER, which agrees perfectly well in whorl shape and ornamentation with the mature restricted, spinose stage of *Favreticeras rieberi* n.sp.. *F. kuvera* (DIENER) is recorded from the Himalayan "Upper Muschelkalk" at Byans (DIENER, 1895, Pl. 5, Fig. 2; DIENER, 1907, Pl. 4, Fig. 5) and possibly from the "*Ptychites* layers" in Kashmir (DIENER, 1913, Pl. 7, Fig. 4).

"Ceratites" evolvens (HAUER, 1887, p. 26, Pl. 6, Fig. 4) has some superficial similarity with *Favreticeras rieberi* n.sp. in ontogenetic transformation of the sculpture and egression of outer whorls. However, HAUER's species undoubtedly differs from *F. rieberi* in having a carinate venter.

In its general shape, *"C." falcifer* (HAUER, 1896, p. 22, Pl. 7, Figs. 5–6) may possibly be compared with representatives of *Favreticeras* such as *F. wallacei* n.sp., but the Bosnian form differs in having small marginal tubercles and simple, regularly spaced ribs of greater strength.

Favreticeras differs from *Phillipites* DIENER (type species *"Ceratites" erasmi*, see MOJSISOVICS, 1882, Pl. 40, Figs. 13) in having a well defined ribbing with lateral and marginal tuberculation, also in having a conspicuously egressive umbilicus.

F. ransomei (SMITH) was previously assigned to *Hollandites* sp. by SILBERLING & TOZER (1968, p. 37), thus following a suggestion by SPATH (1934, p. 419). Indeed, *Favreticeras* and *Hollandites* may have some superficial similarities but *Favreticeras* is definitely distinguished by its early low arched to subtabulate venter, angular ventral shoulders, occasional marginal and spinose lateral tuberculation, and more finely indented saddles. Moreover, the Fossil Hill record clearly demonstrates that *Hollandites* is stratigraphically restricted to the Mctaggarti Subzone of the Hyatti Zone (BUCHER, in press), whereas *Favreticeras* typically ranges throughout the much younger Shoshonensis Zone.

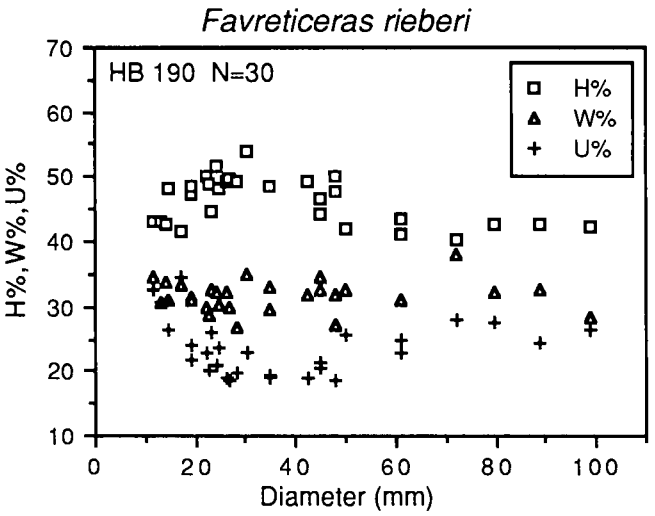
Etymology: Genus named after Favret Canyon.

Occurrence: Shoshonensis Zone, middle Anisian, Nevada. Himalayan "Upper Muschelkalk", Byans, and (?) "*Ptychites* layers", Kashmir, India. (?) "Upper Muschelkalk", Bulogkalke, Yugoslavia.

Favreticeras rieberi n.sp.

(Plate 5, Figures 1–24; Plate 7, Figures 8–9; Text-Fig. 13)

Description: *Favreticeras* with subrectangular, faintly ribbed inner whorls and trapezoidal, strongly tuberculated end of phragmocone and body chamber. At $D < 15–20$ mm, the shell is widely umbilicated, with a broadly arched venter. Ornamentation consists of distant and sinuous single ribs rising from small umbilical nodes. At $15–20 < D < 30–40$ mm, whorl height increases significantly and the whorl section is typically subrectangular and highly involute. Flanks very gently converge toward the low arched venter, which is bordered by subangular, smooth ventral shoulders. The umbilical edge is abrupt, and the umbilical wall short and nearly perpendicular. Primary ribs rise from the persistent umbilical nodes, and intercalated ribs may develop on upper flanks. With further increase in diameter, the shell becomes more loosely coiled. Simultaneously, primary ribs become more distant, thicker, and attain their greater elevation just below mid-flanks where they transform into radially elongated bullae. Secondary ribs branch from bullae, and are slightly projected on outer flanks. They develop into faint marginal tubercles on ventral shoulders, but do not cross the low arched venter. Only projected growth striae do cross the venter. Umbilical nodes gradually fade, and the umbilical edge becomes smooth and sharply rounded. Concomitantly, the slightly overhanging umbilical wall noticeably increases in height. The transition to final stage on end

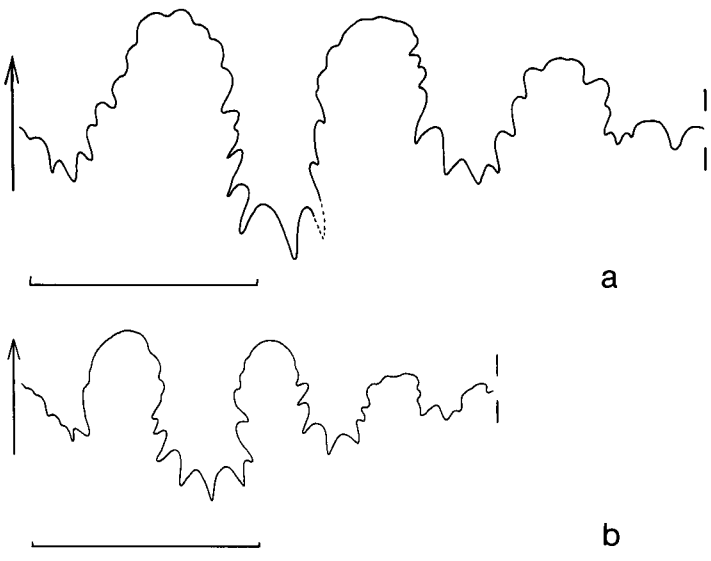


Text-Fig. 12.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 30 specimens of *Favreticeras rieberi* n.gen. n.sp. from locality HB 190 in the Rieberi Subzone (Shoshonensis Zone), Favret Canyon.

of phragmocone and mature body chamber is enhanced by the spinose shape of former lateral bullae, the nearly clavate pattern of marginal tubercles, and the even more pronounced egression. Venter becomes subtabulate, and crossed by angular, slender ribs that merge the lateral tubercles. H %, W %, and U % plotted on Text-Figure 12.
Adult suture line subammonitic.

Discussion: Distinguished from *F. kuvera* DIENER by the late ontogenetic development of tuberculated stage and concomitant trapezoidal whorl section; from *F. ransomei* SMITH and *F. wallacei* n.sp. in retaining the tuberculated stage at submature and mature stages.

Etymology: Species named for H. RIEBER of the Institute of Paleontology, University of Zürich.



Text-Fig. 13.
Suture lines (×3) of *Favreticeras rieberi* n.gen. n.sp.
a) At H = 28 mm.
Paratype USNM 448239.
b) At D = 44 mm.
Plesiotype USNM 448238.

Figured specimens: Holotype USNM 448232, paratypes USNM 448231, USNM 448233 to 448239.

Occurrence: Loc. HB 117 (4), 161 (31), 166 (49), 167 (19), 168 (8), 173 (11), 188 (12), 190 (37), 230 (9), Favret Canyon. Loc. HB 198 (2), Muller Canyon, Augusta Mountains. Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Favreticeras ransomei (SMITH)

(Plate 6, Figures 1–17; Text-Fig. 14)

1914 *Phillipites ransomei* SMITH, p. 108, Pl. 99, Figs. 1–4.

Description: Slightly discoidal, non-spinose *Favreticeras*. Submature stage commonly shows thickened ribs, somewhat bullate below mid-flanks but never enlarging into spines. Gently projected ribs cross the low arched venter in loosing most of their strength. Lateral bullae invariably fade but ribbing subsists on mature body chamber (for further details, see also description by SMITH 1914, p. 108). At D = 72 mm (plesiotype USNM 448240), H = 44 %, W = 29 %, and U = 24 %.
The suture line, here illustrated for the first time, conforms to that of the type species.

Discussion: Distinguished from *F. rieberi* n.sp. by lack of spinose stage; from *F. wallacei* by its less tabulate venter, smaller mature size, and coarser ribbing at submature stage. Immature stages of *F. ransomei* and *F. rieberi* are identical. SMITH's holotype comes from the Wheeler Mine area in the northern Humboldt Range and is the oldest historical evidence for the presence of the Shoshonensis Zone in that range. Occurrence of the Shoshonensis Zone in that part of the northern Humboldt Range is not surprising for the basal beds of the Fossil Hill Member that crop out at the nearby Fourth of July Flat are of Hyatti age (see BUCHER, in press). Additional occurrence in the northern Humboldt is presently reported from North Fork of Straight Canyon and John Brown Canyon, where the Shoshonensis Zone is in close stratigraphic succession with the Hyatti, Taylori, and Rotelliformis Zones. However, stratigraphic occurrence of *F. ransomei* is by far best displayed in the Augusta Mountains.

Figured specimens: Plesiotypes USNM 448240 to 448245.

Occurrence: Wheeler Mine (see SMITH 1914), loc. HB 35 (29), North Fork of Straight Canyon; loc. HB 16 (4), John Brown Canyon, northern Humboldt Range; loc. HB 169 (89), 172 (11), 174 (65), 177 (9), 186 (31), 187 (54), 198 (6), 203 (8), 210 (1), Favret

Text-Fig. 14.
Suture line (×3) of *Favreticeras ransomei* (SMITH) at D = 52 mm.
Plesiotype USNM 448240.

Canyon, Augusta Mountains. Ransomei Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Favreticeras wallacei n.sp.

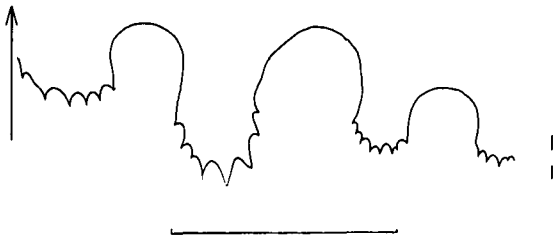
(Plate 7, Figures 1–7; Plate 8, Figures 4–5; Text-Fig. 15)

Description: Discoidal, large size *Favreticeras* with noticeably reduced tuberculation. Immature stages involute, with strongly compressed whorl section, subtabulate venter, faint sinuous ribbing and subtle umbilical tuberculation. Initiation of pronounced egression starts at late immature stage. Submature stage shows thickened ribs branching from elongated, low bullae just below mid-flanks, ending with weak, gently projected marginal tubercles on ventral shoulders. Mature stage characterized by evolute coiling, extension of former weak lateral bullae to inner flanks and loss of lateral tubercles. Pairs of branched ribs then rapidly thin out on outer flanks with concomitant development of closely spaced, projected and thin intercalated ribs. At this ultimate stage, the subtabulate venter broadens and is crossed by moderately projected growth lines. At D = 80 mm (submature holotype), H = 44 %, W = 29 %, and U = 22 %.

Suture line conforms to that of the genus.

Discussion: Differs from *F. ransomei* (SMITH) by its lower venter, weaker ribbing and larger mature size.

Etymology: Species named for R.E. WALLACE.



Text-Fig. 15.
Suture line (×3) of *Favreticeras wallacei* n.gen. n.sp. at H = 26 mm. Paratype USNM 448248.

Figured specimens: Holotype USNM 448246, paratypes USNM 448247 and 448248, plesiotype USNM 448249.

Occurrence: Loc. HB 171 (4), Favret Canyon; loc. HB 191 (4), 192 (1), 193 (9), 231 (2), 233 (4), Muller Canyon, Augusta Mountains. Loc. HB 111 (13), 112 (3), 155 (2), 249 (1), southern Tobin Range. USGS Mesozoic locality M2314 (10), Wildhorse Mine, New Pass Range. Wallacei and Fergusoni Subzones, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Genus: *Guexites* n.gen.

Type species: *Guexites pacificus* n.sp.

Description: Evolute, thick discoidal, densely and finely ribbed beyrichitid. Umbilical nodes present at immature and submature stages, absent at mature stage. Lateral and marginal tuberculation absent, at least at submature and mature stages. At submature stage, whorl section is high and subtriangular. Umbilical wall steep, but not perpendicular, umbilical margin smooth and angular. Evenly converging flanks grade into the rounded venter without appreciable ventral shoulders. Ribbing sinuous to subfalcate. Some ribs may branch either on inner or at mid-flanks, and are gently projected on outer flanks. They cross the venter with slightly increasing strength. On beginning of body chamber, whorl section becomes somewhat inflated and attains its greater width just below mid-flanks. The marked umbilical egression initiates at this stage. Ribs become stout on inner flanks, but weaken on outer flanks and on the broadly arched venter. The last stage as preserved on the ultimate fourth of whorl of the holotype shows that ribs become more sinuos, fade on innermost flanks, and progressively attain their greater elevation on mid-flanks. At D = 103 mm (holotype), H = 46 %, W = 32 %, and U = 20 %.

Adult suture line ceratitic, with relatively short elements. Ventral and first lateral lobe broad, with regular and shallow indentations.

Discussion: *Guexites* differs from *Favreticeras* by its narrower and rounded venter, and more discoidal whorl shape; also by absence of both lateral and marginal tuberculation. Additional difference is shown by the suture line, which has more robust elements. However, the style of ribbing, the umbilical nodes and the marked excentrumbilication lead to regard *Guexites* as a probable derivative of *Favreticeras*.

Etymology: Genus named for J. GUEX, Institute of Geology and Paleontology, University of Lausanne.

Composition of the genus: *Guexites pacificus* n.sp.

Occurrence: Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Guexites pacificus n.sp.

(Plate 8, Figures 1–3; Text-Fig. 16)

Description and discussion: As for the genus.

Figured specimen: Holotype USNM 448250.

Occurrence: Loc. HB 171 (1), Favret Canyon, Augusta Mountains. Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Text-Fig. 16.
Suture line (×1.5) of *Guexites pacificus* n.gen. n.sp. at D = 73 mm. Holotype USNM 448250.

Subfamily: Paraceratitinae SILBERLING 1962
Genus: *Bulogites* ARTHABER 1912

Bulogites cf. *B. mojsvari* (ARTHABER)

(Text-Figures 17,18)

1896 *Ceratites mojsvari* ARTHABER, p. 50, Pl. 4, Fig. 6.

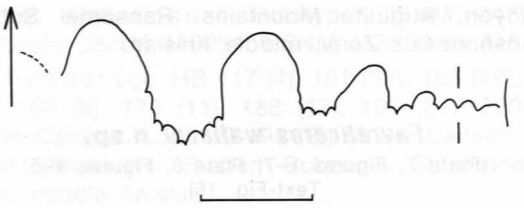
Description: A single mature specimen comes into this provisional denomination. The last half volution

of the phragmocone shows a high quadrangular whorl section, with a rounded and moderately high venter. The umbilical wall is very steep and is bordered by a narrow, angular umbilical shoulder. The conch is characteristically trituberculate (umbilical, lateral and marginal). The umbilical row is generally defined by blunt nodes only, whereas lateral and marginal rows are more prominent. The lateral row of nodes is placed just below midline of flanks and the marginal row consists of clavate tubercles. The ribbing is dense and regularly spaced. On inner flanks slightly prorsiradiate, nearly straight simple ribs raise from umbilical tubercles and merge the lateral tubercules. On outer flanks, a pair of thicker and sinuous ribs stem from the lateral tubercules. Every rib ends up in a marginal clavate tubercle. The ribs attain their greater strength halfway between the lateral and marginal tuberculations. On the last half volution of the phragmocone, there is some suggestion of one or two intercalated ribs only. These do not bear lateral, nor umbilical tubercles. V-shaped blunt ribs tend to cross the venter. The last fourth of whorl corresponds to the beginning of the mature body chamber. From then on, the ribbing becomes coarser and less regularly spaced. At D = 82 mm, H = 43 %, and U = 26 %.

Mature suture line ceratitic, with crudely indented lobes.

Discussion: Whorl shape and sculpture of this single specimen permit distinction with all representatives of *Favreticeras* and *Paraceratites* known from the Fossil Hill Member. It unambiguously shows strong affinities with European representatives of *Bulogites*. *Bulogites mojsvari* (ARTHABER) appears as its closest European counterpart. Both share a mainly bifurcate, moderately sinuous ribbing which sets them slightly aside from the type species *B. multinodosus* (HAUER), which has a straighter and slightly prorsiradiate ribbing, an additional outer lateral row of radially elongated nodes, and a more robust whorl shape.

The stratigraphic position of the Nevada specimen is not accurately known. From field evidence, one can only state that its age is post-Wallacei Subzone and pre-Rotelliformis Zone. Its superpositional relationship with the Fergusoni Subzone remains undeterminate.



Text-Fig. 18.
Suture line (×1.5) of *Bulogites* cf. *B. mojsvari* (ARTHABER) at D = 70 mm.
USNM 45280.

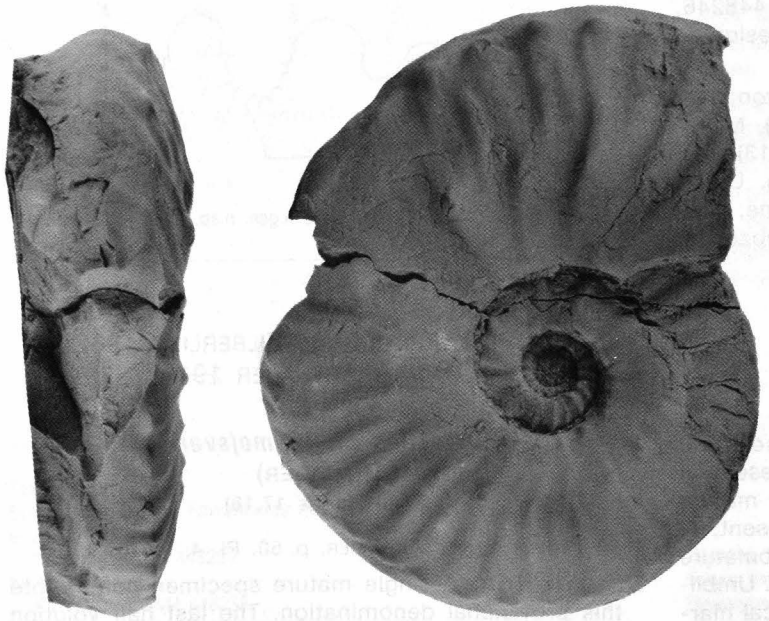
Figured specimens: Plesiotype USNM 452800.

Occurrence: One float specimen from the southern wall of Muller Canyon, Augusta Mountains. Latest Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Superfamily: Pinacocerataceae MOJSISOVICS 1879
Family: Gymnitidae WAAGEN 1895
Genus: *Constrigymnites* n.gen.

Type species: *Constrigymnites robertsi* n.sp.

Description: Serpenticone gymnitid with compressed, ovoid whorl section, and four or five constrictions to a whorl, visible on internal mold only. Umbilical margin very low and steep on phragmocone, grading into evenly divergent inner flanks on body chamber. Venter first narrowly rounded, broadening on body chamber. Outer shell smooth, with only thick and sinuous growth striae. Slightly biconcave constrictions wider and deeper with shell size increase. Adoral side of constriction marked by a thickened ridge, forming a bumpy narrow sinus on siphonal line. Ventral sinus develop on later constrictions only. At D = 73 mm (paratype USNM 448229), H = 31 %, W = 18 %, and U = 44 %.



Text-Fig. 17.
Bulogites cf. *B. mojsvari* (ARTHABER).
Single float specimen from rocks of post-Wallacei and pre-Rotelliformis age (latest Shoshonensis Zone).
USNM 452800.
Southern wall of Muller Canyon, Augusta Mountains.

Suture line with relatively low elements. First lateral saddle bifid and of about same height than the second lateral saddle. Suspensive lobe short, with few auxiliaries external to the umbilical seam.

Composition of the genus: *Constrigymnites robertsi* n.sp.

Discussion: Introduction of a new generic name is justified by the presence of constrictions, a feature hitherto not known among gymnitids. Shell shape and suture line otherwise suggest derivation from *Gymnites*.

Etymology: Genus name refers to the presence of constrictions.

Occurrence: Praebalatonensis and Tozeri Subzones, Taylori Zone; Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

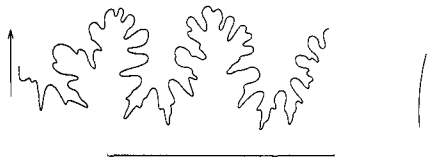
Constrigymnites robertsi n.sp.

(Plate 4, Figures 8–12; Text-Fig. 19)

1988 *Epigymnites* sp. A, BUCHER, Fig. 2.

Description and discussion: See definition of the genus.

Etymology: Species named in honor of R.J. ROBERTS.



Text-Fig. 19.
Suture line (×3) of *Constrigymnites robertsi* n.gen. n.sp. at D = 44 mm.
Paratype USNM 448276 (specimen not figured).
Loc. HB 166, Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone; Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figured specimens: Holotype USNM 448230, paratype USNM 448229.

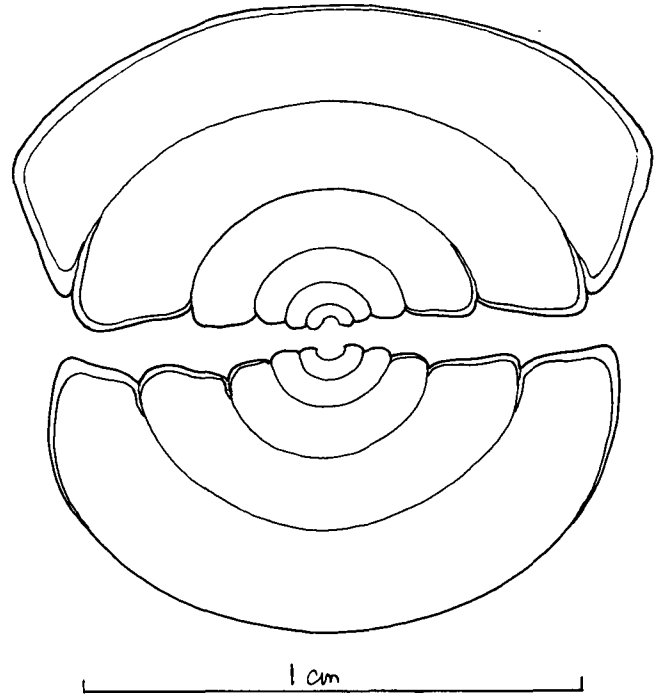
Occurrence: Loc. HB 162 (19), 161 (2), 166 (32), 167 (5), 168 (4), 188 (5), Favret Canyon; loc. HB 232 (2), 234 (9), Muller Canyon, Augusta Mountains. Praebalatonensis and Tozeri Subzones, Taylori Zone; Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Family: Isculitidae SPATH 1951
Genus: *Nevadisculites* BUCHER 1988

Nevadisculites depressus n.sp.

(Plate 5, Figures 25–27; Plate 9, Figures 13–17; Text-Fig. 20)

Description: Relatively small sized *Nevadisculites* with strongly depressed body chamber. Umbilicus extremely narrow but not occluded. Last half whorl of adult body chamber egressive, with a very wide, low arched to subtabulate venter and low, diverging umbilical walls. End of body chamber bears a deep apertural collar on internal mold. A short siphonal groove may occur on the internal mold of the beginning of the body chamber. It obviously corresponds



Text-Fig. 20.
Section (×4) of a complete mature specimen of *Nevadisculites depressus* n.sp.
Plesiotype USNM 448277 (specimen not figured).
Loc. HB 188, Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone; Favret Canyon, Augusta Mountains.

to a siphonal ridge on the inner surface of the outer shell. Such a siphonal ridge is interpreted as a support for the forward prolongation of the siphonal tube into the preseptal cavity. At D = 12 mm (holotype, measured before egression), H = 53 %, and W = 108 %.

Adult suture line too poorly preserved to be drawn, but reaching a stage comparable to that of *N. smithi* BUCHER.

Discussion: *N. depressus* differs from other congeneric species by its extremely depressed whorl section. Presence of a siphonal ridge is not restricted to this species but is a feature shared by some representatives of both *Isculites* and *Nevadisculites*.

Etymology: Species name refers to the depressed whorl section.

Figured specimens: Holotype USNM 448251, paratypes USNM 448252 and 448253.

Occurrence: Loc. HB 166 (7), 188 (3), Favret Canyon, Augusta Mountains. Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

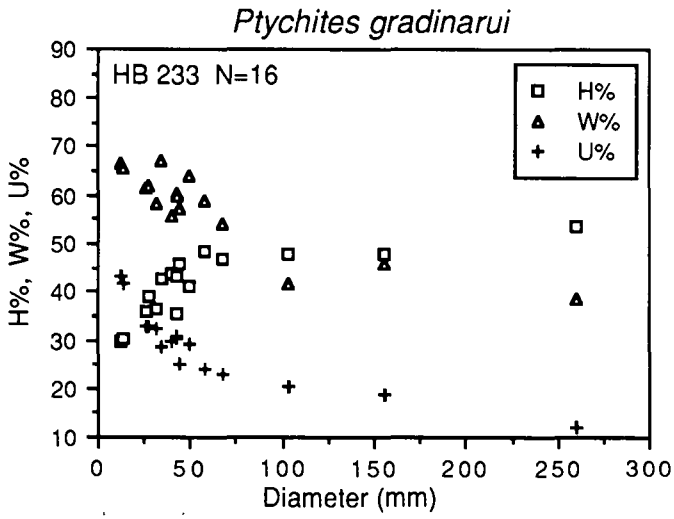
Family: Ptychitidae MOJSISOVICS 1882
Genus: *Ptychites* MOJSISOVICS 1875

Ptychites gradinarui n.sp.

(Plate 9, Figures 11–12; Plate 10, Figures 1–4; Plate 11, Figures 21–26; Text-Fig. 22)

1968 *Ptychites* cf. *P. domatus* (HAUER), SILBERLING & TOZER, p. 37.

Description: Ontogenetic transformations of the geometry that are essential to the definition are illus-



Text-Fig. 21.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 16 specimens of *Ptychites gradinarui* n.sp. from locality HB 166 in the Wallacei Subzone (Shoshonensis Zone), Muller Canyon.

trated in Text-Fig. 21. Early stage widely umbilicated and depressed, smooth, with broad and low arched venter. Umbilical shoulder narrowly rounded, and umbilical wall steep, slightly convex. At D>2 cm, venter gradually changes into a semi-circular outline. Concomitantly, the umbilical wall proportionally increases in height and slopes evenly from the umbilical edge to the umbilical seam. At this stage, distant, shallow, convex and prorsiradiate constrictions encircle both flanks and venter. These are only visible on the internal mold. At D>3 cm, whorl section rapidly changes into a low, subtriangular shape with convex flanks converging toward the rounded venter. Irregular convex folds develop at this stage. Their strength is greater on innermost flanks, and they completely fade before reaching the venter. Shallow constrictions and weak folds may occur simultaneously up to 7 cm in diameter. Then constrictions disappear and only nearly straight, blunt radial folds subsist to about 20 cm in diameter. Whorl height considerably increases while the funnel-shaped umbilicus remains comparatively narrow. The full grown holotype shows that the now discoidal phragmocone ends at an estimated diameter of about 29 cm. The mature body chamber is smooth, without folds, and markedly egressive. The partially preserved ultimate part of the umbilical wall indicates that umbilical width is of about 8 cm at this latest stage.

The suture line is subject to considerable transformations until it reaches maturity. The most conspicuous change is shown by the external saddle. It is initially very small and slender, nearly degenerated, but enlarged into a prominent shape at mature stage. However, it remains typically smaller that the first lateral saddle. The second and third lateral saddle are bifid, the internal part of the third one being placed at the umbilical shoulder.

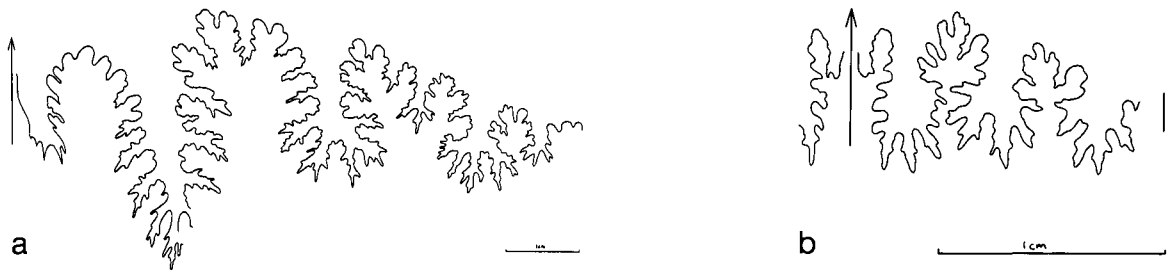
Discussion: Among the wealth of the species assigned to *Ptychites*, *P. gradinarui* n.sp. shows patent affinities with the *Ptychites megalodisci* group of DIENER. The compressed, discoidal mature shape of *P. gradinarui* resembles that of *Pt. barclayi* (see DIENER, 1913, Pl. 9, Figs. 1–2), but such a shape is acquired at smaller diameter by *Pt. barclayi* than by *P. gradinarui*. *Ptychites sahadeva* (see DIENER, 1895, Pl. 25, Fig. 1–2) appears as the closest Himalayan ally of *P. gradinarui*, with regard to both shell shape, ornamentation and suture line, but differs in lacking constrictions at immature stages. *Ptychites gradinarui* differs from *P. wrighti* (see MCLEARN, 1969, Pl. 10, Fig. 1) in being less inflated at comparable size, and by presence of shallow constrictions.

Older representatives of *Ptychites* that occur in the Taylori Zone (i.e. *Ptychites* sp. A and *Ptychites* sp. B, see BUCHER 1988, Fig. 2) are distinctly regarded as members of the *P. rugifer* group of DIENER.

Etymology: Species named for E. GRADINARU, University of Bucarest.

Figured specimens: Holotype USNM 448264, paratypes USNM 448262, USNM 448265 to 448267, plesiotype USNM 448263.

Occurrence: Loc. HB 37 (1), Congress Canyon, northern Humboldt Range. Loc. HB 112 (4), 155 (4), southern Tobin Range. Loc. HB 191 (2), 192 (1), 231 (1), 233 (18), Muller Canyon; one single specimen (USNM 448279) from talus block, Favret Canyon, Augusta Mountains. USGS Mesozoic locality M2314 (?), Wildhorse Mine, New Pass Range. Wallacei and Fergusoni Subzones, Shoshonensis Zone, middle Anisian.



Text-Fig. 22.
Ptychites gradinarui n.sp.
a) Suture line (×1) at an estimated height of about 80 mm.
Plesiotype USNM 448279 (specimen not figured).
Specimen collected from float originating from strata in the Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone; Favret Canyon, Augusta Mountains.
b) Suture line (×3) at H = 12 mm.
Paratype USNM 448279 (specimen not figured).
Loc. HB 233, Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone; Muller Canyon, Augusta Mountains.

Ptychites densistriatus n.sp.

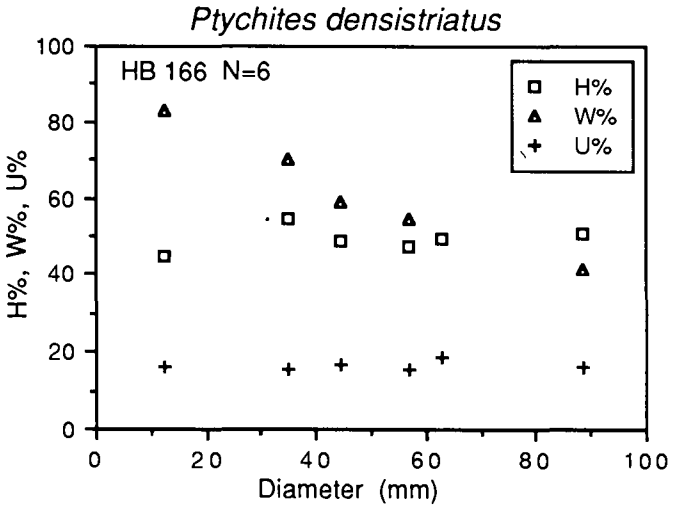
(Plate 9, Figures 1–10)

Description: Outer shell permanently smooth, with dense, regularly spaced, thick radial striae. Striae also visible on internal mold. Inner whorls involute, subglobose, with evenly rounded venter and flanks. Umbilical margin abruptly rounded, with high and steep umbilical wall. Outer whorl involute, ovoid, with flanks grading into the semi-circular venter. Umbilical edge more gently rounded, and umbilical wall less steep. Mature body chamber shows further increase in whorl height and is more laterally compressed. At the end of the body chamber, the internal mold bears a wide and shallow apertural collar. The largest, complete, and mature specimen has an estimated diameter of about 90 mm. H %, W %, and U % plotted on Text-Fig. 23.

Suture line not known.

Discussion: *Ptychites densistriatus* n.sp. differs from both *megalodisci* and *rugifer* groups of DIENER by its globose inner whorls, permanent sub-circular venter and narrow umbilicus, and lack of lateral folds. Whorl shape of immature stages compares with that of *P. drona* (see DIENER, 1895, Pl. 16, Fig. 3). Although the adult morphology of *P. drona* DIENER is not known, it differs only by having less closely spaced radial striae on inner whorls.

Etymology: Species name refers to the striate outer shells.



Text-Fig. 23.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 6 specimens of *Ptychites densistriatus* n.sp. from USGS Mesozoic locality HB 166 in the Rieberi Subzone (Shoshonensis Zone), Favret Canyon.

Figured specimens: Holotype USNM 448261, paratypes 448259 and 448260, plesiotype USNM 448258.

Occurrence: Loc. HB 161 (1), 166 (8), 167 (4), 168 (2), Favret Canyon, Augusta Mountains. Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Superfamily: Nathorstitaceae SPATH 1951
Family: Proteusitidae SPATH 1951
Genus: *Proteusites* HAUER 1887

Proteusites fergusoni n.sp.

(Plate 11, Figures 4–14; Text-Fig. 25)

1968 [part] *Proteusites* cf. *P. kellneri* HAUER, SILBERLING & TOZER, p. 37.

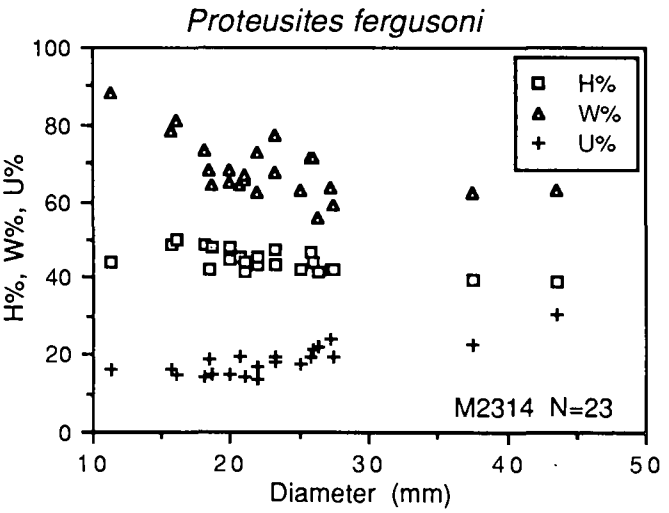
Description: Innermost whorls (D<1.5 cm) globose and depressed, moderately evolute. Shell smooth, with radial to slightly prorsiradiate, distant, thick striae. Three or four shallow constrictions to a whorl are visible on internal mold only. At 1.5<D<3 cm, the shell shape gradually becomes ovoid and more compressed. Ribbing then develops into blunt, prorsiradiate, somewhat convex fold-like ribs which cross the venter. Early in that stage, constrictions combine with ribs and lose their individuality. Ribs gradually get thinner, more prorsiradiate and bundled. Gradual increase in umbilical width occurs simultaneously with this change in ornamentation. With transition to the mature body chamber, coiling becomes excentric, umbilical wall changes into a flared, concave slope, and the whorl section is slightly retracted. The former thin ribs merge into wavy folds that rise from narrow umbilical tubercles. H %, W %, and U % plotted on Text-Figure 24.

Suture line ceratitic, with short and rounded saddles. Lobe finely crenellated, with second lateral lobe broader and somewhat deeper than the first lateral lobe.

Discussion: *P. fergusoni* n.sp. differs from *P. kellneri* HAUER and other congeneric species described by HAUER (1887, 1892, 1896) and SALOPEK (1911) from the Han Bulog limestone by its prorsiradiate ribbing, as well as by its first tighter and then eccentric coiling. *P. fergusoni* more closely resembles *P. indicus* (see DIENER, 1913) in whorl proportions and style of ribbing, but is distinguished by its prorsiradiate ribbing again.

Etymology: Species named in honour vof H.G. FERGUSON.

Figured specimens: Holotype USNM 448271, paratypes USNM 448269 and 448270, USNM 448272.



Text-Fig. 24.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 23 specimens of *Proteusites fergusoni* n.sp. from locality M2314 in the Fergusoni Subzone (Shoshonensis Zone), Wildhorse Mine.

Text-Fig. 25.
Suture line (×3) of *Proteusites fergusoni* n.sp. at H = 14 mm.
Holotype USNM 448271.

Occurrence: USGS Mesozoic locality M2314 (19), Wildhorse Mine, New Pass Range. Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Proteusites weitschati n.sp.

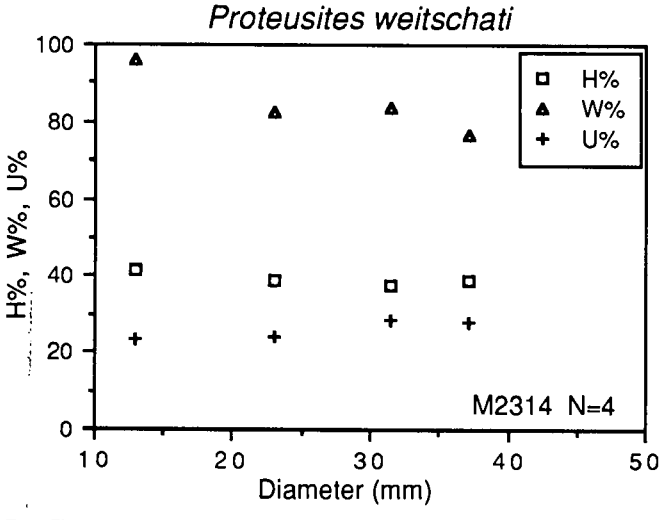
(Plate 41, Figures 1–3; Text-Fig. 27)

1968 [part] *Proteusites* cf. *P. kellneri* HAUER, SILBERLING & TOZER, p. 37.

Description: Cadicone *Proteusites*, with widely spaced, strongly prorsiradiate bullae at umbilical edge; outer shell otherwise smooth. Growth striae follow a convex path from umbilical bullae to siphonal line. The last half whorl of the holotype corresponds to the incomplete body chamber. Submature stage shows that bullae enlarge and get approximated, thus giving rise to wavy folds that cross the venter. Coiling concentric, at least until submature stage. H %, W %, and U % plotted on Text-Fig. 26.
Suture line with evenly rounded saddles, the first lateral saddle having a slightly phylloid outline.

Discussion: Distinguished from *P. fergusoni* n.sp. and other congeneric species by its cadicone shape and smooth immature stages; also in having strongly inflated umbilical bullae at submature stage.

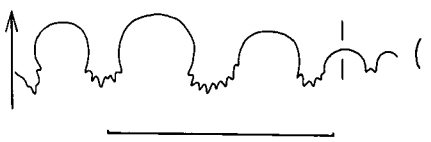
Etymology: Species named for W. WEITSCHAT of the University of Hamburg.



Text-Fig. 26.
Scatter diagram of H%, W%, and U% against corresponding diameter for 4 specimens of *Proteusites weitschati* n.sp. from USGS Mesozoic locality M2314 in the Fergusoni Subzone (Shoshonensis Zone), Wildhorse Mine.

Figured specimen: Holotype USNM 448268.

Occurrence: USGS Mesozoic locality M2314 (3), Wildhorse Mine, New Pass Range. Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.



Text-Fig. 27.
Suture line (×3) of *Proteusites weitschati* n.sp. at H = 11 mm.
Holotype USNM 448268.

Superfamily: Arcestaceae MOJSISOVICS 1875
Family: Arcestidae MOJSISOVICS 1875
Genus: *Proarcestes* MOJSISOVICS 1893

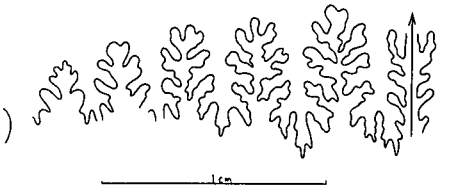
Proarcestes cf. *P. bramantei* (MOJSISOVICS)

(Plate 11, Figures 15–20; Text-Fig. 28)

1968 *Proarcestes* cf. *P. bramantei* (MOJSISOVICS), SILBERLING & TOZER, p. 37.

Description: Varices irregularly distributed, with a maximum of four to a whorl. Varices less sinuous but deeper on inner whorls than on outer whorls. Umbilicus narrow but permanently open. Inner whorl globose, somewhat more depressed than outer whorls. At D = 30 mm, 70 % < W < 80 %.
Suture line with very elongated external saddle, nearly as high as the symmetric first lateral saddle.

Discussion: Distinction at the species level is seriously complicated by the profusion of available names assigned to *Proarcestes*. This stratigraphically earliest representative of *Proarcestes* in the Fossil Hill sequence has nevertheless important biochronologic implications, because it occurs in the latest subdivision of the Shoshonensis Zone. Its suture line chiefly differs from that of the stratigraphically higher *P.* cf. *P. balfouri* and *P. gabbi* (MEEK) in having a more elongated external saddle and a symmetric first lateral saddle (see SILBERLING & NICHOLS, 1982, Figs. 42,43). Comparison with *P. bramantei* (MOJSISOVICS), as first suggested by SILBERLING & TOZER (1968), is also in accordance with the Binodosus Zone age assignment by MOJSISOVICS (1882, p. 316).



Text-Fig. 28.
Suture line (×3) of *Proarcestes* cf. *P. bramantei* (MOJSISOVICS) at D = 28 mm.
Plesiotype USNM 452800 (specimen not figured).
USGS Mesozoic loc. M2314, Fergusoni Subzone, (Shoshonensis Zone); Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figured specimens: Plesiotypes USNM 448273 and 448274.

Occurrence: USGS Mesozoic locality M2314 (9), Wildhorse Mine, New Pass Range. Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone, middle Anisian.

Acknowledgements

E.T. TOZER, N.J. SILBERLING, F. TATZREITER, and J. GUEX provided valuable information and reviewed the manuscript. H. RIEBER lent comparative collections from northern Italy. Photographic illustrations were prepared by J.C. VIELLEFOND.

References

ARTHABER, G.v. (1896a): Die Cephalopenfauna der Reiflinger Kalke, I. Abt. – Beitr. Paläont. (Geol.) Österr.-Ungarn u. Orient, **10**, 1–112, Leipzig.

ARTHABER, G.v. (1896b): Die Cephalopenfauna der Reiflinger Kalke, II. Abt. – Beitr. Paläont. (Geol.) Österr.-Ungarn u. Orient, **10**, 192–242, Leipzig.

ARTHABER, G.v. (1912): Ueber die Horizontierung der Fossilfunde am Monte Cucco (italienische Carnia) und über die systematische Stellung von *Cuccoceras* Dien. – Jb. Geol. B.-A., **62**, 333–358, Wien.

ARTHABER, G.v. (1915): Die Trias von Bithynien (Anatolien). – Beitr. Paläont. (Geol.) Österr.-Ungarn u. Orient, **27**, 85–206, Leipzig.

ASSERETO, R. (1963): II Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici); IV. Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.), **85**/3–4, 715–736, Milano.

ASSERETO, R. (1969): Sul significato stratigrafico della „Zona ad Avisianus" del Trias medio del Alpi. – Bull. Soc. Geol. Ital., **69**/1, 3–123, Roma.

ASSERETO, R. (1971): Die Binodosus Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzber. österr. Akad. Wiss. Math. Kl., **178**, 25–53, Wien.

ASSERETO, R. (1972): Notes on the Anisian biostratigraphy of the Gebze area (Kocaeli Peninsula, Turkey). – Z. dtsch. geol. Ges., **123**/2, 435–444, Stuttgart.

ASSMANN, P. (1926): Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. – Jb. preuss. geol. Landesanst., **46**, 504–527, Berlin.

ASSMANN, P. (1937): Revision der Fauna der Wirbellosen der oberschlesischen Trias. – Abh. preuss. geol. Landesanst., **170**, 504–527, Berlin.

BANDO, Y. (1964): The Triassic stratigraphy and ammonite fauna of Japan. – Sci. Rep. Tohoku Univ., Sendai, 2nd. ser. **36**, 1–137.

BANDO (1967): Study on the Triassic ammonoids and stratigraphy of Japan. – Sci. Rep. Tohoku Univ., 2nd ser., **36**, 1–137, Sendai.

BUCHER, H. (1988): A new Middle Anisian (Middle Triassic) ammonoid zone from northwestern Nevada (USA). – Eclogae geol. Helv., **81**/3, 723–762, Basel.

BUCHER, H. (in press): Ammonoids of the Hyatti Zone and the Anisian trangression in the Triassic Star Peak Group, northwestern Nevada, USA. – Paleontographica.

BUCHER, H. & GUEX, J.: Rhythmes de croissance chez les ammonoïdés triasiques. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat., **80**/2, 191–209, Lausanne.

BURKE, D.B. (1973): Reinterpretation of the "Tobin thrust": Pre-Tertiary geology of the southern Tobin Range, Pershing County, Nevada. – Ph. D. Diss. Stanford, Calif. Stanford Univ.

DIENER, C. (1895): The Cephalopoda of the Muschelkalk. – Paleontologia indica (15), **2**/2, 1–118, Calcutta.

DIENER, C. (1907): The fauna of the Himalayan Muschelkalk. – Paleontologia indica (15), **5**/2, 1–140, Calcutta.

DIENER, C. (1913): Triassic faunae of Kashmir. – Paleontologia indica [n.s.], **5**/1, 1–133, Calcutta.

FANTINI-SESTINI, N. (1988): Anisian ammonites from Gebze area (Kokaeli Peninsula, Turkey). – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.), **94**/1, 35–80, Milano.

GAETANI, M. (1969): Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). – Riv. ital. Paleont., **75**/3, 469–546, Milano.

GU, Q.G., HE, G.X. & WANG, Y.G. (1980): Discovery of the late Anisian Paraceratites trinodosus fauna (Ammonoidea) from Doilungdeqen, Tibet and its significance. – Acta Pal. Sinica, **19**/5, 333–356.

GUO, F.X. (1983): Several Ammonites and gastropods from Yunnan. – Prof. Pap. Stratigr. Paleont., **11**, 99–110, (Beijing).

HAUER, F.R. (1887): Die Cephalopoden des bosnischen Muschelkalkes von Han Bulog bei Sarajevo. – Denkschr. kais. Akad. Wiss. Wien, Math. Kl., **54**, 1–50, Wien.

HAUER, F.R. (1892): Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien: I. neue Funde aus dem Muschelkalk von Han Bulog bei Sarajevo. – Denkschr. kais. Akad. Wiss. Wien, Math. Kl., **59**, 251–296, Wien.

HAUER, F.R. (1896): Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus der Trias von Bosnien: II. Nautilen und Ammoniten mit ceratitischen Loben aus dem Muschelkalk von Haliluci bei Sarajevo. – Denkschr. kais. Akad. Wiss. Wien, Math. Kl., **63**, 237–276, Wien.

HE, G.X., WANG, Y.G. & CHEN, G.L. (1986): Early and Middle Triassic of Mt. Burhan Budai, Central Qinghai. – In: Carboniferous and Triassic strata and fossils from the southern slope of Mt. Burhan Budai, Qinghai (171–274). – Nanking (in Chinese).

HYATT, A. & SMITH, J.P. (1905): The Triassic Cephalopod genera of America. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv., **40**, Washington.

KITTL, E. (1903): Geologie der Umgebung von Sarajevo. – Jb. k.k. geol. R.-A., **53**/4, 51548, Wien.

KOVÁCS, S., NICORA, A., SZABÓ, I. & BALINI, M. (1990): Conodont biostratigraphy of Anisian/Ladinian boundary sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the southern Alps. – Courier Forsch.-Inst. Seckenberg, **118**, 171–195, Frankfurt.

KRYSTYN, L. (1983): Das Epidaurus-Profil (Griechenland) – ein Beitrag zur Conodonten-Standardzonierung des tethyalen Ladin und Unterkarn. – In: ZAPFE, H. (Ed.): Neue Beiträge zur Biostratigraphie der Tethys-Trias. – Schrift. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **5**, 231–258, Wien.

KRYSTYN, L. & MARIOLAKOS, I. (1975): Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter-Kalk-Scholle von Epidauros (Griechenland). – Sitzungsber. math. naturwis. Kl., Abt. 1, **184**, p. 181–195, Wien.

KUMMEL, B. (1960): Triassic ammonoids from Thailand. – J. Paleont., **34**/4, 682–694, Tulsa.

MCLEARN, F.H. (1969): Middle Triassic (Anisian) ammonoids from Northeastern British Columbia and Ellesmere Island. – Bull. geol. Surv. Canada, **170**, Ottawa.

MIDDLEMISS, C.S. (1910): A revision of the Silurian-Trias sequence in Kashmir. – Rec. geol. Surv. India, **40**/3, 206–260, Calcutta.

MOJSISOVICS, E.v. (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abh. k.k. geol. Reichanst., **10**, Wien.

NICHOLS, K.M. & SILBERLING, N.J. (1977): Stratigraphy and depositional history of the Star Peak Group (Triassic), northwestern Nevada. – Spec. Pap. geol. Soc. Amer., **178**, Boulder.

NOETLING, F. (1905): Die asiatische Trias. – In: FRECH, F. (Ed.): Lethaea geogn. II Teil: Mesozoicum, Bd. 1: Trias (107–221). – Schweizerbart, Stuttgart.

PATRULIUS, D. (1967): Le trias des Carpates orientales de Roumanie. – Geol. Zb., **18**/2, 233–255, Bratislava.

RAKUS, M. (1986): Ammonites in basal parts of the Reifling limestones in Choc nappe on southern slopes of Nizke Tatry Mts. – Geol. Zb., **37**/1, 75–89, Bratislava.

RASSMUSS, H. (1915): Alpine Cephalopoden im niederschlesischen Muschelkalk. – Jhb. kön. preuss. Geol. Landesanst., **34**/2, 238–306, Berlin.

RENZ, C. (1910): Die mesozoischen Faunen Griechenlands. I. Teil: Die triadischen Faunen der Argolis. – Paleontographica, **58**, 1–104, Stuttgart.
RENZ, C. (1931): Die Bulogkalke der Insel Hydra (Ostpeloponnes). – Eclog. geol. Helv., **24**/1, 53–60, Basel.
RIEBER, H. (1973): Cephalopoden aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio (Kanton Tessin, Schweiz). – Schweiz. paläont. Abh., **93**, Basel.
RIEDEL, A. (1949): I cephalopodi Anisici delle Alpi meridionali ed il loro significato stratigrafico. – Mem. Ist. geol. Univ. Padova, **16**, Padova.

SALOPEK, M. (1911): Ueber die Cephalopodenfaunen der mittleren Trias von Süddalmatien und Montenegro. – Abh. k.k. geol. Reichanst., **16**/3, 1–44, Wien.
SILBERLING, N.J. (1962): Stratigraphic distribution of Middle Triassic ammonites at Fossil Hill, Humboldt Range, Nevada. – J. Paleont., **35**, 535–542, Tulsa.
SILBERLING, N.J. & NICHOLS, K.M. (1982): Middle Triassic Molluscan Fossils of biostratigraphic significance from the Humboldt Range, northwestern Nevada. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv., **1207**, Washington.
SILBERLING, N.J. & TOZER, E.T. (1968): Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. – Spec. Pap. geol. Soc. Amer., **110**, 63 p.
SILBERLING, N.J. & WALLACE, R.E. (1969): Stratigraphy of the Star Peak Group (Triassic) and overlying Lower Mesozoic rocks, Humboldt Range, Nevada. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv., **592**, Washington.
SMITH, J.P. (1914): The Middle Triassic marine invertebrate faunas of North America. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv., **83**, Washington.
SPATH, L.F. (1934): Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History), pt. 4, The Ammonoids of the Trias. – London.
SPATH, L.F. (1951): Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History), pt. 5, The Ammonoids of the Trias (II). – London.
SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). – Ann. Naturhistor. Mus. Wien, **76**, 515–538, Wien.

TATZREITER, F. & VÖRÖS, A. (1991): Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitenfaunen von Großreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszòfö (Balaton-Gebiet). – In: LOBITZER, H. & CZÁSZÁR, G. (Red.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich – Ungarn, I. Band, 247–259, Wien.
TOULA, F. (1896): Eine Muschelkalkfauna am Golfe von Ismid in Kleinasien. – Beitr. Paläont. (Geol.) Österr. – Ungarn u. Orient, **10**/3, 153–191, Wien – Leipzig.
TOZER, E.T. (1965): Latest Lower Triassic ammonoids from Ellesmere Island and northeastern British Columbia. – Bull. geol. Surv. Canada, **123**, Ottawa.
TOZER, E.T. (1967): A standard for Triassic time. – Bull. geol. Surv. Canada, **156**, Ottawa.
TOZER, E.T. (1971): Triassic time and ammonoids – Problems and proposals. – Canad. J. Earth Sci., **8**/8, 989–1031, Ottawa.
TOZER, E.T. (1972): Triassic ammonoids and Daonella from the Nakhlak Group, Anarak region, Central Iran. – Rep. geol. Surv. Iran, **28**, 29–69, Teheran.
TOZER, E.T. (1974): Definitions and limits of Triassic stages and substages: suggestions prompted by comparisons between North America and the Alpine-mediterranean region. – In: ZAPFE, H. (Ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias. – Schriftenr. Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss., **2**, 195–206, Wien.
TOZER, E.T. (1981a): Triassic Ammonoidea: classification, evolution and relationship with Permian and Jurassic forms. – In: HOUSE, M.R. & SENIOR, J.R. (Eds.): The Ammonoidea. – Spec. Vol. System. Assoc., **18**, 65–100, London.
TOZER, E.T. (1981b): Triassic Ammonoidea: geographic and stratigraphic distribution. – In: HOUSE, M.R. & SENIOR, J.R. (Eds.): The Ammonoidea. – Spec. Vol. System. Assoc., **18**, 397–331, London.
TOZER, E.T. (1982): Marine Triassic faunas of North America: Their significance for assessing plate and terrane movements. – Geol. Rdsch., **71**/3, 1077–1104, Stuttgart.

ULRICHS, M. & MUNDLOS, R. (1985): Immigration of cephalopods into the Germanic Muschelkalk Basin and its influence on their suture line. – Lectures notes Earth Sci., **1**, 221–236, Berlin.

VÖRÖS, A. (1987): Preliminary results from the Aszófö section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme. – Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica, **13**, 53–64, Budapest.
VU KHUC (1984): Triassic ammonoids in Vietnam. – Inst. Geol. min. res., Hanoi.

WANG, Y.G. (1978): Latest early Triassic ammonoids of Ziyun, GUizhou – with notes on the relationship between Early and Middle Triassic ammonoids. – Acta paleont. sinica, **17**/2, 151–179 (in Chinese, English summary), Nanking.
WANG, Y.G. (1985): Remarks on the Scythian-Anisian boundary. – Riv. ital. Paleont. (Stratigr.), **90**/4, 515–544, Milano.
WANG, Y.G. & HE, G.X. (1980): Triassic ammonoid sequence of China. – Riv. Ital. Paleont., **85**/3–4, 1207–1220, Milano.
WANG, Y.G. & HE, G.X. (1981): Some Triassic ammonoids from Xizang. In: Paleontology of Xizang (III). – The series of the scientific expedition to the Qinghai-Xizang plateau (Nanjing), 283–313, (in Chinese, English summary).
WANG, Y.G., ZHEN, Z.G. & CHEN, G.L. (1979): Atlas of Paleontology of Qinghai – Cephalopods. – Geological Publishing House, Peking (in Chinese).

ZAKHAROV, Yu.D. (1968): Biostratigraphy and ammonoids of the Lower Triassic of southern Primorie. – Acad. Nauk. SSSR, Moscow (in Russian).
ZHAO, J.K. & WANG, Y.G. (1974): Triassic Period Ammonoids. – In: A handbook of the stratigraphy and paleontology in southwest China. – 344–351, in Chinese, Science Press (Beijing).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 11. Oktober 1991.

Plate 1

***Balatonites shoshonensis* HYATT & SMITH.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Plesiotype, USNM 448200.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Fig. 4: Plesiotype, USNM 448201.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 5– 6: Plesiotype, USNM 448202.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 7– 8: Plesiotype, USNM 448203.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 9–11: Plesiotype, USNM 448204.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 12–13: Plesiotype, USNM 448205.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 14–16: Plesiotype, USNM 448206.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 17–19: Plesiotype, USNM 448207.
Loc. HB 167, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

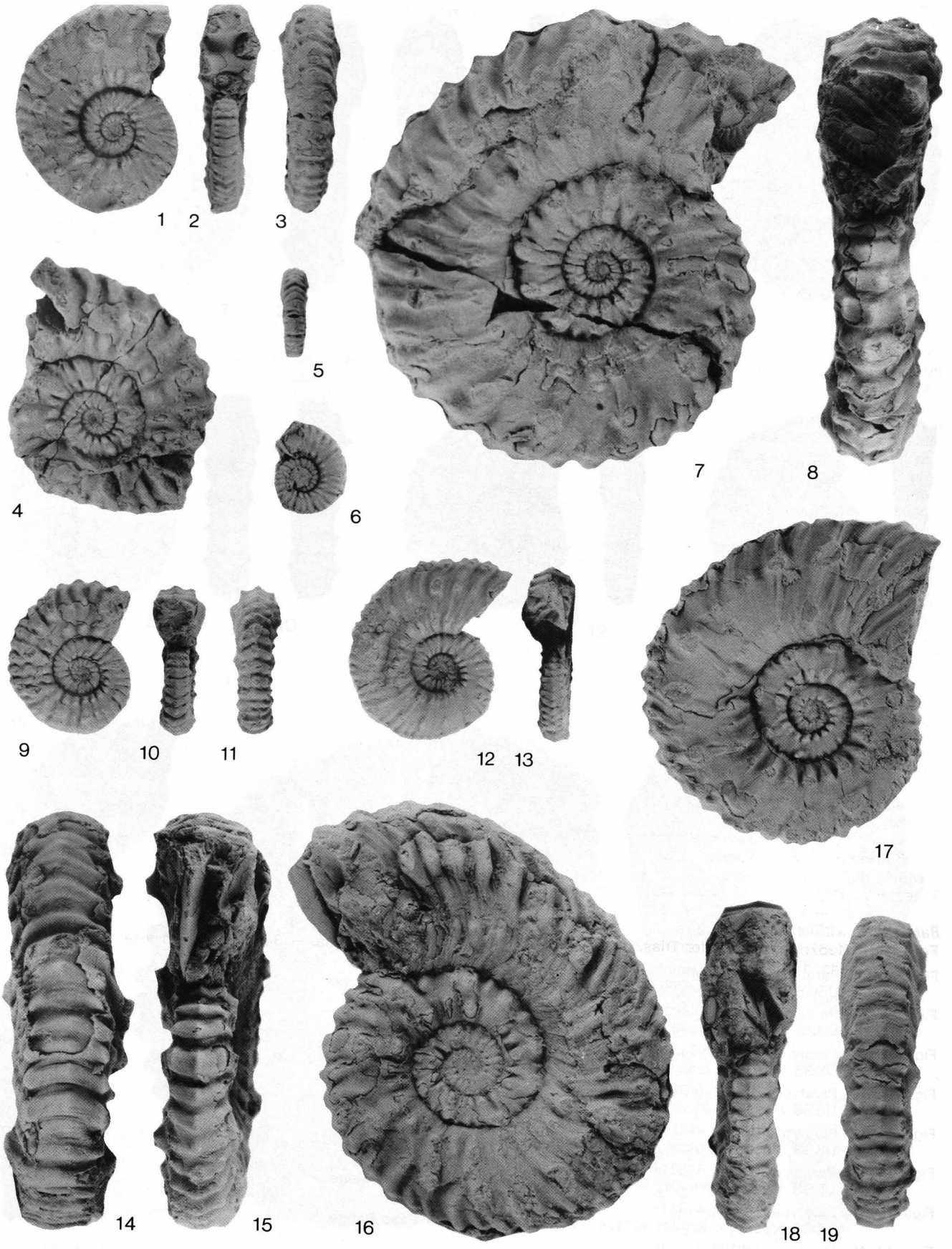

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

Plate 2

***Balatonites whitneyi* n.sp.**
Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Paratype, USNM 448209.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 4– 5: Paratype, USNM 448210.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 6– 7: Paratype, USNM 448211.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 8–10: Paratype, USNM 448212.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 11–12: Paratype, USNM 448213.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 13–14: Paratype, USNM 448214.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 15–16: Paratype, USNM 448215.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 17–19: Holotype, USNM 448216.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

All figures natural size.

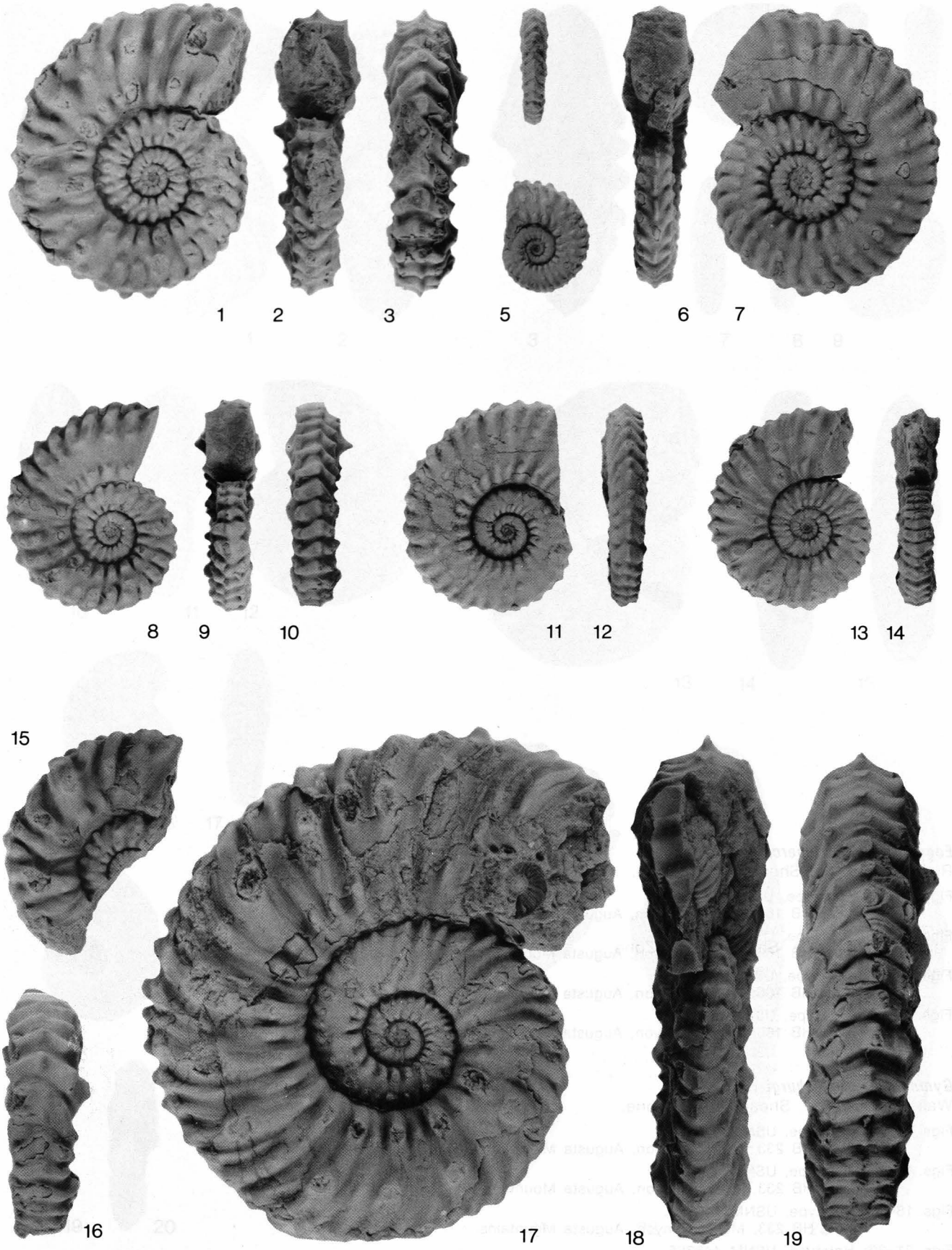

1
2
3
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

Plate 3

***Eogymnotoceras tuberculatum* n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Holotype, USNM 448217.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 4– 6: Paratype, USNM 448218.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 7– 9: Paratype, USNM 448219.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 10–12: Paratype, USNM 448220.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Gymnotoceras ginsburgi* n.sp.**
Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 13–15: Paratype, USNM 448222.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 16–17: Paratype, USNM 448223.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 18–20: Paratype, USNM 448224.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 21–23: Holotype, USNM 448225.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

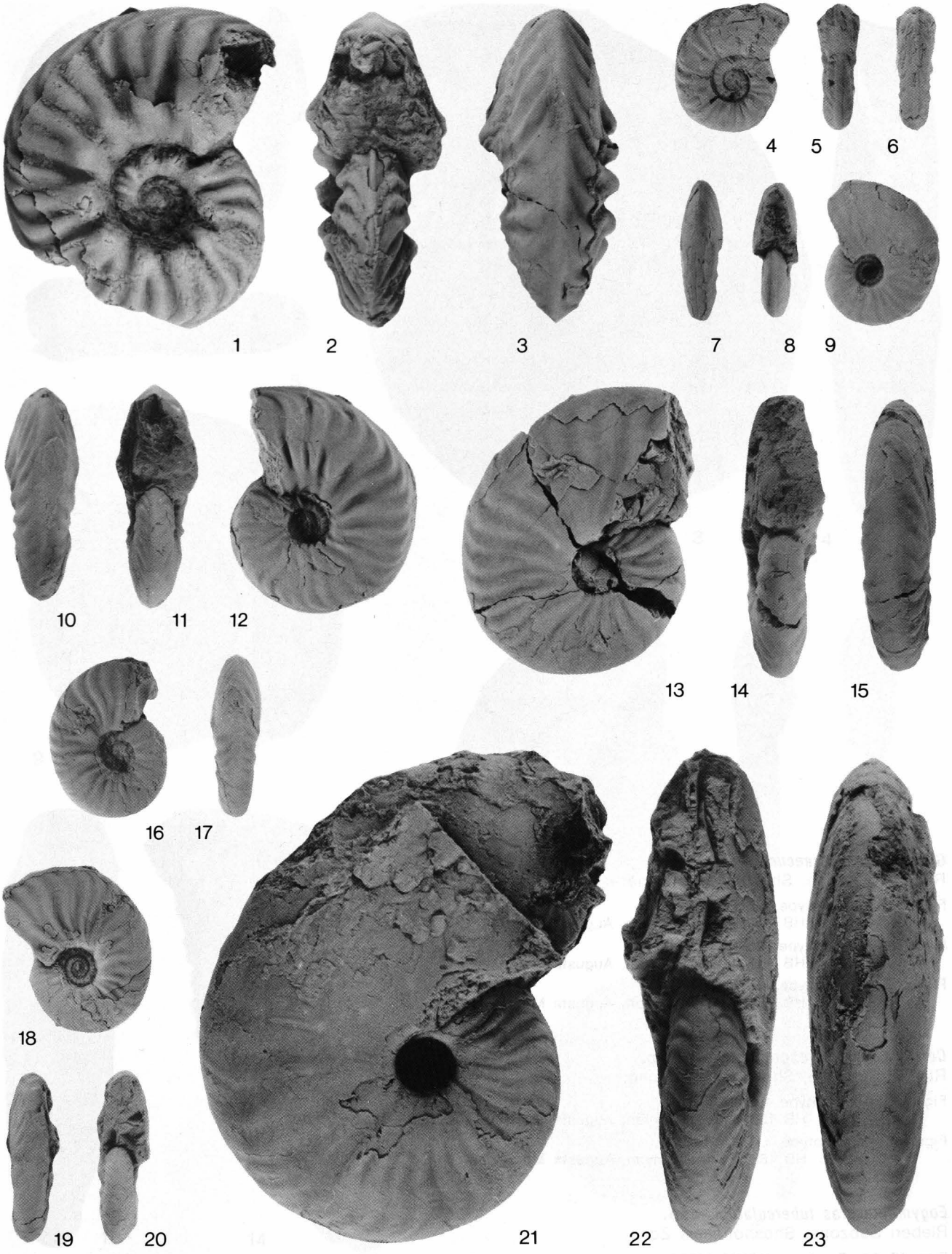

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23

Plate 4

Gymnotoceras praecursor **n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 2: Paratype, USNM 448226.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 3– 4: Holotype, USNM 448227.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 5– 7: Paratype, USNM 448228.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Constrigymnites robertsi **n.gen. n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 8– 9: Paratype, USNM 448229.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 10–12: Holotype, USNM 448230.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Eogymnotoceras tuberculatum **n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 13–14: Paratype, USNM 448221.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

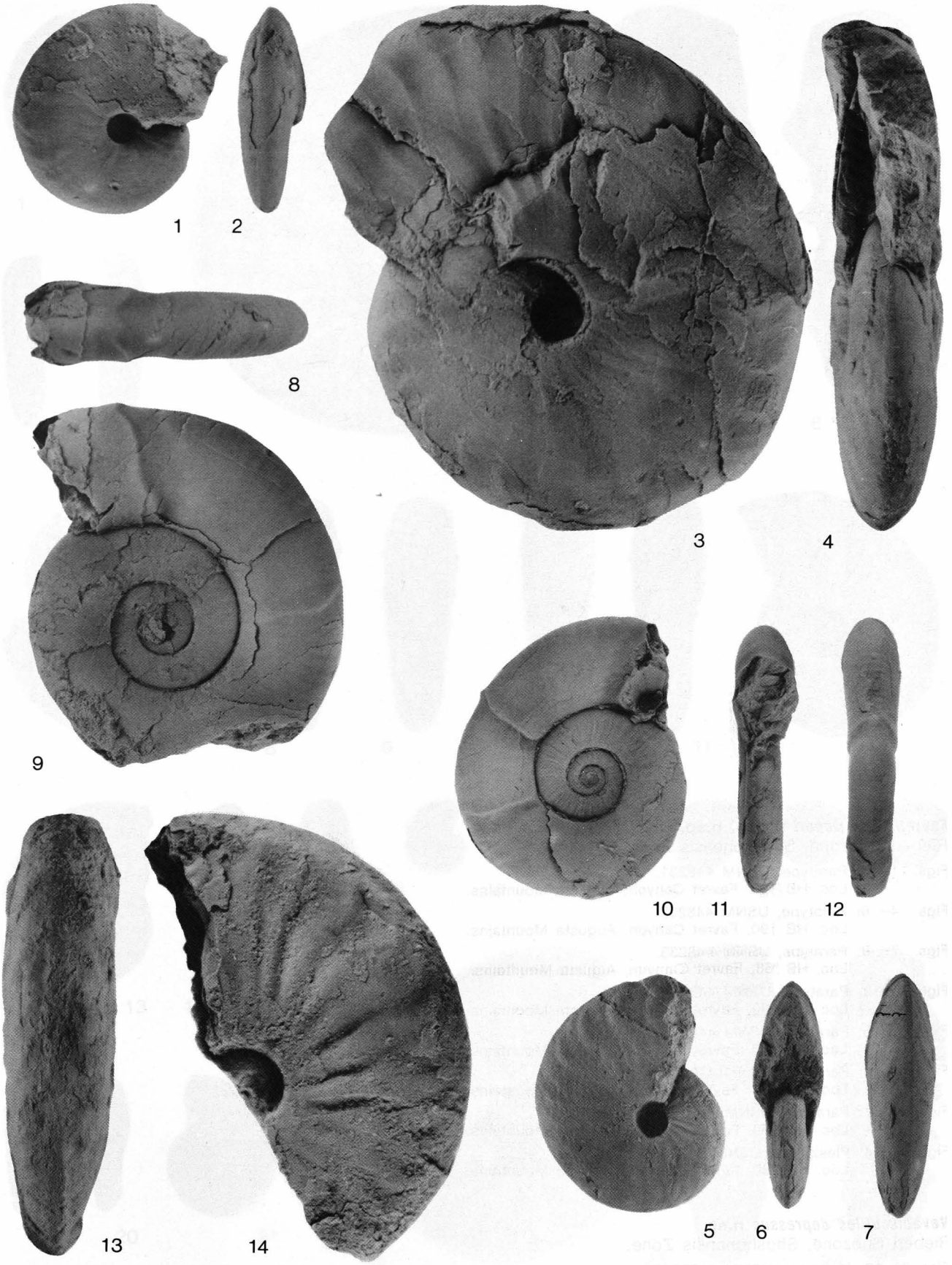

1
2
3
4
8
9
10
11
12
13
14
5
6
7

Plate 5

***Favreticeras rieberi* n.gen. n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Paratype, USNM 448231.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 4– 6: Holotype, USNM 448232.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 7– 9: Paratype, USNM 448233.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 10–12: Paratype, USNM 448234.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 13–15: Paratype, USNM 448235.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 16–18: Paratype, USNM 448236.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 19–21: Paratype, USNM 448237.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 22–24: Plesiotype, USNM 448238.
Loc. HB 230, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Nevadisculites depressus* n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 25–27: Holotype, USNM 448251.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

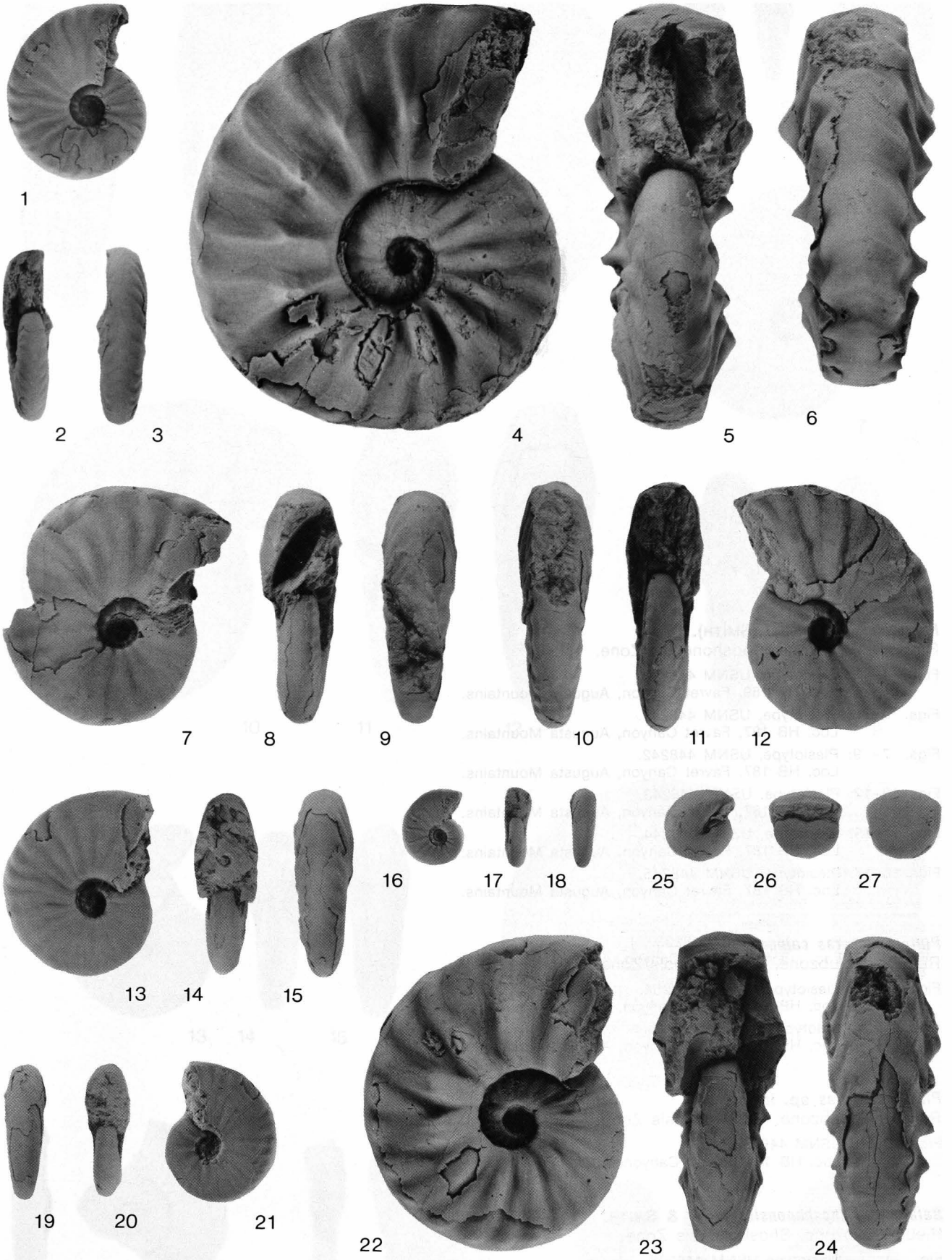

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
25
26
27
19
20
21
22
23
24

Plate 6

***Favreticeras ransomei* (SMITH).**
Ransomei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Plesiotype, USNM 448240.
Loc. HB 169, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 4– 6: Plesiotype, USNM 448241.
Loc. HB 187, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 7– 9: Plesiotype, USNM 448242.
Loc. HB 187, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 10–12: Plesiotype, USNM 448243.
Loc. HB 187, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 13–15: Plesiotype, USNM 448244.
Loc. HB 187, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 16–17: Plesiotype, USNM 448245.
Loc. HB 187, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Platycuccoceras cainense* n.sp.**
Ransomei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 18–19: Plesiotype, USNM 448254.
Loc. HB 187, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 20–21: Holotype, USNM 448255.
Loc. HB 254, Muller Canyon, Augusta Mountains.

***Platycuccoceras* sp. indet.**
Ransomei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 22–23: USNM 448256.
Loc. HB 186, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Balatonites shoshonensis* HYATT & SMITH.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Fig. 24: Plesiotype USNM 448208.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

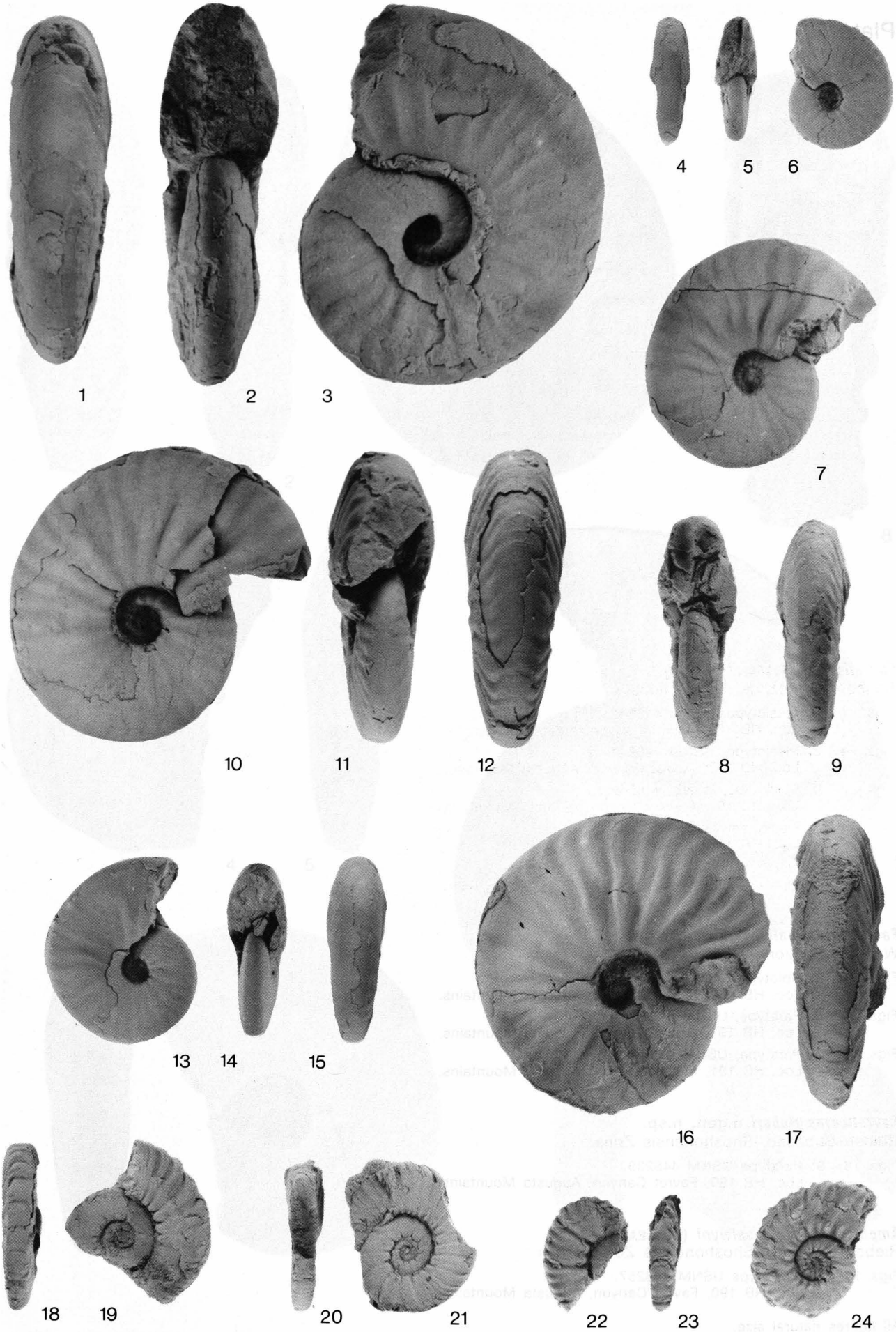

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24

Plate 7

***Favreticeras wallacei* n.gen. n.sp.**
Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Holotype, USNM 448246.
Loc. HB 191, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 4– 5: Paratype, USNM 448247.
Loc. HB 191, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 6– 7: Paratype, USNM 448248.
Loc. HB 191, Muller Canyon, Augusta Mountains.

***Favreticeras rieberi* n.gen. n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 8– 9: Paratype USNM 448239.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Amphipopanoceras selwyni* (McLEARN).**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 10–11: Plesiotype USNM 448257.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

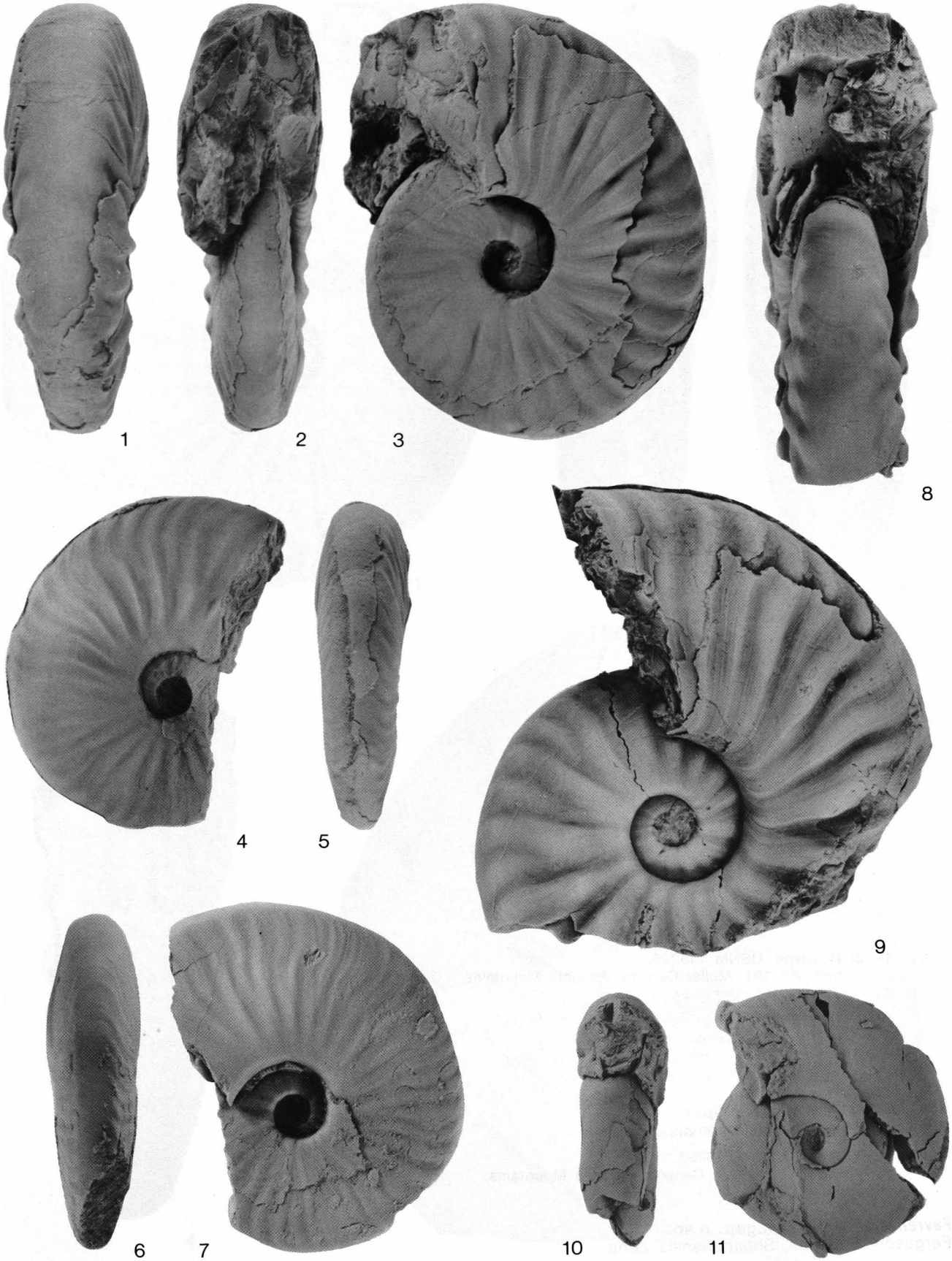

1
2
3
8
4
5
9
6
7
10
11

Plate 8

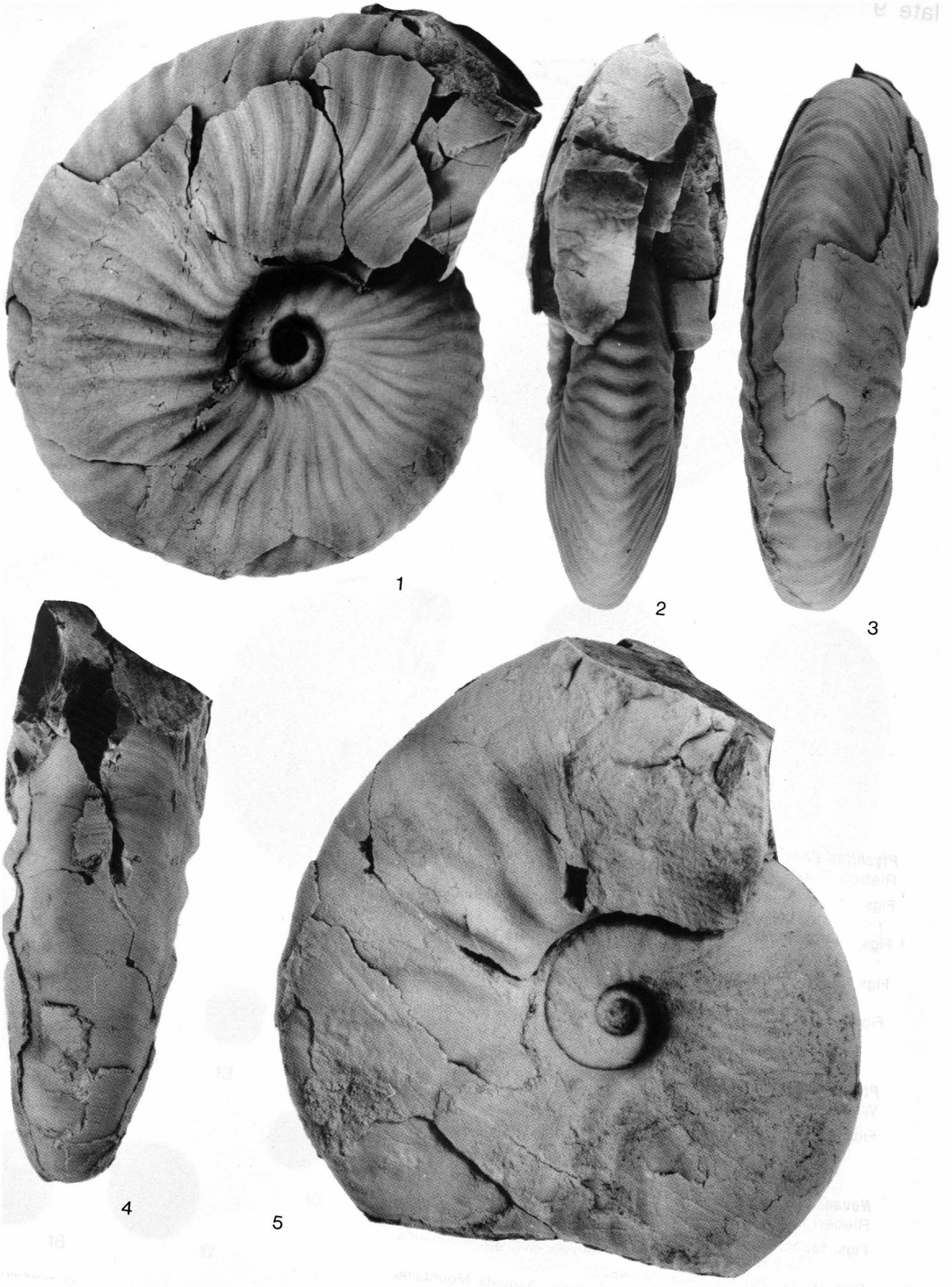
***Guexites pacificus* n.gen n.sp.**
Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1–3: Holotype, USNM 448250.
Loc. HB 171, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Favreticeras wallacei* n.gen. n.sp.**
Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 4–5: Plesiotype, USNM 448249.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

All figures natural size.



1

2

3

4

5

Plate 9

***Ptychites densistriatus* n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Plesiotype, USNM 448258.
Loc. HB 167, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 4– 5: Paratype, USNM 448259.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 6– 7: Paratype, USNM 448260.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 8–10: Holotype, USNM 448261.
Loc. HB 166, Favret Canyon, Augusta Mountains.

***Ptychites gradinarui* n.sp.**
Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 11–12: Paratype USNM 448262.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

***Nevadisculites depressus* n.sp.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 13–15: Paratype, USNM 448252.
Loc. HB 186, Favret Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 16–17: Paratype, USNM 448253.
Loc. HB 186, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.

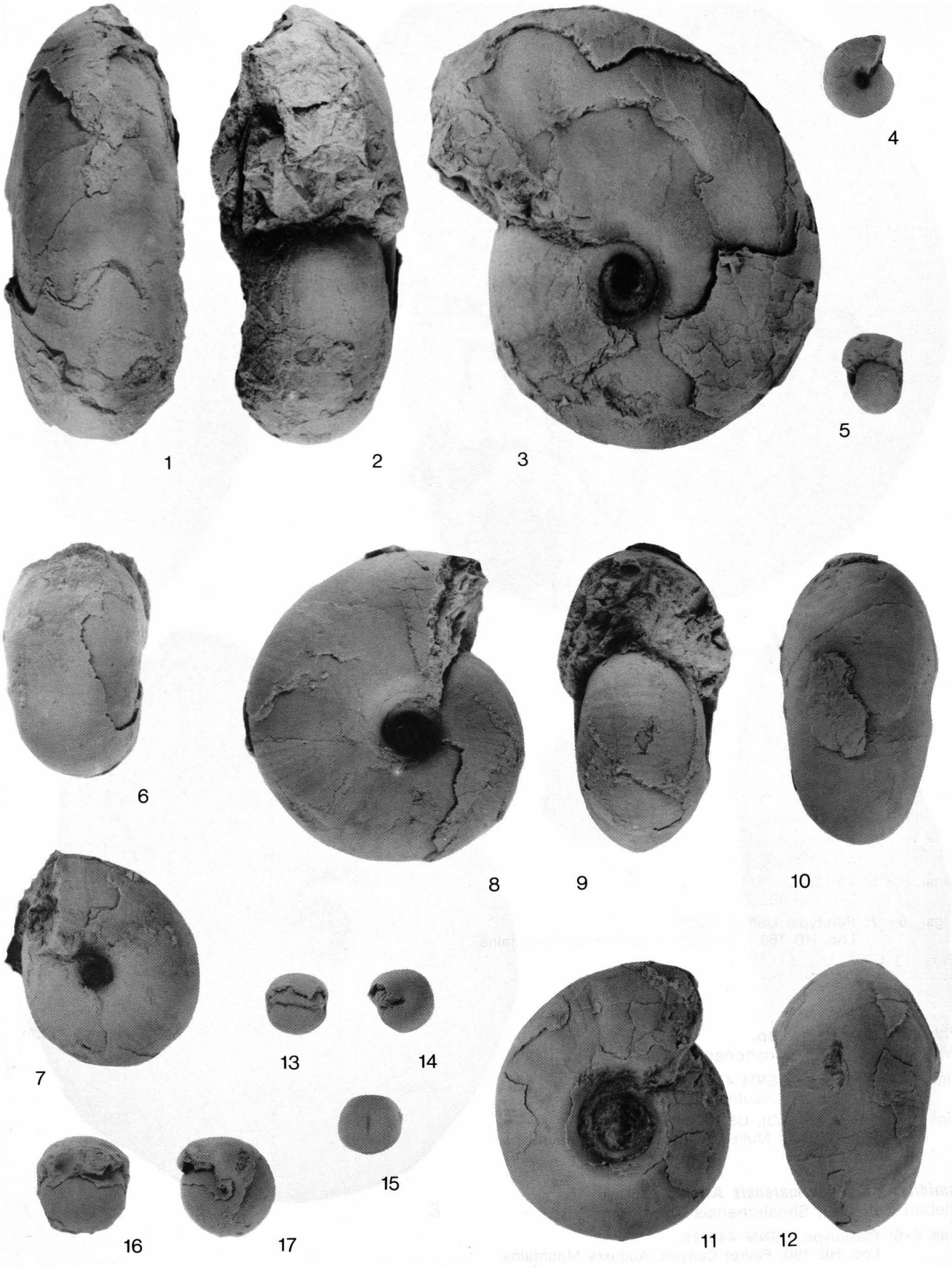

1
2
3
4
5
6
8
9
10
7
13
14
15
16
17
11
12

Plate 10

Ptychites gradinarui **n.sp.**
Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1–2: Plesiotype, USNM 448263.
Loc. HB 155, southern Tobin Range.

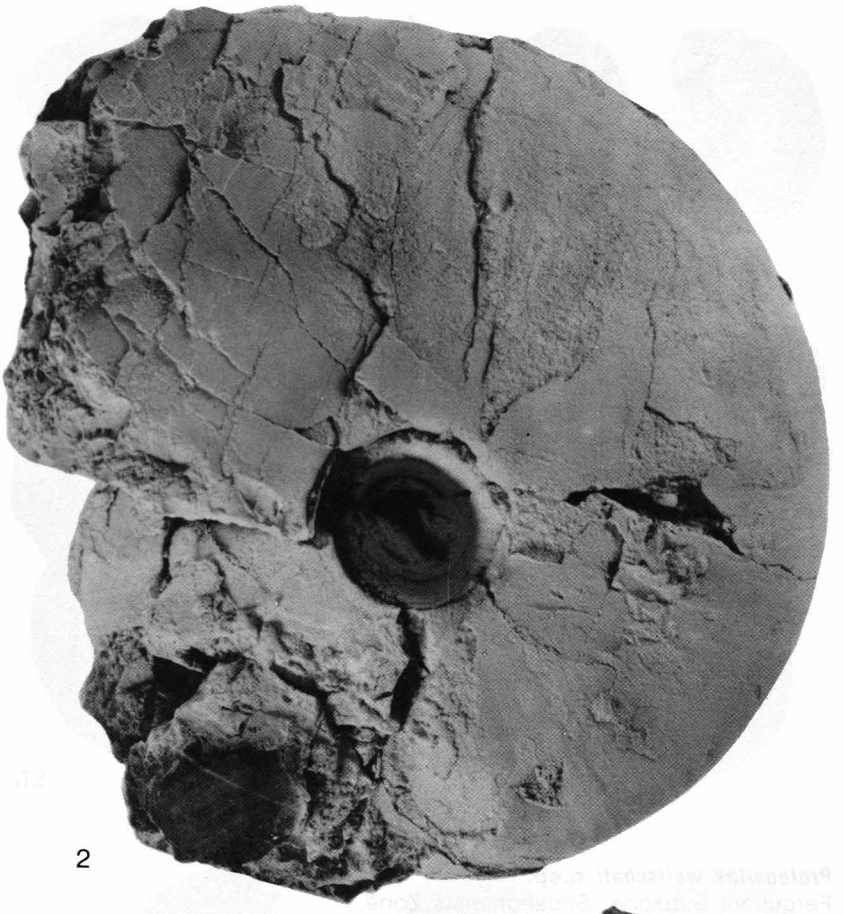
Figs. 2–4: Holotype (×1/3), USNM 448264.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Ismidites **cf.** ***I. marmarensis*** **ARTHABER.**
Rieberi Subzone, Shoshonensis Zone.

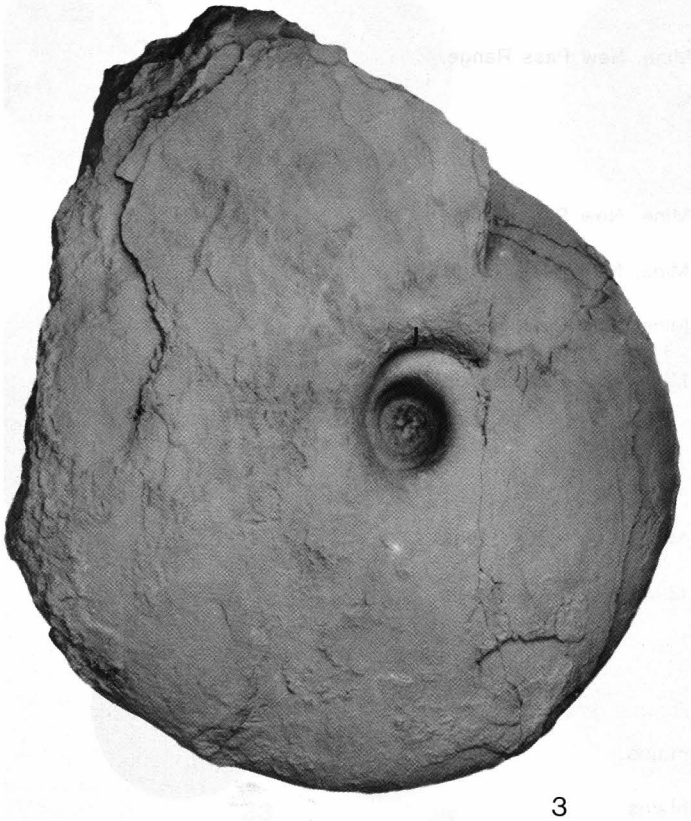
Figs. 5–6: Plesiotype, USNM 448275.
Loc. HB 190, Favret Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size unless otherwise indicated.

1



2



3

5

6

4

Plate 11

Proteusites weitschati **n.sp.**
Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 1– 3: Holotype, USNM 448268.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Proteusites fergusoni **n.sp.**
Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 4– 6: Paratype, USNM 448269.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 7– 9: Paratype, USNM 448270.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 10–12: Holotype, USNM 448271.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 13–14: Paratype, USNM 448272.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Proarcestes **cf.** ***P. bramantei*** **(MOJSISOVICS).**
Fergusoni Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 15–17: Plesiotype, USNM 448273.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

Figs. 18–20: Plesiotype, USNM 448274.
USGS Mesozoic locality M2314, Wildhorse Mine, New Pass Range.

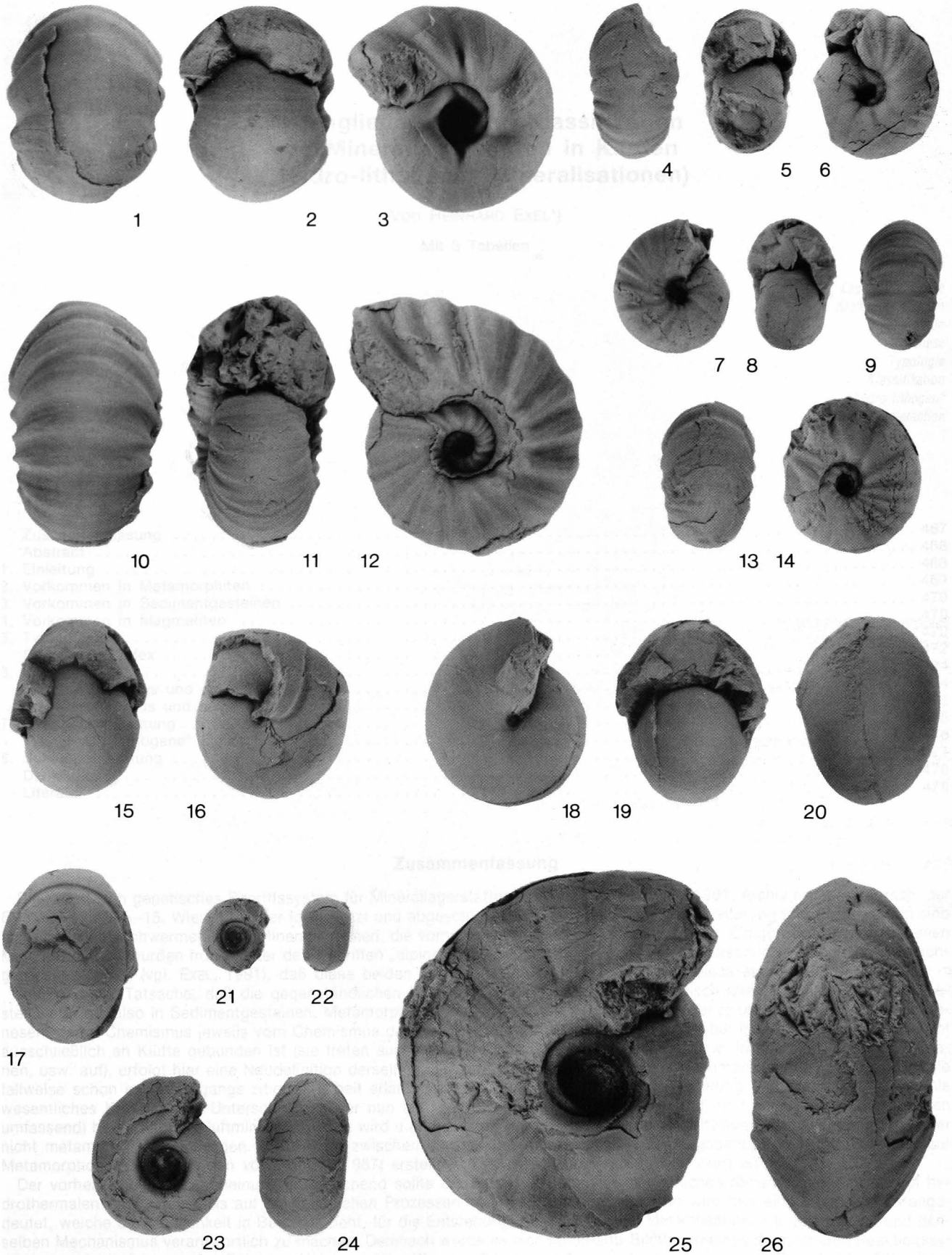
Ptychites gradinarui **n.sp.**
Wallacei Subzone, Shoshonensis Zone.

Figs. 21–22: Paratype, USNM 448265.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 23–24: Paratype, USNM 448266.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

Figs. 25–26: Paratype, USNM 448267.
Loc. HB 233, Muller Canyon, Augusta Mountains.

All figures natural size.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
18
19
20
17
21
22
23
24
25
26

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 467–479	Wien, Mai 1992

Typengliederung und Klassifikation von Minerallagerstätten in Klüften („Hydro-lithogene" Mineralisationen)

Von REINHARD EXEL*)

Mit 3 Tabellen

Lagerstättenkunde
Kluftmineralisation
Definition
Genese
Typologie
Klassifikation
„hydro-lithogen"
water-rock-interaction

Inhalt

Zusammenfassung ... 467
Abstract ... 468
1. Einleitung ... 468
2. Vorkommen in Metamorphiten ... 469
3. Vorkommen in Sedimentgesteinen ... 470
4. Vorkommen in Magmatiten ... 470
5. Typologie ... 470
5.1. Der IK-Index ... 472
6. Klassifikation ... 474
6.1. Der M-Typus und seine Klassen ... 474
6.2. Der N-Typus und seine Klassen ... 475
7. Genetische Deutung ... 475
7.1. „Hydro-lithogene" Mineralisationen ... 476
8. Schlußbetrachtung ... 477
Dank ... 478
Literatur ... 478

Zusammenfassung

Die Arbeit „Ein genetisches Begriffssystem für Minerallagerstätten in Klüften" (siehe EXEL, 1991, Archiv f. Lagerst.forsch. der Geol. B.-A., **13**, 5–15, Wien) wird hier fortgesetzt und abgeschlossen. Gegenstand der Typengliederung und Klassifikation sind fast durchwegs schwermetallfreie Mineralisationen, die vornehmlich in Gesteinsklüften auftreten. Einige der hier besprochenen Mineralisationen wurden früher unter den Begriffen „alpine" bzw. „alpinotype" Kluftmineralien beschrieben, doch konnte nachgewiesen werden (vgl. EXEL, 1991), daß diese beiden Begriffe falsch definiert und daher falsch angewandt wurden.

Aufgrund der Tatsache, daß die gegenständlichen Mineralisationen in Klüften von praktisch allen Gesteinsarten bzw. Gesteinsfamilien, also in Sedimentgesteinen, Metamorphiten und Magmatiten auftreten (und zwar mit charakteristischen Paragenesen, deren Chemismus jeweils vom Chemismus des Nebengesteins bestimmt ist), und darüber hinaus ihr Vorkommen nicht ausschließlich an Klüfte gebunden ist (sie treten auch in kavernösen Gesteinshohlräumen, bzw. in Miarolen, Geoden, Septarien, usw. auf), erfolgt hier eine Neudefinition derselben. Letztere geschieht aufgrund gemeinsamer genetischer Merkmale, die fallweise schon in der eingangs zitierten Arbeit erläutert wurden, und sieht eine Typengliederung und Klassifikation vor. Als wesentliches Kriterium zur Unterscheidung der nun als M-Typus (sechs Klassen umfassend) und als N-Typus (drei Klassen umfassend) bezeichneten Kluftmineralisationen wird u.a. der Zustand der entsprechenden Kluftträgergesteine (metamorph oder nicht metamorph) herangezogen. Die Grenze zwischen diesen Zuständen liegt im Übergangsbereich von der Diagenese zur Metamorphose, der durch den von KUBLER (1967) erstellten Illit-Kristallinitätsindex (IK) definiert ist.

Der vorherrschenden Lehrmeinung entsprechend sollte die Entstehung der gegenständlichen Mineralisationen teils auf hydrothermalen Aktivitäten, teils auf diagenetischen Prozessen beruhen. Davon abweichend wird hier eine Interpretation angedeutet, welche die Möglichkeit in Betracht zieht, für die Entstehung der betreffenden Mineralisationen immer nur ein und denselben Mechanismus verantwortlich zu machen. Demnach würde es sich um in-situ-Bildungen eines multivariaten Reaktionssystems handeln, das von den Faktoren Nebengestein, Wasser, Druck und Temperatur bestimmt wird. Entscheidend für diese

*) Anschrift des Verfassers: Dr. REINHARD EXEL, Malborghetgasse 31/7, A-1100 Wien.

Hypothese ist, daß für die Herkunft der Stoffe (wässerige Lösungen), aus denen sich die Mineralisationen bilden, weder ein weitreichender z. B. durch hydrothermale Aktivitäten bedingter Antransport angenommen werden muß, noch diagenetische Prozesse angenommen werden müssen. Aller Wahrscheinlichkeit nach lassen sich nämlich sämtliche für die spätere Kristallisation notwendigen Komponenten (sowohl das Wasser selbst als auch die darin gelösten Stoffe) aus dem unmittelbaren Nebengestein oder dem Nebengesteinsverband der Klüfte ableiten.

Die weiteren im genannten Reaktionssystem wesentlichen Faktoren, Druck und Temperatur, entsprechen den im hydrothermal-pneumatolithischen Bereich bekannten Gradienten. Die Kristallisation bzw. die Mineralsukzessionen erfolgen gewöhnlich nach Überschreitung des fallweise erreichten P/T-Maximums.

Bezugnehmend auf die Herkunft der Stoffe seien diese Mineralisationen hier vorläufig als „hydro-lithogene" Mineralisationen bezeichnet. Dies auch deshalb, um sie deutlich von anderen, mitunter ebenfalls in Klüften auftretenden Mineralisationen (etwa Vererzungen und andere Bildungen hydrothermaler bis pegmatitischer oder anderer Natur) zu unterscheiden, deren Stoffherkunft zweifelsohne als allothigen, also nicht aus der unmittelbaren Gesteinsumgebung stammend, angesehen werden muß. Solche Mineralisationen stehen außerhalb unserer Betrachtung, können aber durch „hydro-lithogene" Mineralbildungsprozesse überprägt sein.

Typology and Classification for Fissure Mineral Deposits ("Hydro-lithogenous" Mineralizations)

Abstract

The paper entitled „A Genetic Definition System for Fissure Mineral Deposits" (see EXEL, 1991, Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **13**, 5–15, Vienna) is continued and finished here.

Object of typology and classification are lowest- to medium-tempered mineralizations, generally poor in heavy metals and ore minerals, occurring in fissures (clefts). Some mineralizations of this kind have been reported as "alpine" or "alpine-type" fissure mineralizations, but EXEL (1991) pointed out that the definitions are wrong.

Criterions for a new definition were found by a number of facts never considered before, e.g., fissure mineralizations do not only occur in fissures or clefts, but take place also in other types of rock cavities (in miaroles, geodes, septaries and so on); the mineralizations in question are not bound at specific host rocks but are known from occurrences in sedimentary, metamorphic and magmatic rocks; the chemical composition of mineral parageneses is always controlled by the host rocks; the parageneses of minerals are different but show characteristic genetic features, which allow assignment to specific country rocks. This and other items give preference to a new definition of these mineralizations, done by a system of typology and classification, just in part published (see EXEL, 1991).

An important criterion for typology was found among others in the actual status of country rocks (metamorphic or not metamorphic). The limit of this can be located in the transition stage from diagenesis to metamorphism, defined with the IK (Index of Illite-Crystallinity) established by KUBLER (1967). So far, a distinction between M-Type deposits (bound to metamorphic rocks and subdivided in six classes) and N-Type deposits (bound to non metamorphic rocks and subdivided in three classes) were applied.

The origin of the mineralizations in question – according to the accepted opinion – should be hydrothermal or diagenetic. An outline of a different interpretation is given here, and suggests that the origin might always be caused by one and the same mechanism. So the mineralizations might be in-situ-deposits produced by a multivariate reaction system, with the following determinant factors: host rock, water, pressure and temperature.

The crucial point of this hypothesis is that of the provenance of matter (aqueous solutions), which takes place in fissures and in other cavities, a long way of transport must not strictly be considered, neither hydrothermal activities nor diagenetic processes. Probably, so far, provenance of all the compounds necessary for crystallization (i.e. water itself and enriched matter) derives from the host or country rocks.

The other determinant factors in this reaction system, like pressure and temperature, are on the analogy of datas known by forming hydrothermal-pneumatolitic mineral phases. Crystallization and mineral successions generally start shortly after the climax of P/T. In regard to the provenance of matter, a denomination as "hydro-lithogenous" mineralizations is proposed. This in contrast to other mineralizations occurring in fissures occasionally (e.g., ores and other minerals of hydrothermal to pegmatitic or other origin), their provenance of matter, beyond all doubt, is allothigenous and cannot be derived from relative host rocks. Fissure mineral deposits of this kind are not discussed here, but can be involved in "hydro-lithogenous" mineral forming processes.

1. Einleitung

Minerallagerstätten in Klüften sind weltweit von unzähligen Vorkommen bekannt, doch fehlte bisher eine genaue Bezeichnung der entsprechenden Mineralisationen, ein Faktum, welches immer wieder zu Irrtümern und genetischen Fehlinterpretationen führte. So wurden in der Literatur einige dieser Mineralisationen manchmal nach Art des Hauptmineralbestandes, z.B. einfach als „Erzklüfte", andere nach ihrem Verbreitungsgebiet, z.B. in den Alpen, als „alpine" Kluftmineralien, wieder andere als „alpinotype" Kluftmineralien beschrieben, und viele andere allgemein als „Kluftmineralisationen" oder überhaupt nicht weiter bezeichnet.

Dieser Umstand sowie die von EXEL (1991) gemachte Feststellung, daß sich die von NIGGLI et al. (1940) für die sogenannten „alpinen Kluftmineralien" gegebene Definition widerlegen läßt und damit unbrauchbar ist, gab Anlaß, diesen Themenkreis genauer zu untersuchen. Dabei zeigte sich, daß die als niedrigst bis mittelthermal angesehenen, im allgemeinen erz- und schwermetallfreien „alpinen" Kluftmineralisationen an metamorphe Gesteine gebunden sind, ihre Bildung aber zeitlich gesehen nicht, wie postuliert, an Endpha-

sen der alpidischen Metamorphose gebunden sein kann, da sie auch in variszischen und kaledonischen Metamorphiten auftreten. Ferner konnte u.a. festgestellt werden, daß der Chemismus der entsprechenden Paragenesen stets vom Chemismus des Kluftträgergesteins kontrolliert ist (vgl. NIEDERMAYR, 1980) und diese Mineralisationen nicht ausschließlich in bestimmten Klüften (Zerrklüfte im Sinne von STALDER et al., 1973) sondern auch in anderen Klufttypen, ja sogar in kavernösen Gesteinspartien vorkommen (vgl. WENINGER, 1974; EXEL, 1991). Das zuletzt angesprochene Faktum wiederum führte dazu, in eine sinnvolle Neudefinition grundsätzlich auch alle jene Mineralisationen miteinzubeziehen, die an sich nie als Kluftmineralisationen galten, die aber dennoch, wie oft in der Natur beobachtbar, sowohl in Klüften als auch in anderen Hohlräumen von Sedimentgesteinen und von Magmatiten, insbesondere von Vulkaniten, erscheinen. Obschon es sich bei den zuletzt angesprochenen Mineralisationen durchwegs um niedrigst-temperierte Bildungen handelt, deren Entstehung auf diagenetische Prozesse bzw. auf hydro-metasomatische Vorgänge zurückgeführt wurde, ist auch bei diesen Mineralisationen der Sachverhalt gegeben, wonach der Chemismus der Paragenesen vom Chemismus des Nebengesteins kontrolliert ist.

Weil aus vergleichenden Studien aller vorher genannten Mineralisationen hervorgeht, daß sie einen charakteristischen Mineralbestand aufweisen, der offensichtlich vom Nebengestein abhängig ist, wurde vom Autor ein auf genetischen Merkmalen der Paragenesen und der Trägergesteine beruhendes Begriffssystem für diese Mineralisationen entwickelt und zum Teil vorgestellt (siehe EXEL, 1991). Mit diesem Begriffssystem können diese Kluftmineralisationen, ausgehend von den charakteristischen Paragenesen und ihrem Erscheinungsbild, in Klassen eingeteilt und auf Typen, welche dem Zustand der Trägergesteine entsprechen, zurückgeführt werden, bzw. es kann umgekehrt von den Typen her eine Grobeinteilung erfolgen.

Insgesamt wurden zwei Typen von Kluftmineralisationen unterschieden, und zwar solche, die an metamorphe Trägergesteine gebunden sind (M-Typus) und solche, die in nicht metamorphen Trägergesteinen auftreten (N-Typus). Während über den M-Typus, der in sechs Klassen unterteilt ist, schon ausführlich berichtet wurde (siehe EXEL, 1991), war für den N-Typus eine entsprechende Klassifikation angekündigt, die nun in der vorliegenden Arbeit präsentiert wird. Es erfolgt hier auch die für die Typengliederung wichtige Festlegung der Grenze zwischen der Diagenese und der Metamorphose: Sie wird, in Anlehung and KUBLER (1967), als im Übergangsbereich der Tiefen Diagenese zur Hohen Anchizone liegend angenommen.

Schließlich wird die Entstehung der gegenständlichen Mineralisationen diskutiert, und ein Deutungsversuch unternommen, der davon ausgeht, ein und denselben Bildungsmechanismus anzunehmen. Grundlegend für diese Annahme ist die Wahrscheinlichkeit, daß sich die Stoffe, aus denen sich die Mineralien bei entsprechenden P/T-Bedingungen bilden (wässerige Lösungen, d.h. Wasser und gelöste Stoffe), aus dem Nebengestein herleiten lassen. Es wird deshalb vorläufig von „hydro-lithogenen" Mineralisationen gesprochen.

2. Vorkommen in Metamorphiten

Es handelt sich hierbei um die weltweit von unzähligen Fundorten bekannten, früher sogen. „alpinen" und „alpinotypen" Kluftmineralisationen, die vor allem wegen ihrer interessanten und kristallographisch bemerkenswerten Mineralparagenesen vielfach Gegenstand wissenschaftlicher Bearbeitung waren und sind. EXEL (1991) konnte nachweisen, daß die von NIGGLI et al. (1940) für „alpine Kluftmineralien" gegebene und später von PARKER (1954), STALDER et al. (1973), WEIBEL (1973), WENINGER (1974), NIEDERMAYR (1980), MEIXNER (1981) und anderen namhaften Autoren übernommene Definition falsch ist und deshalb zu großen Mißverständnissen bei der Bezeichnung dieser Mineralisationen führte. So war beispielsweise u.a. von „zentralalpinen" (RYKART, 1984), von „ostalpinen" (NIEDERMAYR, 1980) und anderen „alpinen" Kluftmineralisationen die Rede, obschon für diese Mineralisationen dieselben Bildungsbedingungen angenommen wurden. Diese Beispiele zeigen, daß eine Bezeichnung nach geographischen Aspekten für wissenschaftliche Aussagen ungeeignet ist. Auch wurde die von KOLLER et al. (1978) für die sogen. „alpinotypen" Kluftmineralisationen postulierte Begriffsbestimmung widerlegt und damit gezeigt, daß unsere Mineralisationen generell nicht an die alpidische Gebirgsbildung bzw. an Endphasen der alpidischen Metamorphose gebunden sind, weil sie auch in nicht von der alpidischen Metamorphose überprägten variszischen und kaledonischen Metamorphiten auftreten. Ihre Bildung ist folglich in allen geologischen Zeiträumen möglich. Es konnte weiters herausgearbeitet werden, daß diese Kluftmineralisationen nicht nur, wie oft angenommen, an Zerrklüfte, oder überhaupt nur an Klüfte gebunden sind, sondern auch in kavernösen Gesteinspartien von metamorphen Gesteinen sowie in Miarolen vorkommen. Das Mineralinventar dieser Mineralisationen ist vorwiegend silikatischer Natur, umfaßt aber insgesamt eine große Artenvielfalt, nämlich etwa 150 Spezies (zusammenfassende Darstellungen den Alpenraum betreffend liegen u.a. von STALDER et al. [1973] und von WENINGER [1974] vor; Hinweise zu anderen Vorkommen bei EXEL [1991]).

Mit der Thematik ihrer Entstehung befaßten sich vor allem NIGGLI (1940), KOENIGSBERGER (1940), SCHNEIDERHÖHN (1941), LEITMEIER (1950), PARKER (1954), STALDER et al. (1973), WENINGER (1974) und NIEDERMAYR (1980). Generell setzte sich die Meinung durch, daß es sich um niedrig- bis mitteltemperierte hydrothermale Bildungen handle, welche aus wässerigen Lösungen, sogen. „leeren Thermen", hervorgehen, die den für die Kristallisation notwendigen Stoffbestand aus dem Nebengestein beziehen, und dies durch „Lateralsekretion".

Die für die Mineralbildung notwendigen Druck- und Temperaturbedingungen sind angeblich an metamorphe Abläufe geknüpft. Die maximalen P/T-Werte erreichen 7 bis 3 kb (STALDER et al., 1973) und Temperaturen bis ca. 650°C (FRIEDRICHSEN & MORTEANI, 1979), wobei die Mineralausscheidungen (Sukzessionen) gewöhnlich nach Erreichung des Temperaturmaximums erfolgten, also retrograde Merkmale aufweisen, d.h. von der Amphibolitfazies bis in die Zeolithfazies herabreichen (vgl. NIEDERMAYR, 1980).

Da für die eben geschilderte, gegenwärtig allgemein anerkannte genetische Interpretation die Frage nach der Herkunft der Stoffe, mit denen sich die bereits er-

wähnten „leeren Thermen" anreichern, und endlich auch die Frage nach der Herkunft der „leeren Thermen" selbst von größter Bedeutung ist, seien hierzu folgende Bemerkungen angebracht:

Es bestehen derzeit kaum Zweifel darüber, daß die Stoffe, mit denen sich die „leeren Thermen" anreichern, aus dem Nebengestein stammen, also lithogen sind. Dafür spricht der oft erbrachte Nachweis, daß der Chemismus der Mineralisationen im allgemeinen vom Chemismus ihrer Trägergesteine kontrolliert ist (vgl. hierzu NIGGLI, 1940; PARKER, 1954; STALDER et al., 1973; NIEDERMAYR, 1980, 1990a). Im Gegensatz dazu scheint aber die Herkunft der „leeren Thermen" selbst weitgehend ungeklärt zu sein und, bei genauer Analyse der Angaben in den soeben zitierten Werken, nur auf Annahmen zu beruhen. Die bis heute übernommene Auffassung von NIGGLI (1940) und von SCHNEIDERHÖHN (1941) geht nämlich davon aus, daß es sich nicht um primäre, tief liegende, mit Stoffen angereicherte hydrothermale Quellen handelt, sondern um sekundäre Hydrothermen handeln sollte, die sich erst aufgrund sogen. pseudo-hydrothermaler Vorgänge mit Stoffen anreichern. Wo die sekundären, also „leeren Thermen" wirklich herstammen, bleibt aber letztlich unbeantwortet, so daß in der Folgezeit auch eine andere Meinung geäußert wurde. So schließen EXNER (1957) und WENINGER (1974) nicht aus, daß es sich bei den „leeren Thermen" um „tiefvadose" Wässer handelt, also um Niederschlagswässer und Porenwässer, die in wenigen Kilometern Erdtiefe erwärmt und mineralstoffreich wurden. Diese Interpretation hat zwar wenig Anklang gefunden, doch hat sich deshalb die Diskussion über die „leeren Thermen" und ihre Herkunft keinesfalls erübrigt. Im Gegenteil, sie scheint gerade im Zusammenhang einer Gesamtbetrachtung aller Kluftmineralisationen besonders wichtig, und es wird deshalb in der vorliegenden Arbeit dazu ein neuer Aspekt angesprochen (siehe Punkt 7.).

3. Vorkommen in Sedimentgesteinen

Obschon auch in Sedimentgesteinen (vor allem in Kalken, Dolomiten, Sandsteinen und Argilliten) mineralisierte Klüfte beobachtbar sind, welche gelegentlich auch Hohlräume mit kristallisierten Mineralien aufweisen, wurden diese Mineralisationen bisher nie eigens unter dem Aspekt „Kluftmineralisationen" betrachtet. Dies soll aber hier geschehen, da nicht einzusehen ist, weshalb diese Betrachtungsweise nur entsprechenden Mineralisationen in Metamorphiten vorbehalten sein soll.

Die Paragenesen der in Klüften von Sedimentgesteinen vorkommenden Mineralisationen sind im allgemeinen artenarm und umfassen im wesentlichen dieselben Spezies, welche gelegentlich auch in Septarien, in Schwundrissen und in ähnlichen Hohlräumen auftreten. Die Entstehung dieser Mineralien erfolgt somit während und/oder nach der Diagenese. Man versteht darunter all jene Vorgänge, die zur Verfestigung eines Lockersediments, etwa von Kalkschlamm zu Kalkstein, führen (BRINKMANN, 1967). Dabei kommt es zu Stofftransport und Stoffumlagerung im Sediment durch wässerige Lösungen, welche sich mit Stoffen eben aus diesem Sediment anreichern.

Übersättigung dieser Lösungen kann sowohl chemisch als auch mechanisch durch den Einfluß von Druck entstehen, wobei schon bei relativ niedriger Temperatur Mineralien auskristallisieren. Diese sogenannte Um- oder Sammelkristallisation geschieht auf diese Weise, wobei die in Kalksteinen oft vorhandenen Calcit- und/oder Dolomitanreicherungen nicht nur in Form typisch sedimentärer Gefügestrukturen (etwa rhythmische oder geopetale Gefüge) erscheinen, sondern sich, ohne derartige Gefüge aufzuweisen, auch in schon vorhandenen Klüften oder in anderen Hohlräumen absetzen.

Auf diese frühe, schon von SANDER (1941, 1950) beobachtete, und von ihm als „paradiagenetisch" bezeichnete Kluftbildung und Mineralisation (Spatisation) kann in „nachdiagenetischen" bzw. spätdiagenetischen Zeiträumen (also im Zeitraum vom fertigen Gestein bis zum Einsetzen der Metamorphose) wiederholt sowohl Kluftbildung als auch Mineralisation dieser Klüfte folgen.

Aus dem Mineralbestand der früh- und spätdiagenetisch entstandenen Kluftmineralisationen kann man schließen, daß sie aus niedrigst-temperierten wässerigen Lösungen, welche die für die Mineralabscheidung nötigen Stoffe offensichtlich aus dem Nebengesteinsverband beziehen, hervorgegangen sind.

Was bereits für Kluftmineralisationen in Metamorphiten gesagt wurde, hat somit effektiv auch für die Kluftmineralisationen in Sedimentgesteinen Geltung: Der Chemismus dieser Mineralisationen ist stets von der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins bzw. des Nebengesteinsverbandes der Klüfte kontrolliert. Es erscheinen daher konsequenterweise in Kalken und Dolomiten vorwiegend Calcit, Aragonit oder Dolomit als auffällige Kluftmineralien, während in Klüften von Sand- und Tonsteinen hauptsächlich Quarz, Glimmermineralien und Feldspat auftreten (siehe Tab. 3).

Die Bildung der Kluftmineralisationen in Sedimentgesteinen erfolgt unter relativ niedrigen Druck- und Temperaturbedingungen (bis ca. 3 kb; 0–200°C), die ja für die Diagenese überhaupt charakteristisch sind. Die P/T-Bereiche der Diagenese können aber auch so hohe Werte erreichen, daß sie von einer beginnenden Metamorphose nicht oder kaum zu unterscheiden sind (BRINKMANN, 1967). Im Übergangsbereich Diagenese – Metamorphose (Anchizone) (vgl. 5.1.) können also Paragenesen in Klüften auftreten, die vielleicht nicht eindeutig dem einen oder dem anderen Zustand zuzuordnen sind. Um diesbezüglich Klarheit zu erlangen, werden gegebenenfalls detaillierte petrographische und mineralogische Untersuchungen notwendig sein.

In Hinblick auf die Temperatur der wässerigen Lösungen, aus denen diese Mineralisationen hervorgehen sei bemerkt, daß man sie prinzipiell den sogen. „leeren Thermen" (vgl. 2. und 7.) gleichsetzen könnte.

4. Vorkommen in Magmatiten

Auch in magmatischen Gesteinen, vornehmlich in intermediären bis basischen Vulkaniten (Andesite, Basalte, Trachyte, Phonolithe) sind gelegentlich mineralisierte Klüfte vorhanden. Da ihre Paragenesen mit jenen typischen Mineralvergesellschaftungen zu vergleichen sind, welche weitaus häufiger in Blasenräumen (Geoden) solcher Gesteine oder in Zwickeln von Pillowlaven

auftreten, wurden sie (wie auch die entsprechenden, in Sedimentgesteinen vorkommenden Mineralisationen) bisher nie als Kluftmineralisationen angesehen.

Der Mineralinhalt solcher Blasenräume besteht u.a. aus Quarz, Zeolithen und Carbonaten und wird im allgemeinen als „hydrothermal" entstanden interpretiert, wobei nach SCHNEIDERHÖHN (1944) diese Hydrothermen während oder kurz nach den Endstadien effusiv-magmatischer Aktivität wirksam werden sollten.

Es gibt dafür aber in Wirklichkeit keine eindeutigen Beweise, so daß diese allgemeine Interpretation hier einmal grundsätzlich in Frage gestellt werden muß. Dies vor allem deshalb, weil anhand neuerer Untersuchungsergebnisse von einigen weltweit sehr bekannten Kluft- und Geodenmineralisationen eher eine andere Entstehungsweise anzunehmen ist. Verwiesen sei in diesem Zusammenhang auf die Arbeiten über die Amethystvorkommen in Klüften von Andesiten von Las Vigas/Mexico (zusammengefaßt von LIEBER & FRENZEL, 1990), die im englischen Sprachgebrauch zwar als „veins" (Adern oder Gänge) bezeichnet werden, sowie über die Zeolithvorkommen in Blasenräumen der Deccan-Basalte Indiens (vgl. WILKE, 1984), in denen die Entstehung dieser Mineralisationen, die durchaus auf andere Vorkommen übertragbar ist, mit den Begriffen „Autohydratation", „Autometasomatose", „Hydro-Metasomatose" oder „Zeolothisierung" beschrieben wird.

Diese Begriffe wurden zum Teil schon von SCHNEIDERHÖHN (1941) verwendet und implizieren, im Sinne des genannten Autors, Umwandlungsvorgänge infolge hydrothermaler Prozesse. Es handelt sich um noch nicht in allen Details geklärte Mineralum- und Neubildungsvorgänge, von denen einzelne Sequenzen oder ganze Abfolgen vulkanischer Gesteine erfaßt sein können, die sich aber nicht ganz eindeutig auf die Einwirkung „echter" Hydrothermen zurückführen lassen, sondern durch hydro-metasomatische Vorgänge erklärt werden. Letztere manifestieren sich durch die Umwandlung des primären Mineralbestandes, von dem meist nur noch Pseudomorphosen erhalten sind, und durch die Bildung neuer Mineralien infolge eines durch wässerige Lösungen erfolgten Stoffaustausches bei dem hauptsächlich Kalium, Calcium, Magnesium und Eisen zugeführt, während Natrium, Silicium und Aluminium weggeführt werden. Trotz dieser Umwandlung, die zu den Mineralneubildungen in Geoden, Klüften u. dgl. führt, sind diese Vulkanite keineswegs als Meta-Vulkanite anzusprechen, da sie in Bezug auf ihre Struktur und Textur keine Merkmale einer Metamorphose i.e.S. aufweisen. Nicht selten sind solche Gesteine allerdings durch Auslaugungserscheinungen sowie durch „Vergrünung" oder „Bleichung" gekennzeichnet.

Für diese offenbar im Detail sehr komplizierten und daher kaum experimentell nachvollziehbaren Vorgänge werden letzthin großräumig wirksame Geothermalsysteme angenommen (CATELINEAU & NIEVA, 1985), mit denen ursprünglich nur die Bildung gewisser Erzlagerstätten erklärt wurde (BISCHOFF, 1969). In diesen Geothermalsystemen, die ihrerseits wieder zum Teil auf rezent aktive Hydrothermalsysteme zurückgeführt werden, scheint der Einfluß von Meereswasser auf die Vulkanite eine bedeutende Rolle zu spielen (vgl. BONATTI, 1975; ELDER, 1991). Derartige Systeme, die lokal massive Anreicherungen sulfidischer Mineralien aufweisen, wurden bekanntlich in den letzten Jahren mehrfach in 2000 bis 3000 m unter Meeresniveau liegenden Tiefen im Bereich der mittelozeanischen Rücken entdeckt und untersucht (vgl. CORLISS et al., 1979; FRANCHETEAU et al., 1978; TUFAR et al., 1985). Sie stellen derzeit zwar die besten Beispiele für die primäre Entstehung von sulfidischen Erzlagerstätten dar, es können damit aber nicht alle in Bezug zur Entstehung unserer Kluftmineralisationen offenen Fragen zufriedenstellend beantwortet werden. Dies, weil deren Bildung offensichtlich nicht direkt mit den primären, erzabscheidenden Vorgängen zusammenhängt (bislang wurden jedenfalls keine entsprechenden Paragenesen nachgewiesen), sondern wahrscheinlich erst viel später – nach Beendigung dieser Vorgänge – und wohl auch weit entfernt von den Orten des primären Geschehens erfolgt.

Betrachtet man einmal die Paragenesen in Klüften und Geoden vulkanischer Gesteine genauer, so ist feststellbar, daß neben den häufig auftretenden Zeolithen, Calcit und Quarz sowie oft auch Prehnit, Datolith, Pumpellyit, Illit, Chlorit, Klinozoisit u.a. Mineralien hinzutreten. Es liegen also Bildungen vor, die den Bereich der Zeolithfazies bis hin zur Amphibolitfazies umfassen: Sie entsprechen somit niedrigst- bis mitteltemperierten Mineralisationen. Für die bereits erwähnten Amethystvorkommen in Klüften der Andesite von Las Vigas/Mexico werden Bildungstemperaturen von ca. 150°C für Quarz bzw. Amethyst und 235°–250°C für Chlorit und Illit angegeben (LIEBER & FRENZEL, 1990).

In Bezug auf eine genetische Interpretation scheint aber nun die Feststellung interessant, daß der Chemismus aller bisher auf „Zeolithisierung" oder „Hydro-Metasomatose" zurückgeführten Mineralisationen vom Trägergestein oder Nebengesteinsverband der Klüfte, Geoden usw. beeinflußt ist, d.h. keine gesteinsfremden Stoffe vorhanden sind. Wenn man wollte, so würde kaum etwas dagegen sprechen, die wässerigen Lösungen, aus denen Kluft- und Geodenmineralisationen in Vulkaniten hervorgehen, den sogen. „leeren Thermen" gleichzusetzen. Aus den schließlich gesättigten Lösungen können die Mineralsukzessionen ausscheiden. Die für diese Vorgänge notwendigen, niedrigen bis mittleren P/T-Bedingungen können sich beispielsweise durch epirogenetische Bewegungen einstellen.

5. Typologie

Die gegenständlichen, in metamorphen, magmatischen und sedimentären Gesteinen vorkommenden Mineralisationen weisen eine Reihe von Merkmalen auf (vgl. 8.), die für eine Begriffsbestimmung brauchbare Anhaltspunkte geben. Darunter existieren einige besonders charakteristische, genetisch bedingte Merkmale, die es erlauben, sie in Typen und Klassen einzuteilen. Die wichtigsten Merkmale sind:

a) **Chemismus der Mineralparagenesen**
Dieser ist vom Nebengestein oder Nebengesteinsverband der Klüfte kontrolliert (vgl. NIGGLI et al., 1940; NIEDERMAYR, 1980, 1990a), d.h. er ist lithogen.

b) **Der Mineralbestand der Paragenesen**
Er ist nicht einheitlich, weil u.a. vom Stoffangebot sowie von P/T-Bedingungen abhängig. Dennoch läßt sich aber statistisch eine Reihe von Mineralien nachweisen, welche für bestimmte Lithotypen charakteristisch sind. Diese charakteristischen Mineralien können also wesentliche Hinweise auf die Art des Nebengesteins liefern.

c) Das Erscheinungsbild der Paragenesen
Es setzt sich aus dem Mineralbestand sowie aus der Morphologie der einzelnen Mineralien zusammen und ist demnach von allen Bildungsfaktoren abhängig. Es ist im allgemeinen so charakteristisch, daß es eindeutige Rückschlüsse auf die Trägergesteinsfamilien (Sedimente, Magmatite, Metamorphite), in vielen Fällen sogar eine nähere, ja genaue Zuordnung zu spezifischen Lithotypen (Kluftnebengesteinen) zuläßt.

Die genannten Merkmale stehen also in ursächlichem Zusammenhang und man kann daher eine Beziehung zwischen den Paragenesen und ihren Trägergesteinen herstellen.

Eine Typologie der Kluftmineralisationen kann nun beispielsweise aus den o.a. Punkten b) und c) abgeleitet, d.h. also, aufgrund gemeinsamer äußerer Merkmale erstellt werden. Es liegt diesbezüglich ein erster Versuch von KOENIGSBERGER (1940) vor, der die Kluftmineralisationen in Metamorphiten der Schweiz (nur solche wurden in der zitierten Arbeit berücksichtigt) auf ihre typische Mutter- oder Nebengesteine zurückführte und sie als „Paragenetische Typen" bezeichnete. Da er nicht weniger als 28 solcher Typen unterschied, war sein Modell unübersichtlich und kaum anwendbar, weshalb es in der Folgezeit, bei Verzicht auf eine Typenbezeichnung, stark reduziert und übersichtlicher gestaltet wurde (entsprechende Abbildungen bei PARKER, 1954; WEIBEL, 1973; NIEDERMAYR, 1980). Aus diesen Modellen wurde, allerdings bei Berücksichtigung aller weltweit bekannten Paragenesen unserer Kluftmineralisationen, von EXEL (1991) eine neue Typologie konzipiert.

Dabei wurde zunächst die schon von KÖNIGSBERGER (1940) und von den anderen oben genannten Autoren praktizierte Vorgangsweise angewandt, indem, ausgehend von den charakteristischen Mineralien, die Lithotypen der Muttergesteine ermittelt bzw. letztere in Trägergesteinskategorien zusammengefaßt werden können (diese wurden hier diversen Klassen zugordnet; siehe Punkt 6.). Es wurde daraufhin aber nun ein zwar naheliegender, bisher jedoch noch nie erfolgter Schritt weiter gegangen, indem letztlich der aus genetischer Sicht für unsere Mineralisationen nicht unwesentliche Zustand dieser Trägergesteinskategorien (metamorph oder nicht metamorph) angesprochen, und dieser endlich als Kriterium für die Typologie (M-Typus und N-Typus) herangezogen wurde. Da die gesamte soeben erläuterte Vorgangsweise theoretisch auch umkehrbar ist, wurde von dieser Möglichkeit zum Zwecke der Übersichtlichkeit Gebrauch gemacht: die beiden Typen, welche eine Grobeinteilung gewährleisten, wurden der in Details gehenden Klassifikation übergeordnet.

Da für die Typengliederung die Beschaffenheit bzw. der Zustand der Trägergesteine der Mineralisationen (metamorph oder nicht metamorph) als Kriterium fungiert, ist die Frage, wie die Unterscheidung zwischen metamorphen Gesteinen und nicht metamorphen Gesteinen vorgenommen wird, von entscheidender Bedeutung. Es bieten sich diesbezüglich mehrere Möglichkeiten an, wie z.B. die Beobachtung der Textur (oft als äußeres Kennzeichen wahrnehmbar, doch ein sehr relativer Anhaltspunkt), die Ermittlung des Mineralbestandes, und dabei insbesondere die für die metamorphen Gesteine charakteristischen Indexminerale (vgl. WINKLER, 1979), oder die Ermittlung des Grades der Illit-Kristallinität. Da letztere die gegenwärtig unumstrittenste Methode darstellt, wird sie hier als Basis der Typengliederung herangezogen.

5.1. Der IK-Index

Ausgehend vom sedimentären Kreislauf folgt auf die Diagenese, unter der man alle Prozesse der Verfestigung von Lockersedimenten versteht, die Metamorphose der nun als feste Sedimente vorliegenden Gesteine (vgl. BRINKMANN, 1967). Dieser kontinuierliche Ablauf manifestiert sich durch Mineralum- und Neubildungen infolge von Temperatur- und Drucksteigerung, wobei endlich auch das Gefüge dieser Gesteine maßgeblich verändert wird.

Die Grenze zwischen der Diagenese und der Metamorphose verläuft nicht scharf. Sie liegt in einem Übergangsbereich (bei Temperaturen von etwa 270–300°C), bzw. in einer etwas niedriger temperierten Zone, die als Anchimetamorphose (MURAWSKI, 1963) bezeichnet wird. Letztere ist dadurch charakterisiert, daß in ihr die Bildung von Mineralien einsetzt, die nicht im sedimentären Bereich entstehen können. Als maßgebliches Kriterium fungiert dabei die Umbildung von Schichtsilikaten, insbesondere der zunehmende Ordnungsgrad dioktaedrischer Illite. Für diesen Ordnungsgrad, die sogen. Illit-Kristallinität, wurde von KUBLER (1967) ein Index erstellt, der anerkanntermaßen für die Definition tiefer Metamorphosebereiche herangezogen wird. Der Wirkungsbereich der Anchimetamorphose ist also durch den Illit-Kristallinitäts-Index (IK) definiert, welcher für den betreffenden Bereich mit 7,5 bis 4,0 angegeben wird (Tab. 1). In diesem Sinne wird hier die Grenzmarke zwischen nicht metamorphen und metamorphen Gesteinen, und damit die Gliederung der Mineralisationen in N-Typus und M-Typus, zwischen der Tiefen Diagenese und der Hohen Anchizone angesetzt.

Tabelle 1.
Schematische Darstellung des Übergangsbereiches von Diagenese zu Metamorphose aufgrund der Illit-Kristallinität (IK) (nach KUBLER, 1967).

IK 7,5	Diagenese	Tiefe Diagenese
	Metamorphose	Hohe Anchizone
		Tiefe Anchizone
		270 - 300°
IK 4,0		Epizone

Es sei darauf hingewiesen, daß sowohl die Sedimente der Tiefen Diagenese als auch jene der Anchizone zum Teil schon einen metamorphen Mineralbestand aufweisen, daß diese Gesteine aber vom Gefüge her (zumindest nach äußeren Kennzeichen) kaum als Metamorphite anzusprechen sind, weil ihnen im allgemeinen die sonst für höher metamorphe Gesteine (z. B. Phyllite, Glimmerschiefer, Gneise) typischen Texturen (Schieferung) fehlen. Die Tatsache, daß in anchizonal beeinflußten Gesteinsserien Kluftmineralisationen auftreten (siehe NIEDERMAYR, MULLIS et al., 1984; KRUMM, 1984), kann die Zuordnung dieser Mineralisationen zu einem der beiden Typen erschweren oder sie erst aufgrund der Feststellung des IK-Indexes ermöglichen. Die Typenzuordnung kann in der Praxis fallweise auch noch deshalb auf Schwierigkeiten stoßen, weil gewisse Mineralbildungsprozesse, z. B. die sogen. „Authigenese", als rein diagenetischer Vorgang aufgefaßt wird,

Tabelle 2.
Klassifizierungsschema für Kluftmineralien des M-Typs (nach EXEL, 1991).
Min. = Mineralien; Be-Min. = Beryllium-Mineralien; REE-Min = Mineralien mit Seltenen Erdelementen (Rare Earth Elements); TiO_2-Mod. = Titandioxid-Modifikationen.

Klasse	Trägergesteine	Charakteristische Mineralien		
		Persistente Min.	Typomorphe Min.	Akzessorische Mineralien
I	Meta-Granite Meta-Pegmatite Meta-Aplite Gneise	Quarz Feldspat: Adular Albit Chlorit Calcit	Apatit (Fluorapatit) Fluorit Hämatit Muskovit Zeolithe, z.B. Stilbit Chabasit	REE-Min., z. B.: Monazit Synchisit Aeschynit-Y Be-Min., z. B.: Milarit Phenakit TiO_2-Mod.: Rutil Anatas Brookit Titanit
II	Metamorphite mit Hornblendegehalt: Amphibolite Meta-Granodiorite Meta-Tonalite Meta-Syenite Eklogite	Quarz Feldspat: Adular Albit Chlorit Calcit	Amianth Epidot Apatit (Fluorapatit) Titanit Scheelit Prehnit Be-Min., z.B. Bavenit Gadolinit Bertrandit Milarit Phenakit Zeolithe, z.B. Stilbit Chabasit Heulandit	Axinit Turmalin Datolith Apophyllit REE-Min., z. B.: Monazit Xenotim Aeschynit-Y Erzmin., z. B.: Bornit Galenit ged. Gold Pyrit
III	Glimmerschiefer Sericit-Gneis "Schiefer-Gneis"	Quarz Feldspat: Adular Albit Chlorit Calcit	Anatas Rutil Brookit Hämatit Be-Mineralien Monazit Scheelit	Apatit Pyrit Siderit
IV	Kalksilikatgest. Ultramafite	Chlorit Calcit	Diopsid Amianth Epidot Andradit Vesuvian Magnetit Ilmenit Perowskit	Apatit Titanit Skapolith
V	Serpentine	Chlorit Antigorit Magnetit	Talk Brucit Magnesit Dolomit Apatit	ged. Kupfer Chromit Nickel-Sulfide Pyroaurit Artinit
VI	Kalk- und Dolomit-Marmore	Calcit Dolomit Quarz	Fluorit Phlogopit	Rutil Turmalin

und Kluftmineralisationen im diagenetischen Bildungsmilieu (siehe Punkt 3.) bislang überhaupt kein Thema für Studien über Kluftmineralien waren. Es eröffnet sich diesbezüglich also ein neues Betätigungsfeld für Forschungen mit dem Ziel, Klarheit in den subtilen Übergangsbereich Diagenese–Metamorphose zu bringen.

Eine ähnliche Problematik ergibt sich bei den magmatischen Gesteinen. Auch bei ihnen ist natürlich ein Übergangsbereich zur Metamorphose gegeben. In jedem Fall müssen aber die insbesondere in andesitischen und rhyolithischen Vulkaniten auftretenden Kluftmineralisationen (meist aus Chloritmineralien, Quarz und Zeolithen bestehend) bislang zum N-Typus gerechnet werden, da ihre Trägergesteine üblicherweise nicht als Meta-Vulkanite angesehen werden, obschon sie nicht selten Anzeichen von Umwandlungsvorgängen aufweisen. Letztere werden gewöhnlich mit den Begriffen „Autohydratation", „Hydro-Metasomatose" oder „Zeolithisierung" beschrieben und auf hydrothermale Prozesse zurückgeführt, nicht jedoch als Ergebnis einer Metamorphose i.e.S. verstanden (vgl. Punkt 4.)

6. Klassifikation

Es wurde schon unter Punkt 5. erläutert, woraus sich die Typengliederung und Klassifikation der gegenständlichen Mineralisationen ableiten läßt, so daß auf die entsprechenden Argumente und Vorgangsweisen nicht weiter eingegangen zu werden braucht.

Zur Klasseneinteilung im allgemeinen sei darauf hingewiesen, daß sie anhand aller verfügbarer Daten über den Mineralbestand der Paragenesen und aufgrund von Daten über ihre Trägergesteine erstellt wurde und daher als repräsentativ für alle weltweit bekannten Mineralisationen, von denen hier die Rede ist, gelten kann. Es soll auch noch betont werden, daß in der Kategorie „Charakteristische Mineralien" (sie sind in „persistente", „typomorphe" und „akzessorische" Mineralien eingeteilt worden; siehe hierzu Erläuterungen bei EXEL, 1991) absichtlich nicht durch den Verwitterungskreislauf bedingte Mineralbildungen berücksichtigt sind.

6.1. Der M-Typus und seine Klassen

Der M-Typus umfaßt alle in metamorphen Gesteinen vorkommenden Kluftmineralisationen, die sich aus „leeren Thermen" und aus der „Lateralsekretion" ableiten lassen (vgl. 2. und 7.). Ein entsprechendes Klassifikationsschema wurde bereits von EXEL (1991) publiziert, ist aber der Vollständigkeit halber hier nochmals wiedergegeben (siehe Tab. 2). Dem seien einige Bemerkungen hinzugefügt, welche in der genannten Arbeit nicht zur Sprache kamen. So ist in diesem Schema zu berücksichtigen, daß dem Metamorphosegrad und der Metamorphoseart, dem die Trägergesteine ausgesetzt waren, kaum Rechnung getragen werden konnte. Dies gilt vor allem für die 6. Klasse (Kalk- und Dolomit-

Tabelle 3.
Klassifizierungsschema für Kluftmineralien des N-Typs.
1) = nahezu alle Arten.

Klasse	Trägergesteine	Charakteristische Mineralien		
		Persistente Min.	Typomorphe Min.	Akzessorische Mineralien
I	Kalke Dolomite Kalkmergel	Illit Calcit Dolomit Aragonit Pyrit Markasit	Baryt Coelestin Schwefel Gips Anhydrit	Mangan-Min.,z.B.:Pyrolusit Psilomelan Coronadit Quarz Opal Feldspat Galenit Wurtzit Pyrrhotin
II	Sandsteine Argillite	Glimmer: Illit Muskovit Chlorit Quarz Albit	Talk Baryt	Zeolithe, z.B. Analcim Uran-Min. mit (UO_2)
III	"Basalte" Andesite Trachyte Phonolithe	Glimmer: Chlorit Illit Zeolithe 1) Quarz Chalcedon Calcit	Pumpellyit Datolith Prehnit Apophyllit Klinozoisit	Baryt Coelestin Chalkopyrit Pyrit

marmore), die Karbonatgesteine umfaßt, welche von der Anchizone bis in die Katazone reichen. Auch konnten kontaktmetamorphe Gesteine, etwa Skarne, nicht eigens angeführt werden.

Die praktische Anwendung dieses Schemas wurde in über hundert Versuchen erprobt, welche der Publikation desselben vorausgingen. Die Versuche erfolgten zum Teil aufgrund von Beobachtungen im Gelände, teils anhand von Geländenotizen und teils nur aufgrund der Vorlage von aus Klüften stammenden Mineralparagenesen. Insgesamt zeigte sich, daß sich das Schema sehr gut bewährt und bei der Klassenzuordnung nur gelegentlich Fehlinterpretationen vorkommen.

6.2. Der N-Typus und seine Klassen

Mineralisationen des N-Typs sind an nicht metamorphe Gesteine gebunden. Sie treten daher sowohl in Sedimenten als auch in Magmatiten (insbesondere in Vulkaniten) auf. Ihre Bildung findet also in verschiedenen geochemischen Milieus statt, was sich im Erscheinungsbild der Paragenesen und auch im Mineralbestand deutlich zeigt.

Aufgrund der Beziehung Charakteristische Mineralien (Paragenesen) – Kluftträgergestein, kann der N-Typus in drei Klassen unterteilt werden (siehe Tab. 3).

Für die Sedimentgesteine ergaben sich zwei Klassen von Kluftträgergesteinen: Die Klasse I umfaßt Kalke, Dolomite und Kalkmergel, die Klasse II Sandsteine und Tone (Argillite). Kluftmineralisationen des N-Typs, Klasse I und II, sind weltweit überaus häufig verbreitet.

Kluftmineralisationen in Magmatiten (Vulkaniten), deren Entstehung unter Punkt 3. und 7. behandelt ist, wurden zur III. Klasse des N-Typs zusammengefaßt. Sie erscheinen mit typischen Paragenesen oft in Blasenräumen, den sogen. Geoden, von andesitischen, basaltischen und rhyolithischen Vulkaniten und sind weltweit von zahlreichen Lokalitäten bekannt, z.B. in den Dekkan-Basalten Indiens (Poona), von Mexico, Idar-Oberstein/Deutschland, usw. Ein bisher selten beachtetes Faktum ist aber die Tatsache, daß im Bereich der erwähnten Vorkommen nicht nur die Geoden sondern auch die bereichsweise vorhandenen Klüfte und Spalten gelegentlich mineralisiert sind, wobei dieselben Paragenesen auftreten – diese Paragenesen also auch zu den Kluftmineralisationen gerechnet werden müssen. Beispiele solcher Kluftmineralisationen sind hinreichend bekannt, etwa von Pula auf Sardinien (DE MICHELE, 1974), von Las Vigas/Mexico (LIEBER & FRENZEL, 1990), um nur einige wenige zu nennen.

Zu den charakteristischen Mineralien dieser Klasse zählen vor allem nahezu alle Arten von Zeolithen, insbesondere aber Natrolith, Chabasit, Thomsonit, Mordenit, Heulandit, Stilbit, Phillipsit, Gismondin und Laumontit. Darüber hinaus treten hauptsächlich Analcim, Quarz (Amethyst) und Calcit, Apophyllit, Datolith, Pumpellyit und Klinozoisit auf. Nicht selten erscheinen viele der genannten Mineralien in bemerkenswert schönen Kristallen.

7. Genetische Deutung

In Anbetracht einer Neudefinition der gegenständlichen Mineralisationen war es notwendig, sich auch mit der Frage nach ihrer Entstehung eingehend zu befassen. Dabei zeigte sich (vgl. ausführliche Darstellungen unter 2., 3. und 4.), daß man aufgrund der herrschenden Lehrmeinung für unsere in Typen und Klassen gegliederten Kluftmineralisationen drei verschiedene Bildungsabläufe annehmen müßte. Davon beruhen zwei auf hydrothermalen Aktivitäten, wobei einerseits die Einwirkung „leerer Thermen" auf das Nebengestein im Zuge metamorpher Vorgänge, und andererseits hydrometasomatische Vorgänge im Bereich von Geothermalsystemen eine Rolle spielen. Der dritte Bildungsablauf sollte im Zuge der Diagenese erfolgen.

Abgesehen davon, daß auf diese Weise die drei Bildungsmilieus, in denen die Mineralisationen vorkommen, berücksichtigt werden, muß darauf hingewiesen werden, daß diese Auffassungen zum Teil aber nur auf Annahmen beruhen. So etwa die Voraussetzung „leerer Thermen", deren Herkunft nach wie vor ungewiß ist (vgl. 2) oder hydrothermaler Aktivitäten bzw. hydro-metasomatischer Vorgänge im Bereich von Geothermalsystemen.

Andererseits gibt es aber auch einige wesentliche Fakten, die nicht ohne weiteres bezweifelt werden können und zwar:

a) Alle hier besprochenen Mineralisationen gehen letztlich aus wässerigen Lösungen hervor.
b) Da der Chemismus der Mineralisationen stets vom Nebengestein kontrolliert ist, erfolgt die Anreicherung der wässerigen Lösungen offensichtlich mit Stoffen aus dem Nebengestein oder Nebengesteinsverband; ein weiter Antransport von Stoffen kann generell ausgeschlossen werden.
c) Die Mineralausscheidung aus den gesättigten oder übersättigten wässerigen Lösungen findet im Rahmen von P/T-Werten statt, welche maximal 7 kb/640°C erreichen. Die Sukzessionen können sowohl bei progressiven als auch bei retrograden Bedingungen erfolgen.

Dieser Sachverhalt liefert m.E. genügend Anhaltspunkte, die Entstehung der gegenständlichen Mineralisationen anders und einfacher als bisher zu erklären. Man könnte sie nämlich als in-situ-Bildungen ansehen, die aus einem multivariaten Reaktionssystem mit den Faktoren Wasser, Nebengestein, Druck und Temperatur, hervorgehen (vgl. 7.1.).

Die Möglichkeit, einen derartigen Bildungsmechanismus anzunehmen, ergibt sich vor allem aus der sehr großen Wahrscheinlichkeit, daß die Herkunft der wässerigen Lösungen, die früher abgesehen von den Vorkommen in Sedimentgesteinen durch den Anstrom „leerer Thermen" fraglicher Herkunft und durch andere ebenso fragliche hydrothermale Vorgänge erklärt wurde, lithogen ist.

Diese Interpretation bietet sich vor allem deshalb an, weil ja kaum Zweifel darüber bestehen, daß – und es muß dies betont werden – die Stoffe, mit denen sich diese wässerigen Lösungen anreichern, aus dem Nebengestein stammen, und darüberhinaus die Anwesenheit von Wasser im Nebengestein oder Trägergesteinsverband generell vorausgesetzt werden kann. Es wäre bei dieser Hypothese die Fragestellung nach der Herkunft der „leeren Thermen" (vgl. 2.) überflüssig, und bei gewissen Mineralisationen (vgl. 4.) die Voraussetzung hydrothermaler Aktivitäten oder von Hydrothermen nicht unbedingt notwendig.

7.1. „Hydro-lithogene" Mineralisationen

Durch die folgenden, zum Teil durch Fakten belegten Gedankengänge wird die Möglichkeit angedeutet, daß die Entstehung der gegenständlichen Mineralisationen aller Wahrscheinlichkeit nach stets demselben Mechanismus folgt. Bevor aber nun auf die einzelnen Bildungsfaktoren eingegangen wird, sei darauf hingewiesen, weshalb hier von „hydro-lithogenen" Mineralisationen die Rede ist.

Dieser Ausdruck, der keineswegs als endgültige Bezeichnung angesehen werden muß, nimmt auf die Herkunft der Stoffe Bezug, aus denen sich diese Mineralisationen bilden, also einerseits auf das Wasser und andererseits auf die darin gelösten für die spätere Kristallisation notwendigen Stoffe, die in der vorliegenden Interpretation beide als aus dem Nebengestein stammend betrachtet werden. Der Terminus „hydro-lithogene" Mineralisationen wurde nicht zuletzt auch deshalb gewählt, weil er in Kontrast zu „hydrothermal" steht (eine Entstehungsweise, die hier nicht in Betracht gezogen wird) und ferner, um deutlich zwischen anderen Mineralisationen zu unterscheiden, die mitunter auch in Klüften und anderen Hohlräumen auftreten. Gemeint sind damit etwa Vererzungen i.e.S., Mineralbildungen hydrothermaler bis pneumatolithischer Natur oder pegmatitische Mineralisationen, also solche, deren Stoffherkunft zweifelsohne als allothigen, d.h. von weit her erfolgt angesehen werden muß, und die auch unter ganz anderen Bedingungen entstanden sind. Solche Mineralisationen können aber durchaus von Prozessen erfaßt werden, die zu ihrer Überprägung mit hydro-lithogenen Mineralisationen führt. Diese Prozesse sowie die daran beteiligten Faktoren seien nun angesprochen:

Nebengestein

Da der Chemismus der „hydro-lithogenen" Mineralisationen, wie schon oft erwähnt, stets von der chemischen Zusammensetzung des Nebengesteins kontrolliert ist, die Inhaltsstoffe der Mineralien also aus dem Nebengestein stammen, muß ihm für die Bildung der in Frage stehenden Mineralisationen grundlegende Bedeutung zukommen. Das Nebengestein, genauer, die Mineralien des Nebengesteins oder des Nebengesteinsverbandes von Klüften oder anderen Hohlräumen, müssen nämlich als das eigentliche Ausgangsmaterial, welches mit Wasser reagiert, bzw. vom Wasser zersetzt und umgewandelt wird, angesehen werden. Die entsprechenden chemischen Reaktionen werden durch steigende P/T-Bedingungen begünstigt und führen schließlich bis zur Sättigung bzw. Übersättigung der wässerigen Lösungen, die sich mit Stoffen aus dem Mineralbestand des Nebengesteins angereichert haben. Dieser in der experimentellen Petrologie als „water – rock interaction" bezeichnete Sachverhalt ist durch zahlreiche Untersuchungen bewiesen, die u.a. zur Erstellung von Geothermometern führten.

Wie in der Natur oft beobachtbar, müssen nicht immer im Nebengestein Auslaugungserscheinungen sichtbar sein, und es stellt sich in diesem Zusammenhang die Frage, welche Dimensionen der Begriff „Nebengestein" letztlich umfaßt, zumal viele Lithotypen in Serien vom mm- bis in den über 100m-Bereich alternieren und oft auch rasche, tektonisch bedingte Formationswechsel vorhanden sind.

Generell kann man sagen, daß Kluft- oder andere Hohlraumsysteme entweder nur an einen bestimmten Lithotyp gebunden sind und Paragenesen aufweisen, welche diesem Muttergestein entsprechen, oder aber sich Kluftsysteme, etwa senkrecht zum Streichen, über diverse Lithotypen erstrecken, und dann für diesen gesamten Gesteinsverband charakteristische Paragenesen (evtentuell sogenannte „Mischparagenesen") aufweisen. Es ist dabei einerlei, ob die Mächtigkeit dieses Gesteinsverbandes im cm- oder Meterbereich liegt, oder gar über 100 m erreicht, sodaß zuweilen auch ganze Formationen als Nebengesteinsverband gelten können.

Wasser

Aus den Befunden der überaus zahlreichen Tief- und Tiefstbohrungen, die im Laufe der letzten Jahrzehnte für die Öl- und Gasexploration durchgeführt wurden, geht hervor, daß die Gegenwart von Wasser (gemeint ist hier nicht oberflächennahes Grundwasser) auch in sehr tief liegenden Gesteinsformationen (2–8 km und mehr) immer vorausgesetzt werden kann. Es liegt durchwegs als gespanntes Wasser, zum Teil als Poren- oder Kapillarwasser, oder als Kluftwasser vor. Seine Herkunft kann sowohl intraformational als auch extraformational (Infiltration von Oberflächenwässern, Meereswässern, Thermalwässern) sein, und es ist fallweise auch eine Durchmischung von intra- und extraformationalen Wässern, bzw. von absteigenden (descendenten) und aufsteigenden (ascendenten) oder von sogen. juvenilen mit vadosen Wässern wahrscheinlich, die genaue Herkunft aber nur in seltenen Fällen eindeutig eruierbar. Chemische und physikalische Parameter des Wassers (Eh, pH, usw.) können daher sehr variabel sein.

In jedem Fall reagiert das nie ganz reine H_2O in vielfältiger Weise mit dem Mineralbestand des Nebengesteins, wobei es schon bei geringem Druck, also oberflächennah zu erhöhter Löslichkeit mancher Mineralien und damit zu einer Stoffanreicherung (u.a. mit Na, Cl, CO_2) bzw. auch Ausfällung kommt (sogen. Hydrolyse). Es gilt als sicher, daß die Anreicherung des Wassers mit Stoffen aus dem Nebengestein sowohl durch erhöhten Druck als auch durch erhöhte Temperatur begünstigt und wohl auch beschleunigt wird. Mit zunehmender Tiefenlage tritt jedenfalls eine gravitative Differentiation des Wassers ein, bei welcher sich Stoffinhalt und Dichte erhöhen; auch eine Temperaturzunahme bis hin zu mehreren 100° ist durch den – zwar lokal variablen – geothermischen Tiefengradient gegeben, was zahlreiche Studien über geothermische Energie beweisen (vgl. RONNER, 1980). Für die Herkunft heißer, mit Stoffen angereicherter Wässer im Gestein müssen also nicht a priori juvenile Thermalwässer mit primärem Stoffbestand oder „leere Thermen" (Pseudohydrothermen) angenommen werden, die von Magmenherden ausgehend den Klüften zuströmen, sondern sie können durchaus, wie oben erwähnt, intraformational bzw. auch in den Klüften selbst, also in situ temperiert werden und sich mit Stoffen aus dem Nebengestein anreichern (dafür spricht die Armut an Schwermetallen in den hydro-lithogenen Mineralisationen).

In Bezug auf die Strömungsgeschwindigkeit (sie spielt bei der Reaktion des Wassers mit dem Nebenge-

stein eine Rolle), kann davon ausgegangen werden, daß stets Strömungen vorhanden sind, diese aber zumindest in Festgesteinen wahrscheinlich sehr geringe Geschwindigkeiten aufweisen dürften, ja darin mitunter einem quasistationären Zustand nahekommen könnten und zwar vor allem in großen unter hohem Druck stehenden Tiefenbereichen (speziell in Anreicherungszonen, die in etwa mit Erdölfallen vergleichbar sind). Auf diese Weise wäre auch erklärbar, weshalb nicht in allen kluftdurchsetzten Gesteinszonen entsprechende Mineralisationen auftreten. Nur entlang von weitreichenden Spaltensystemen oder an undurchlässigen Horizonten kann Wasser (gewöhnlich bei Druckentlastung) im allgemeinen gut zirkulieren, dabei mitunter auch in großen Mengen auftreten und hohe Strömungsgeschwindigkeiten annehmen.

Zu den hier nur angerissenen Details über die chemischen und physikalischen Eigenschaften des Grundwassers (auch sehr tiefer Bereiche) sei auf die Arbeiten von VOIGT (1990) und PINNEKER (1992) verwiesen, in welchen auch zahlreiche weiterführende Literaturhinweise gegeben sind.

Druck

Druck entsteht durch überlagernde Gesteinsformationen (lithostatischer Druck) oder durch tektonische Beanspruchung (etwa bei Faltungsvorgängen) und bewirkt u.a. den gespannten Zustand von Kluft- oder Porenwasser sowie eine Destabilisierung mancher Mineralphasen, was wiederum ihre Löslichkeit in Wasser (Abgabe bestimmter Ionenkomplexe) bzw. ihrer Umwandlung in andere Mineralphasen begünstigt. Als maximale Druckwerte, unter denen sich hydro-lithogene Mineralisationen bildeten, können 7–3 kb angegeben werden (vgl. STALDER et al., 1973; NIEDERMAYR, 1980). Das entspricht einer Mitteldruckmetamorphose bzw. einer Gesteinsüberlagerung von ca. 22.000 m. In vielen Fällen sind aber bedeutend geringere Druckwerte anzunehmen. In anchizonalen Gesteinen bilden sich Kluftquarze beispielsweise schon bei 2–1,5 kb, was einer Gesteinsüberlagerung von etwa 5.500 bis 7.500 m entspricht (vgl. NIEDERMAYR et al., 1984). Noch geringere Druckwerte sind natürlich in unmetamorphen Gesteinen maßgebend.

Temperatur

Ebenso wie der Druck ist die Temperatur einer der wesentlichen Faktoren, der zu Reaktionen zwischen Nebengestein und Wasser führt und der letztlich in Verbindung mit dem Druck für die Mineralsukzessionen verantwortlich ist, bei denen sich Kristalle aus den übersättigten Lösungen abscheiden. In Bezug auf die „hydro-lithogenen" Mineralisationen sei bemerkt, daß Temperatur generell nicht von magmatischen oder hydrothermalen Aktivitäten abgeleitet wird (diesbezüglich mögen evtl. nur einige Sonderfälle die Regel bestätigen), sondern sich durch vertikale Dislokation oder tektonische Beanspruchungen einstellen sollte und sich erwiesenermaßen auch daraus ergeben kann (vgl. geothermische Gradienten). Je nach Verlagerung in tiefere oder höhere Krustenbereiche bzw. tektonische Stockwerke, erfolgt Temperaturzu- oder -abnahme in den betroffenen Gesteinsformationen, wobei der Temperaturgradient bis zur Anatexis ansteigen kann. Auf die Temperatur bezogen, handelt es sich bei den „hydro-lithogenen" Mineralisationen um niedrigst- bis mitteltemperierte Bildungen, die bei progressiven oder retrograden P/T-Bedingungen aus den übersättigten, wässerigen Lösungen auskristallisierten. Die bisher höchsten Bildungstemperaturen von „hydro-lithogenen" Mineralisationen wurden in Metamorphiten der Zentralalpen ermittelt und erreichen etwa 650°C, wobei die Bildungstemperaturen von Quarz, Feldspäten und Carbonaten in den Klüften zwischen 600 bis 400 Grad betragen haben (FRIEDRICHSEN & MORTEANI, 1979). Sehr niedrige Werte (ca. 270°C) weisen Kluftquarze in anchizonalen Serien auf (NIEDERMAYR et al., 1984).

*

Die P/T-Gradienten können sozusagen als Rahmenbedingungen gelten, innerhalb derer das Ausgangsmaterial (Nebengestein und Wasser) reagiert. So gesehen kann, ausgehend von der Diagenese über die Anchi- und Epizone bis in den meso- und katazonalen Metamorphosebereich hinein ein progressiv oder, umgekehrt, ein retrograd verlaufender – mitunter auch wiederholt stattfindender – Mineralum- und -neubildungsprozeß („water – rock interaction") ablaufen, der letzten Endes u.a. zur Bildung von hydro-lithogenen Mineralisationen in Hohlräumen (Klüfte, Geoden, Septarien, usw.) führt. Dementsprechend findet man in Klüften und Hohlräumen von Sedimenten und in nicht metamorphen Magmatiten die am niedrigsten temperierten hydro-lithogenen Mineralisationen, während in Klüften und in kavernösen Partien von epi- und mesozonalen Metamorphiten die entsprechenden, höher temperierten Bildungen vorherrschen.

In diesem Zusammenhang sei ausdrücklich betont, daß trotz des im für die magmatische Abfolge charakteristischen, sogenannten hydrothermal-pneumatolithischen Bereichs liegenden Temperaturgradienten für die hier gegebene genetische Interpretation generell keineswegs hydrothermale Aktivitäten herangezogen werden, weil ja die Herkunft der wässerigen Lösungen sowie der Stoffe, mit denen sie sich anreichern, als in situ vorhanden (aus dem Gesteinsverband stammend) angenommen wird. Diese Annahme wird durch die Tatsache untermauert, daß der Gesamtchemismus der Mineralparagenesen aus Klüften im allgemeinen vom Chemismus des Nebengesteins bzw. des Nebengesteinsverbandes kontrolliert ist, also keine Stoffzufuhr von weit her erfolgt.

Bei Annahme der soeben erläuterten Bildungsvorgänge, die hier ja nur ansatzweise behandelt wurden, erübrigt sich eine Zuordnung der „hydro-lithogenen" Mineralisationen zu bestimmten Bildungsabfolgen, die wie bisher (nicht ganz konsequent) geschehen, der diagenetischen, metamorphen und magmatischen Abfolge zugeschrieben wurden. Es würden damit auch die speziell bei der hydrothermalen Mineralgenese verwendeten Begriffe „Zeolithisierung", „Autometasomatose", „Hydro-Metasomatose", mit denen versucht wurde, Hohlraummineralisationen in Magmatiten und Vulkaniten zu erklären überflüssig, ebenso wie die Ausdrücke „leere Thermen" und „Lateralsekretion".

8. Schlußbetrachtung

Mit dem Ziel, die bisher ungenau definierten, weitgehend erz- und schwermetallfreien, bei niedrigen bis mittleren Temperaturen gebildeten Minerallagerstätten,

welche in Klüften auftreten, exakt zu bezeichnen, wurde ein Begriffssystem entwickelt. Dieses resultierte aus einer eigens für diesen Zweck vorgenommenen, umfassenden Studie der betreffenden Mineralisationen, wobei neben einer Durchsicht und kritischen Auswertung der einschlägigen Literatur auch eigene Naturbeobachtungen miteinbezogen wurden. In summa ergaben sich überraschenderweise viele sich widersprechende Daten, aus denen aber u.a. folgende, für eine Begriffsbestimmung grundlegende Erkenntnisse herausgearbeitet werden konnten:

1) Der in der Literatur allgemein verwendete und hauptsächlich auf die Form der Lagerstätten Bezug nehmende Begriff „Kluftmineralisationen" läßt offen, um welche Art von Mineralisationen es sich handelt.
2) Einige dieser Mineralisationen, die sogen. „alpinen" und „alpinotypen" Kluftmineralisationen, waren falsch definiert.
3) Klüfte sind nicht die einzigen Räume, in denen die „Kluftmineralisationen" auftreten. Letztere erscheinen nämlich auch in anderen Hohlraumarten (etwa in kavernösen Gesteinspartien, Miarolen, usw.) und können die Hohlräume ganz oder nur teilweise ausfüllen.
4) Mineralisierte Klüfte sind nicht an bestimmte Gesteine gebunden, sondern kommen in allen möglichen Gesteinsarten vor, also in Sedimenten, Magmatiten und Metamorphiten.
5) Die Mineralisationen sind gewöhnlich jünger als das Trägergestein und sein Mineralbestand. Sie sind zeitlich aber nicht, wie verschiedentlich postuliert, an bestimmte Orogenzyklen oder an bestimmte Metamorphosephasen gebunden.
6) Es gilt als sicher, daß der Chemismus der Mineralisationen vom Chemismus der Trägergesteine kontrolliert ist.
7) Der Mineralbestand und das Erscheinungsbild der Paragenesen ist für die jeweiligen Trägergesteine charakteristisch.
8) Die Mineralisationen gehen aus wässerigen Lösungen hervor, deren Stoffbestand offensichtlich aus dem Nebengestein stammt.
9) Sowohl für die Herkunft der wässerigen Lösungen als auch für das Einsetzen bzw. Wirken bestimmter Druck- und Temperaturgradienten wurden verschiedene Ursachen angenommen (u.a. hydrothermale Vorgänge, metamorphe Vorgänge, diagenetische Prozesse). Es ist aber nicht auszuschließen, daß für die Entstehung der Mineralisationen möglicherweise immer nur ein und derselbe Bildungsvorgang ausschlaggebend ist.
10) Eine Neudefinition bzw. exakte Bezeichnung sollte nicht, wie bisher fallweise geschehen, nach dem evtl. vorherrschenden Mineralbestand oder nach dem vermeintlich wichtigsten Verbreitungsgebiet, sondern nach gemeinsamen, genetisch bedingten Merkmalen vorgenommen werden.

Vor allem aus dem Sachverhalt unter 6) und 7) wurde das vorliegende Begriffssystem entwickelt, womit die zur Diskussion stehenden Mineralisationen auch neu definiert wurden. Wie in der Lagerstättenkunde oft erfolgreich angewandt, wurde eine Einteilung in Typen und Klassen vorgenommen.

Die entsprechenden hier präsentierten Schemata bieten den Vorteil der Übersichtlichkeit. Als Nachteil könnte angesehen werden, daß sich in Anbetracht der vielen möglichen Paragenesen gelegentlich Unsicherheiten bei der Klassenzuordnung ergeben. Weil diese Unsicherheiten auch durch eine zahlenmäßig hohe Erweiterung der Klasseneinteilung nicht gänzlich zu beheben ist, wurde bewußt darauf verzichtet. Dies auch deshalb, weil bei einer erweiterten Klassifizierung zudem die Gefahr bestünde, sich in Details zu verlieren.

Die unter 9) angesprochene Minerogenese ist nicht in allen Details erforscht und beruht daher nach wie vor zum Teil auf Annahmen. Wenn nun trotzdem, wie hier, ein neuer Interpretationsversuch gemacht und von „hydro-lithogenen" Mineralisationen gesprochen wird, so deshalb, weil sich in Bezug auf die gegenständlichen Mineralisationen zeigte, daß die bisher vertretenen Auffassungen zu ihrer Genese zum Teil auf unsicheren Daten beruhen und durchaus nicht frei von Widersprüchen sind. Ersteres gilt natürlich auch für die unter Punkt 7.1. dieser Arbeit erläuterte neue Interpretation, mit der allerdings die Entstehung unserer Mineralisationen gut erklärt werden kann. Wie üblich, sind aber die Auffassungen zur Lagerstättengenese nie unumstritten.

Schließlich sei im Hinblick auf 1) bemerkt, daß dem bisher generell verwendeten, hauptsächlich auf die Art und Form der Lagerstätten Bezug nehmenden Ausdruck „Kluftmineralisationen" nun auch der genetische Terminus „hydro-lithogen" gegenübergestellt wurde.

Dank

Für Anregungen und Diskussionen zum Thema bin ich folgenden Personen zu Dank verpflichtet: den Kollegen Dr. J. HELLERSCHMIDT-ALBER, Dr. O. SCHERMANN, Dr. O. THIELE (alle Geologische Bundesanstalt Wien), Dr. G. NIEDERMAYR (Naturhistorisches Museum Wien), Herrn E.-D. ROTT, Wien.

Literatur

BISCHOFF, J.L. (1969): The Red Sea geothermal deposits: their mineralogy, chemistry and genesis. – In: DEGENS & ROSS (Eds.): Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, 348–401, New York – Heidelberg – Berlin (Springer).

BONATTI, E. (1975): Metallogenesis at oceanic spreading centers. – Ann. Rev. Earth Plan. Sc., vol. **3**, 401–431.

BRINKMANN, R. (1967): Lehrbuch der allgemeinen Geologie, 3. Band. – Stuttgart (Enke).

BRINKMANN, R. (1972): Lehrbuch der allgemeinen Geologie, 2. Band. – Stuttgart (Enke).

CATELINEAU, M. & NIEVA, D. (1985): The Los Azufres (Mexico) geothermal system. – Contrib. Mineral. Petrol., **91**, 235–244.

CORLISS, J.B., DYMOND, J., GORDON, I. et al. (1979): Submarine Thermal Springs on the Galapagos Rift. – Science, **203**, 1073–1083, Washington.

DE MICHELE, V. (1974): Pula. – In: Guida mineralogica d'Italia, 2. volume, 192 S., Novara (Istituto Geografico De Agostini).

ELDER, J. (1981): Geothermal Systems. – 508 S., London (Academic Press).

EXEL, R. (1991): Ein genetisches Begriffssystem für Minerallagerstätten in Klüften. – Archiv f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., Bd. **13**, 5–15, Wien.

EXNER, Ch. (1957): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – Wien (Geol. B.-A.).

FRANCHETAU, J., NEEDHAM, H.D., CHOUKROUNE, P. et al. (1978): Découverte par submersible de sulfures polymétalliques massifs sur la dorsale du pacific orientale. – C.R. Acad. Sc. Paris, **287**, Series D, 1365–1368, Paris.

FRIEDRICHSEN, H. & MORTEANI, G. (1979): Oxygen and Hydrogen Isotope Studies on Minerals from Alpine fissures and their Gneissic Host Rocks, Western Tauern Window (Austria). – Contrib. Mineral. Petrol., **70**, 149–152.

KOENIGSBERGER, J. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen. Teil II. – Basel (Wepf & Co.).

KOLLER, F., NEUMAYR, R. & NIEDERMAYR, G. (1978): „Alpine Klüfte" im Kristallin der Böhmischen Masse. – Der Aufschluß, **29**, 373–378, Heidelberg.

KUBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorfisme. – In: Etages tectoniques, Colloque à Neuchatel, 105–122, 12 Abb., Neuchatel.

LEITMEIER, H. (1950): Über die Entstehung der Kluftmineralien in den Hohen Tauern. – Tscherm. Min. Petr. Mitt., **3**, F. 1, 390–413, Wien.

LIEBER, W. & FRENZEL, G. (1990): Die Amethyst-Vorkommen von Las Vigas, Veracruz, Mexico. – Lapis, **15**/6, 21–38, München.

MEIXNER, H. (1981): Alpine Kluftminerale. – Ergänzter Wiederabdruck aus: Fortschr. Min. Beih. **2**, 17–19 (Stuttgart). In: „Der Karinthin", F. **85**, 296–299, Klagenfurt.

MURAWSKI, H. (1963): Geologisches Wörterbuch. – 5. Aufl., Stuttgart (Enke).

NIEDERMAYR, G. (1980): Ostalpine Kluftmineralisationen und ihre Beziehungen zur alpidischen Metamorphose. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 399–416, Wien.

NIEDERMAYR, G. (1990): Doppelendige Quarze aus dem Bereich Hochstadel – Rosengarten in den östlichen Lienzer Dolomiten, Kärnten. – In: Neue Mineralfunde aus Österreich XXXIX, Carinthia II, **180**/100, 254–255, Klagenfurt.

NIEDERMAYR, G. (1990a): Mineralfolgen in alpinen Klüften der Ostalpen und ihre Bedeutung für den Bau der Alpen. – Mitt. österr. Min. Ges., **135**, 59–60, Wien.

NIEDERMAYR, G. & MULLIS, J. et al. (1984): Zur Anchimetamorphose permo-skythischer Sedimentgesteine im westlichen Drauzug, Kärnten–Osttirol (Österreich). – Geol. Rundschau, **73**/1, 207–221, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J. & PARKER, R.L. (1940): Die Mineralien der Schweizeralpen. – 2 Bände, Basel (Wepf & Co.).

PARKER, R.L. (1954): Die Mineralfunde der Schweizer Alpen. – Basel.

PINNEKER, E.V. (1992): Das Wasser in der Litho- und Asthenosphäre. Wechselwirkungen und Geschichte. – 263 S., Berlin – Stuttgart (Bornträger).

RONNER, F. (1980): Geothermische Energie. – In: Der Geologische Aufbau Österreichs, Hrsg.: Geol. B.-A., Wien (Springer).

RYKART, R. (1984): Zum Quarzwachstum in einer zentralalpinen Kluft. – Schweizer Strahler, Vol. **6**, 414–421.

SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. – 215 S., Wien – Innsbruck (Springer).

SANDER, B. (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil: Die Korngefüge. – 409 S., Wien, Innsbruck (Springer).

SCHNEIDERHÖHN, H. (1941): Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Erster Band. – Jena (Gustav Fischer).

SCHNEIDERHÖHN, H. (1944): Erzlagerstätten. Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung. – Jena (Gustav Fischer).

STALDER, H.A., DE QUERVAIN, F., NIGGLI, E. & GRAESER, S. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. – Neubearbeitung des gleichnamigen Werkes von PARKER (1954), Basel (Wepf & Co.).

TUFAR, W., GRUNDLACH, H. & MARCHIG, V. (1985): Ore Paragenesis of Recent Sulfid Formations from the East Pacific Rise. – Monograph Series on Mineral Deposits, **25**, 75–93, (Ed. K. GERMAN), Berlin – Stuttgart (Borntraeger).

VOIGT, H.J. (1990): Hydrogeochemie. Eine Einführung in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. – Berlin usw. (Springer).

WEIBEL, M. (1973): Die Mineralien der Schweiz. – 4. Aufl., Basel – Stuttgart (Birkhäuser Verlag).

WENINGER, H. (1974): Die alpinen Kluftmineralien der österreichischen Ostalpen. – Der Aufschluß, 25. Sonderschrift, 169 S., VFMG Heidelberg.

WILKE, H.-J. (1984): Die Drusenmineralien der westindischen Basalte. – Lapis, **9**/5, 9–27, München.

WINKLER, H.G.F. (1979): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – 5th edition, New York – Heidelberg – Berlin (Springer).

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 2. März 1992.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 481–491	Wien, Mai 1992

Transgressive Gosau (Coniac) auf Branderfleckschichten (Turon) in den Weyerer Bögen (Nördliche Kalkalpen, Oberösterreich)

Von PETER FAUPL & MICHAEL WAGREICH*)

Mit 6 Abbildungen

Oberösterreich
Nördliche Kalkalpen
Weyerer Bögen
Branderfleckschichten
Gosau
Stratigraphie
Lithologie
Schwermineralanalyse

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 69

Inhalt

Zusammenfassung ... 481
Abstract ... 481
1. Einleitung ... 482
2. Geologische Position ... 482
3. Stratigraphische Stellung ... 484
3.1. Mikrofauna ... 484
3.2. Nannofloren ... 484
4. Schichtfolge und Lithologie ... 485
5. Schwermineraluntersuchungen ... 486
6. Diskussion und Schlußfolgerungen ... 488
6.1. Zur Stellung der turonen Ablagerungen ... 488
6.2. Geodynamische Aspekte ... 489
6.3. Paläogeographie ... 490
Dank ... 490
Literatur ... 490

Zusammenfassung

Aus dem Südteil der Weyerer Bögen, S Großraming/Enns, wird ein Vorkommen turoner Gesteine der Lunzer Decke beschrieben, das mit dem Sedimentationszyklus der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen verglichen werden kann. Die Abfolge setzt sich aus basalen Breccien, Sandsteinen und siltig-sandigen Mergeln mit Makrofossilien zusammen. Kennzeichnend sind Schwermineralspektren mit hohen Gehalten an Alkaliamphibol und Chloritoid neben stabilen Mineralen und nur geringen Anteilen von Chromspinell. Dagegen konnte eine rote Konglomeratserie auf Grund ihres Coniac-Alters und der abweichenden Schwermineralführung der Gosau-Gruppe zugeordnet werden.

A Transgression of Gosau Deposits (Coniacian) onto Sediments of the Branderfleck Group (Turonian) in the „Weyerer Bögen" (Northern Calcareous Alps, Upper Austria)

Abstract

Turonian sediments are described from the Lunz Nappe of the southern part of the Weyerer Bögen. They are compared with the sedimentary cycle of the Branderfleck Group of the western part of the Northern Calcareous Alps. The sequence consists of basal breccias, sandstones and silty to sandy marls with macrofossils. Heavy mineral spectra indicate a typical composition of blue amphiboles and chloritoids besides stable minerals and only a few percentages of chrome spinel. Red conglomerates of Coniacian age with different heavy mineral spectra are ascribed to the Gosau Group.

*) Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. PETER FAUPL, Dr. MICHAEL WAGREICH, Institut für Geologie, Universität, Universitätsstraße 7, A-1010 Wien.

1. Einleitung

Aus dem südlichen Abschnitt der Weyerer Bögen, jener postgosauischen Struktur, in der die Faltenzüge der Frankenfelser und Lunzer Decke eine Eindrehung in die Nord–Süd-Richtung erfahren haben, wird eine Gesteinsabfolge des Turons beschrieben (Abb. 1). Dieses im Gebiet der Pichlbaueralm (Jagdhütte), S Großraming, ca. 1,7 km NNW des Berggipfels Bodenwies (Kt. 1504, ÖK 69 Großraming) gelegene Vorkommen wurde von G. ROSENBERG (1957) aufgrund von Ähnlichkeiten mit den benachbarten tieferen Gosauserien von Weißwasser zu den Gosauschichten gestellt. In den früher erschienen geologischen Karten von G. GEYER (1912) und H. LÖGTERS (1937) sind diese Ablagerungen noch nicht verzeichnet.

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes 69 Großraming wurden diese Sedimente im Grenzbereich Frankenfelser – Lunzer Decke kartiert und näher untersucht (Abb. 2). Erste biostratigraphische Ergebnisse wiesen auf eine Alterseinstufung in das obere Cenoman/Turon hin. Daneben zeigte auch die Schwermineralführung mit hohen Alkaliamphibolgehalten starke Abweichungen von den bisher untersuchten Gosauprofilen (vgl. P. FAUPL & M. WAGREICH, 1989; M. WAGREICH, 1990).

Der Gesteinskomplex kann auf Grund stratigraphischer und lithologischer Ähnlichkeiten einerseits mit den etwa zeitgleichen Branderfleckschichten des westlichen Abschnittes der Kalkalpen und andererseits mit den orbitolinenführenden „Cenoman"-Vorkommen in Niederösterreich (Marktl/Lilienfeld, Alland, Kaltenleutgeben) verglichen werden. Allen diesen Vorkommen ist eine Position im Bereich des höheren Bajuvarikums gemein. Im folgenden werden die Abfolgen des Cenoman-Turons der östlichen Kalkalpen mit jenen der westlichen unter dem Begriff Branderfleckschichten im Sinne einer Gruppe zusammengefaßt. Der hier beschriebene Gesteinskomplex aus den Weyerer Bögen stellt somit einerseits ein wichtiges Bindeglied zwischen den Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen und den östlichen Vorkommen dar, andererseits gewährt dieses Vorkommen einen detaillierteren Einblick in den Ablauf der mittelkretazischen geodynamischen Entwicklung dieses Raumes.

2. Geologische Position

Das Turonvorkommen im Gebiet der Pichlbaueralm liegt im südlichen Abschnitt der Weyerer Bogenstruktur, einer postgosauischen Eindrehung der Frankenfelser und Lunzer Decke in die Nord–Süd-Richtung. In diesem südlichen Bereich ist durch eine intensive E–W-Einengung bereits ein Teil jener Mulden und Antiklinalen, die die Frankenfelser Decke nördlich der Enns, aber auch unmittelbar südlich davon bis auf die Höhe des Almkogels und der Langlackenmauer, auszeichnen, tektonisch reduziert. Die im nördlichen Abschnitt breit entwickelte externe Rettenbachmulde der Frankenfelser Decke endet bereits nördlich des Untersuchungsgebietes. Die Kreidemulde der Pichlbaueralm und die anschließende Antiklinalstruktur des Hahnbodens (Abb. 2), die mittelkretazischen Gesteinen der "Cenomanrandschuppe" direkt aufgeschoben sind, repräsentieren im Frankenfelser-Lunzer Deckensystem bereits ein relativ internes Bauelement. Dies geht aus dem Auftreten von Allgäuschichten hervor, die im Bereich der tektonisch vollständig entwickelten Frankenfelser Decke nur in der externen Rettenbachmulde und in internen Strukturelementen vorkommen.

Im gesamten Bereich der Weyerer Bögen scheinen die Frankenfelser und die Lunzer Decke, die zusammen mit der „Cenomanrandschuppe" der Gosau der Reichraminger Decke aufgeschoben sind, nicht durch eine tektonische Fläche erster Ordnung getrennt zu sein. Es ensteht der Eindruck, daß beide Deckenelemente noch weitgehend zusammenhängen (vgl. Th. EHRENDORFER, 1988; H. PAVLIK, 1989; H. EPPEL, 1990; R. HOLNSTEINER,

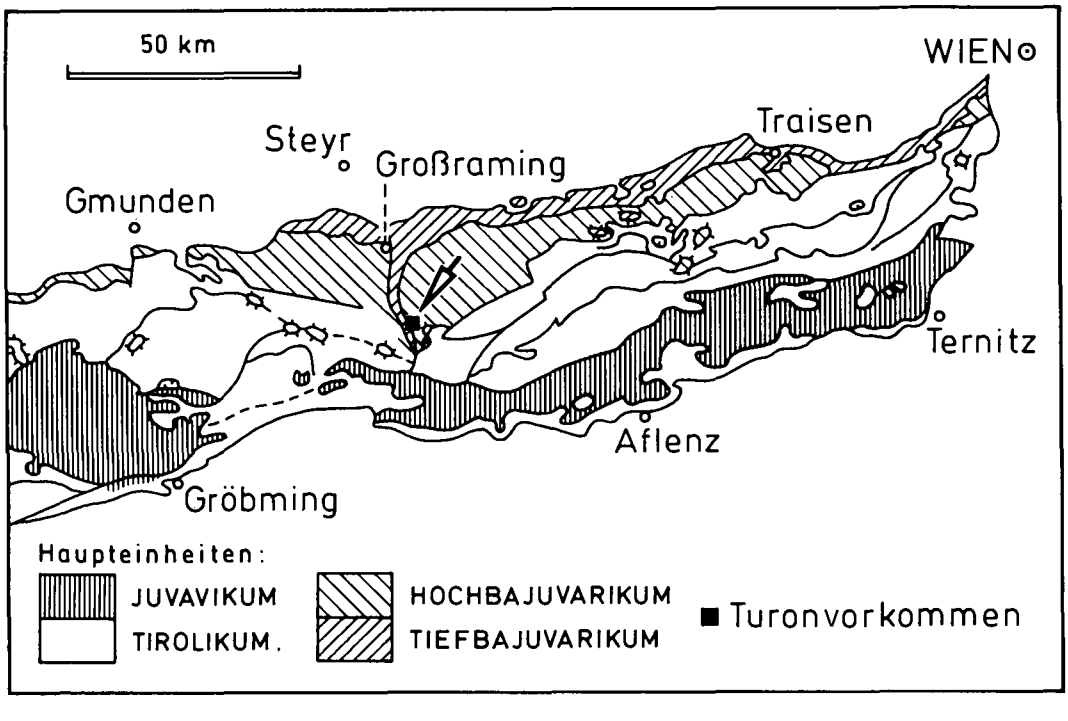


Abb. 1.
Geologische Position des Gosauvorkommens und der Branderfleckschichten der Pichlbaueralm im südlichen Abschnitt der Weyerer Bögen.
Tektonische Karte nach A. TOLLMANN (1985).

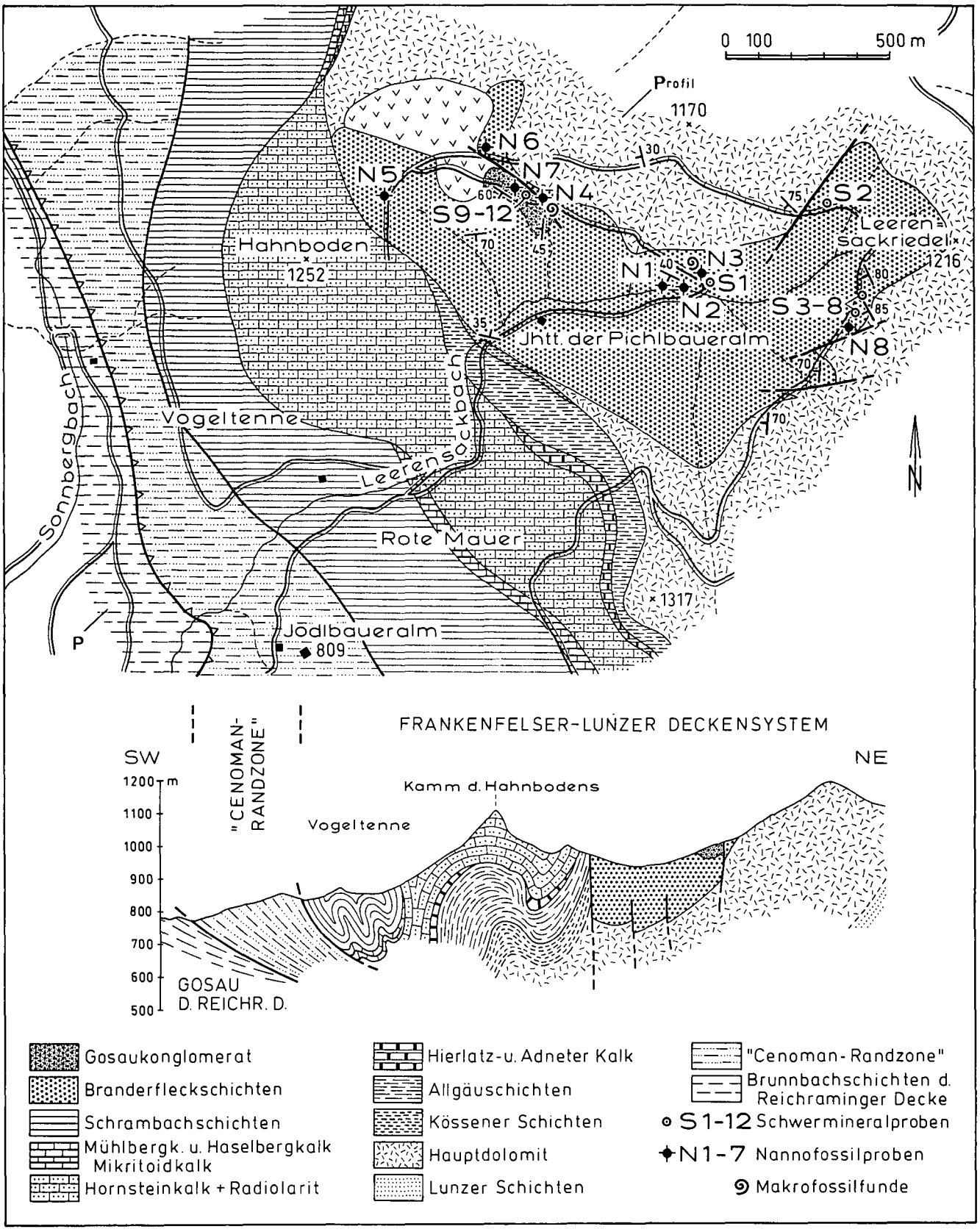


Abb. 2.
Geologische Karte und Profilschnitt durch das Gosauvorkommen und die Branderfleckschichten der Pichlbaueralm (ÖK 69 Großraming).
Die Kartenskizze wurde nach einer unveröffentlichten Manuskriptkarte von G. ROGENHOFER sowie eigenen Aufnahmen erstellt.

1990). Diese Beobachtung hat auch H. EGGER (1985) im Ternberger/Reichraminger Deckensystem gemacht. Der breite Hauptdolomitzug, dem das Turonvorkommen diskordant auflagert, gehört jener Zone an, die weiter nördlich auch das Reiflingeck (Kt. 1424), die Langlakkenmauer (Kt. 1482) und den Almkogel (Kt. 1513) aufbaut. Traditionell wird dieser Zug bereits zur Lunzer Decke gerechnet (vgl. A. TOLLMANN, 1976). Mit ein

Grund für diese Zuordnung ist das Vorkommen von Mitteltriasgesteinen (Wettersteinkalk) in diesem Abschnitt, die in der Frankenfelser Decke, tektonisch bedingt, fehlen.

Die turonen Gesteine der Pichlbaueralm liegen somit in einer durchaus vergleichbaren Position am Nordrand des Hochbajuvarikums, wie von R. GAUPP (1980) und K.F. WEIDICH (1984) für die Branderfleckschichten des Westabschnitts der Kalkalpen dargestellt wurde, wo diese Schichten dem Nordabschnitt der Lechtaldecke auflagern.

Im Gebiet der Pichlbaueralm bilden die turonen Sedimente eine nach SE aushebende Mulde, die von zahlreichen Störungen durchzogen ist (Abb. 2). Im Westen werden sie gegen die Juraschichten des Hahnbodens durch eine Störung abgesetzt. Aus dem Umstand, daß diese Sedimente direkt Hauptdolomit aufliegen, wird eine bedeutende Diskordanz sichtbar. Bedingt durch die zahlreichen Störungen konnte kein durchgehendes Profil erstellt werden.

Am Nordrand des Vorkommens konnte eine charakteristische, rote Konglomeratserie ausgeschieden werden. Auf Grund neuer biostratigraphischer und fazieller Daten wird diese Serie zur Gosau-Gruppe gestellt, womit im untersuchten Gebiet Gosausedimente direkt Turon überlagern.

3. Stratigraphische Stellung

Mit Hilfe zweier Ammonitenfaunen konnte H. SUMMESBERGER (im Druck) den höheren, siltig-mergeligen Abschnitt der Abfolge der Pichlbaueralm im Vergleich mit französischen Profilen in das Mittelturon einstufen (untere und mittlere Subzonen der *Collignoniceras woollgari*-Zone). Auch die Inoceramenfaunen lassen nach ersten Untersuchungen (S. CECH, mündl. Mitt.) eine Einstufung in das untere bis mittlere Turon zu. Vergleichbare Resultate geben die Einstufungen mit Nannofossilien und Foraminiferen, die den Zeitraum des Unteren bis Mittleren Turons belegen. Für ein Hinabreichen der Schichtfolge in das Cenoman, wie noch von P. FAUPL & M. WAGREICH (1989) vermutet, konnte kein Beleg gefunden werden. Es ist allerdings nicht auszuschließen, daß der liegende, brecciöse Anteil noch in das obere Cenoman hinabreicht.

3.1. Mikrofauna

Der Großteil des vorliegenden Materials erwies sich als nicht schlämmbar. Nur eine einzige Probe (N1) eines weicheren, siltigen Mergels brachte eine mäßig erhaltene, planktonführende Mikrofauna. An wichtigen Planktonforaminiferen treten auf:

Dicarinella hagni (SCHEIBNEROVA)
Helvetoglobotruncana cf. *praehelvetica* (TRUJILLO)
Marginotruncana schneegansi (SIGAL)
Marginotruncana ex gr. *renzi* (GANDOLFI)
Marginotruncana cf. *pseudolinneiana* PESSAGNO
Whiteinella paradubia (SIGAL)

Diese Mikrofauna ist kennzeichnend für den Zeitraum des „tieferen" Turons des tethyalen Raumes (u.a. M. CARON, 1985; F. ROBASZYNSKI et al., 1990). Die für das Cenoman typischen Rotaliporen fehlen ebenso wie Foraminiferen des Formenkreises um *Dicarinella primitiva/concavata*, welche für das Coniac leitend sind. Die für das Mittelturon leitende *Helvetoglobotruncana helvetica* BOLLI konnte allerdings nicht eindeutig belegt werden, obwohl Übergänge von *Helvetoglobotruncana* cf. *praehelvetica* (TRUJILLO) zu dieser Form zu finden sind. Das Auftreten von *M. schneegansi* und *M.* cf. *pseudolinneiana* legt im Vergleich mit den jüngst multistratigraphisch untersuchten Schichtfolgen von Zentraltunesien (F. ROBASZYNSKI et al., 1990) und Frankreich (F. ROBASZYNSKI et al., 1982) eine Einstufung in das Mittelturon nahe. In der von K. F. WEIDICH (1984a) aufgestellten Planktonstratigraphie der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen entspricht die Fauna dem Bereich der *archaeocretacea*- und *helvetica*-Zonen (oberstes Cenoman bis Mittelturon).

3.2. Nannofloren

Die Nannofossilien aus der Schichtfolge der Pichlbaueralm beschränken sich, so wie die anderen Fossilfundpunkte, auf den höheren, siltig-mergeligen Abschnitt der Schichtfolge. Die Erhaltung der Floren ist durchwegs schlecht, sodaß genaue Einstufungen nur mit Vorbehalt zu geben sind. Insgesamt sprechen die Nannofloren für eine Einstufung in das untere und mittlere Turon, in die Nannozonen CC11 und CC12 (W. SISSINGH, 1977; K. PERCH-NIELSEN, 1985). Das Erstauftreten der Leitformen *Quadrum gartneri, Eiffellithus eximius* und *Lucianorhabdus maleformis* wird allerdings von verschiedenen Autoren verschiedenen Zeitpunkten zugeordnet. So beschreibt T.J. BRALOWER (1988) *Qu. gartneri* und *E. eximius* schon aus dem obersten Cenoman, während F. ROBASZYNSKI et al. (1982, 1990) das Erstauftreten der ersteren Art im höheren Unterturon, das von *E. eximius* erst im höheren Mittelturon feststellten. Im Vergleich mit diesen Arbeiten lassen die zwei Proben mit *E. eximius* und *L. maleformis* (Probe N4, N5) daher schon eine Einstufung in das Mittelturon bis tiefe Oberturon (CC12) zu.

*

Aus den Proben N1, N2, N3, N6, N8 (Zone CC11 oberstes Cenoman?–Unterturon) stammt folgende Flora:

Braarudosphaera bigelowi
(GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1959
Calculites cf. *ovalis*
(STRADNER 1963) PRINS & SISSINGH 1977
Corollithion signum STRADNER 1963
Cribrosphaerella ehrenbergii
(ARKHANGELSKY 1912) DEFLANDRE 1952
Eiffellithus turriseiffelii
(DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965
Eprolithus floralis (STRADNER 1962) STOVER 1966
Glaukolithus diplogrammus
(DEFLANDRE 1954) REINHARDT 1964
Haqius circumradiatus (STOVER 1966) ROTH 1978
Lithastrinus septenarius FORCHHEIMER 1972

Lithraphidites carniolensis carniolensis DEFLANDRE 1963
Nannoconus multicadus
DEFLANDRE & DEFLANDRE-RIGAUD 1959
Nannoconus truitti BRÖNNIMANN 1955
Prediscosphaera cretacea
(ARKHANGELSKY 1912) GARTNER 1968
Prediscosphaera ponticula
(BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN 1984
Quadrum gartneri
PRINS & PERCH-NIELSEN in MANIVIT et al. 1977
Radiolithus planus STOVER 1966
Rhagodiscus angustus (STRADNER 1963) REINHARDT 1971
Rhagodiscus reniformis PERCH-NIELSEN 1973
Rotelapillus laffittei (NOEL 1957) NOEL 1973
Stradneria crenulata
(BRAMLETTE & MARTINI 1964) NOEL 1970
Tranolithus phacelosus STOVER 1966
Vagalapilla sp.
Vekshinella sp.
Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

Dazu kommt aufgearbeitete Unterkreide:

Cruciellipsis cuvillieri (MANIVIT 1966) THIERSTEIN 1971
Micrantolithus sp.
Nannoconus steinmannii KAMPTNER
N. kamptneri BRÖNNIMANN

In zwei Proben (N4, N5) treten zusätzlich zu den oben genannten Formen noch *Arkhangelskiella?* sp., *Calculites ovalis* (STRADNER 1963) PRINS & SISSINGH 1977, *Eiffellithus eximius* (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1968 und *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT 1966 auf. Diese Proben sind somit eindeutig in die Nannozone CC12 (Mittelturon bis unteres Oberturon im Sinne von F. ROBASZYNSKI et al., 1982, 1990) zu stellen. Die Leitform für die nächstfolgende Zone CC13, *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) DEFLANDRE 1959, fehlt in diesen Proben. Auf Grund des Fehlens eines durchgehenden Profils ist eine detaillierte Korrelation der Zonen mit den genau untersuchten Profilen von Frankreich und Tunesien allerdings nicht möglich.

Aus einer Mergellage der roten Konglomeratserie am Nordrand der Kreidemulde (Abb. 2, 3) konnte eine eindeutig jüngere Nannoflora (Probe N7) gewonnen werden. Diese Flora enthält u.a. *Marthasterites furcatus* (DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954) DEFLANDRE 1959 und ist somit in die Zone CC13 einzustufen, die dem oberen Oberturon bis Unterconiac zugeordnet wird (vgl. K. PERCH-NIELSEN, 1985; F. ROBASZYNSKI et al., 1990). Sie ist damit direkt mit Nannofloren des Unterconiacs von Weißwasser und anderen basalen marinen Gosauabfolgen vergleichbar (M. WAGREICH, 1990, im Druck).

*

Die Probe N7 (CC13 oberes Oberturon–Unterconiac) erbrachte folgende Nannoflora:

Ahmuellerella octoradiata (GORKA 1957) REINHARDT 1964
Arkhangelskiella? sp.
Bipodorhabdus brooksi (BUKRY 1969) CRUX 1982
Biscutum constans (GORKA 1957) BLACK 1959
Braarudosphaera bigelowi
(GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1959
Calculites ovalis (STRADNER 1963) PRINS & SISSINGH 1977
Chiastozygus litterarius (GORKA 1957) MANIVIT 1971
Corollithion exiguum STRADNER 1961
Corollithion signum STRADNER 1963
Cribrosphaerella ehrenbergii
(ARKHANGELSKY 1912) DEFLANDRE 1952
Cylindralithus sp.
Eiffellithus turriseiffelii
(DEFLANDRE & FERT 1954) REINHARDT 1965
Eiffellithus eximius (STOVER 1966) PERCH-NIELSEN 1968
Eprolithus floralis (STRADNER 1962) STOVER 1966
Gartnerago obliquum (STRADNER 1963) NOEL 1970
Glaukolithus diplogrammus
(DEFLANDRE 1954) REINHARDT 1964
Helicolithus trabeculatus (GORKA 1957) VERBEEK 1977
Lithastrinus septenarius FORCHHEIMER 1972
Lithraphidites carniolensis carniolensis DEFLANDRE 1963
Lucianorhabdus maleformis REINHARDT 1966
Marthasterites furcatus
(DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT 1954)
DEFLANDRE 1959
Microrhabdulus belgicus HAY & TOWE 1963
Prediscosphaera cretacea
(ARKHANGELSKY 1912) GARTNER 1968
Quadrum gartneri
PRINS & PERCH-NIELSEN in MANIVIT et al. 1977
Reinhardtites cf. *fenestratus*
(WORSLEY 1971) THIERSTEIN 1972
Rhagodiscus angustus (STRADNER 1963) REINHARDT 1971
Stradneria crenulata
(BRAMLETTE & MARTINI 1964) NOEL 1970
Tranolithus phacelosus STOVER 1966
Watznaueria barnesae (BLACK 1959) PERCH-NIELSEN 1968

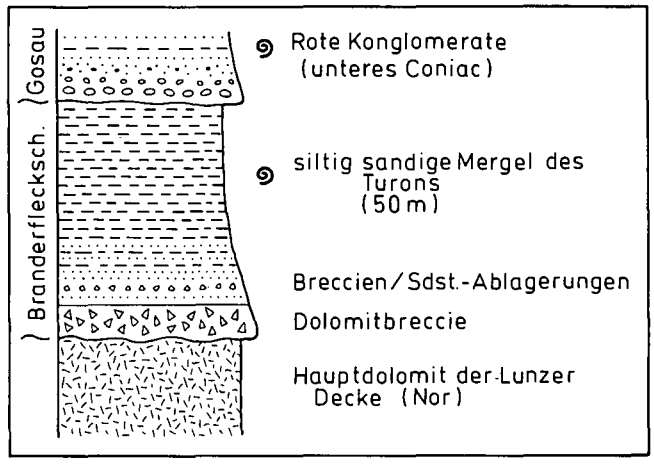


Abb. 3.
Schematisches Säulenprofil durch die Ablagerungen der Branderfleckschichten und der Gosau der Pichlbaueralm.
Nicht maßstäblich!

4. Schichtfolge und Lithologie

Die Kreideablagerungen des Gebietes der Pichlbaueralm können in zwei durch Diskordanz und Erosionsphase getrennte Komplexe unterteilt werden (Abb. 3):

1) den turonen Abschnitt der Branderfleckschichten mit Breccien, Sandsteinen und siltig-sandigen Mergeln und
2) Konglomeraten der Gosau-Gruppe.

Die turone Schichtfolge überlagert den Hauptdolomit diskordant. Sie setzt mit lokalen, meist dolomitreichen Breccien ein, die keinerlei exotisches Material führen, auch keine Urgonkalkkomponenten. Im Hangenden dieser Breccien folgen Bänke mit Feinbrec-

cien und blaugrauen Kalksandsteinen. Diese basalen Anteile sind an der Forststraße östlich der Jagdhütte der Pichlbaueralm erschlossen. Allerdings ist die Schichtfolge dort stark gestört, sodaß ihre Rekonstruktion im Detail unmöglich ist. Diese grob bis feinkörnige Sandsteinserie geht rasch in einförmige, graue, schlecht gebankte, sandig-siltige Mergel sowie mergelige Feinsandsteine über. Diese Entwicklung bildet die Hauptmasse der Gesteine der Mulde. Im Bereich des Ostrandes des Turonvorkommens läßt sich an der Forststraße ein Profil von Breccien bis zu siltig-sandigen Mergeln mit einer Mächtigkeit von etwa 50 m rekonstruieren. Die Stellung der Fossilfundpunkte ist jedoch diesem Profil nicht zuordenbar, wodurch keine Abschätzung der Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge möglich ist.

Die dolomitreichen Feinbreccien führen keinerlei siliziklastischen Detritus. Die Dolomitkomponenten variieren von zuckerkörnigem Dolomit bis Dolomikrit bzw. Dolobiomikrit. Nur ganz wenige Kalkkomponenten (Mikrite bis Pelmikrite) und Chertbruchstücke sind feststellbar. Vereinzelte Biogene, wie Fragmente von Corallinaceen, mikritisierte Schalen, darunter auch Inoceramenschalen, und Echinodermenbruchstücke, weisen auf marine Sedimentationsbedingungen hin.

Die Sandsteine des basalen Abschnittes lassen eine Bioturbation erkennen. An sedimentären Strukturen sind feine Lamination und in einem Falle auch flachwinkelige Schrägschichtung erhalten. Makrofossilien, wie Rudistenreste, kleine hochkegelige Gastropoden und diverse Bivalvenbruchstücke, sind häufig. Der siliziklastische Anteil dieser Sandsteine erreicht knapp 50 %, daneben fallen auch epimetamorphe lithische Partikel auf. Der Dolomitgehalt beträgt 15–20 %. Sowohl die Breccien als auch die Sandsteine sind calcitisch zementiert.

Die sandig-siltige Mergelserie ist partienweise makrofossilreich. Zumeist dominieren Bivalven, Gastropoden und Einzelkorallen. Einzelne Abschnitte zeigen dagegen gehäuftes Auftreten von Inoceramen und Ammoniten (vgl. H. SUMMESBERGER, im Druck). Der Karbonatgehalt der siltigen Mergel liegt bei 50 bis 60 %. Am Gesamtkarbonatgehalt ist Dolomit bis 10 % beteiligt.

Der grobklastisch entwickelte Abschnitt im Liegenden weist starke Ähnlichkeiten mit den basalen Branderfleckschichten des Westabschnittes der Kalkalpen auf (R. GAUPP, 1980; K.F. WEIDICH & H. WOLFF, 1985). Sowohl dem grobklastischen als auch dem höheren pelitischen Abschnitt fehlen Hinweise auf Sedimentation im tieferen Wasser. Dies ergibt einen deutlichen Unterschied zum Westabschnitt, wo die Schichtfolge zumindest ab dem Oberturon eine Tiefwasserentwicklung unter der lokalen CCD repräsentiert. Der Anteil an planktonischen Foraminiferen in den sandig-siltigen Mergeln von etwa 50 % weist auf Schelfablagerungstiefen hin, und ist eher mit den Schelf-Mikrofaunen aus dem cenomanen Anteil der Branderfleckschichten vergleichbar, welche von K. F. WEIDICH (1984:56f) aus dem Profil der Roßstein-Almen beschrieben wurden.

Die roten Konglomerate, die den Gosauschichten zugerechnet werden, sind an der Forststraße im Norden des Gebietes erschlossen. Sie sind an ihrer Nordseite durch eine Störung von den siltigen Mergeln des Turons getrennt. Die Konglomerate führen kein exotisches Geröllmaterial. Wie jedoch aus den Schwermineraluntersuchungen zu erkennen ist, handelt es sich bei Sandsteingeröllen um aufgearbeitete Sandsteine des Turonvorkommens (siehe Kap. 5). Faziell gleichen die Konglomerate alluvialen Grobklastika, wie sie an der Basis vieler Gosauvorkommen auftreten (vgl. u.a. P. FAUPL et al., 1987). Die Einstufung dieser Konglomerate in die Nannozone CC13 des obersten Turons bis Unterconiacs (M. WAGREICH, im Druck) läßt direkte Vergleiche mit der Weißwassergosau zu (siehe Kap. 3.2). Auch die Schwermineralassoziation aus roten und grauen Sandsteinzwischenlagen der Konglomerate unterscheidet sich deutlich von jenen der Turonschichtfolge. Diese Ergebnisse sprechen daher für eine Abtrennung der roten Konglomerate. Sie sind dem eigenständigen, neuen Sedimentationszyklus der Gosauentwicklung zuzuordnen.

5. Schwermineraluntersuchungen

Aus den Sandsteinen des liegenden Profilabschnittes der turonen Ablagerungen (Abb. 3) konnten 8 Schwermineralpräparate ausgewertet werden (Abb. 4). Die auffallendsten Mineralkomponenten bilden blaue Alkaliamphibole, die im Durchschnitt 17 %, im einzelnen jedoch bis zu 29 % der transluzenten Schwerminerallen ausmachen. Begleitet werden sie von Chromspinell, der mit durchschnittlich 18 % beteiligt ist. Unter den metamorphen Mineralien tritt neben geringen Gehalten von Granat, Epidot sowie Spuren von Staurolith besonders Chloritoid mit durchschnittlich 14 % in den Vordergrund.

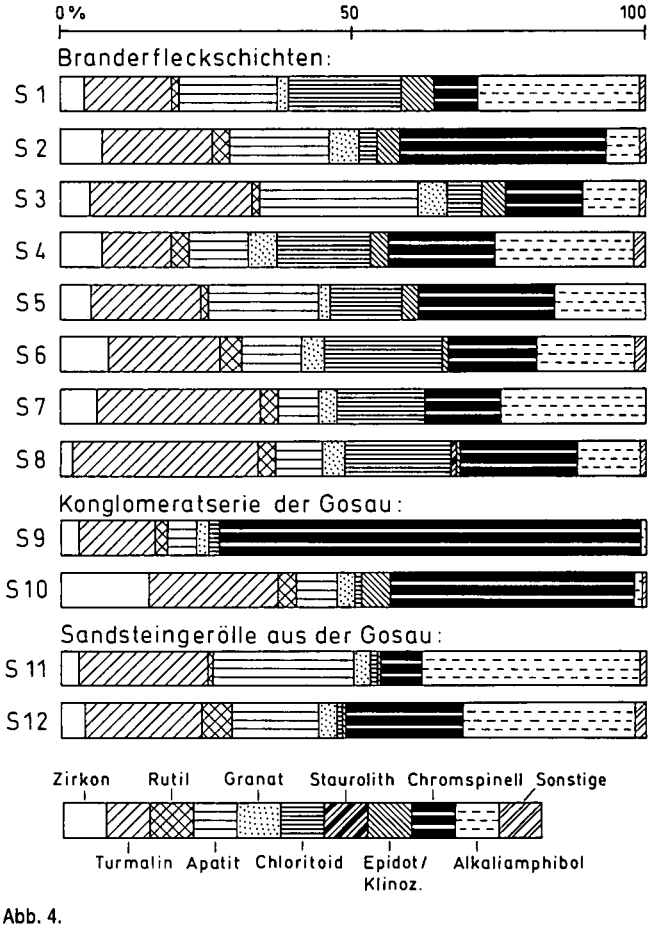


Abb. 4.
Die Schwermineralführung der Kreideablagerungen der Pichlbaueralm. Kornfraktion 0,4–0,063 mm.

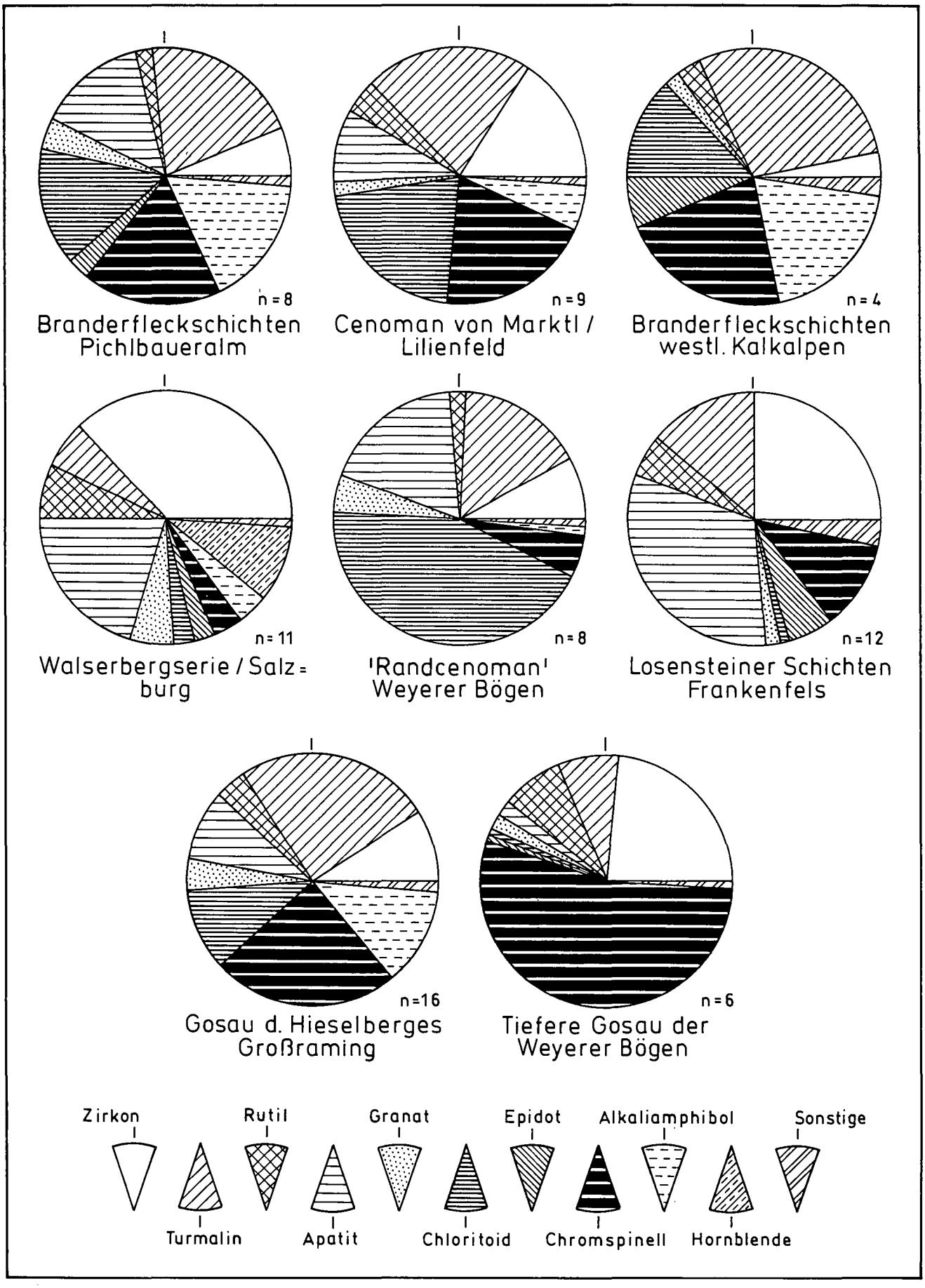


Abb. 5.
Durchschnittliche Schwermineralführung in ausgewählten Kreideablagerungen der Ostalpen.
Die Reihenfolge in der Legende entspricht der Signaturabfolge in den Kreisdiagrammen. Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen = 4 alkaliamphibolreiche Proben von W. WINKLER (1988: Fig. 15).

Apatit erreicht im Mittel ebenfalls 14 %. Die stabile Mineralgruppe, die zusammen etwa 30 % ausmacht, wird deutlich von Turmalin dominiert.

Die Proben lassen sich hervorragend mit einzelnen alkaliamphibolführenden Proben von W. WINKLER (1988, Fig. 15) aus den Branderfleckschichten des Westabschnittes der Kalkalpen vergleichen (Abb. 5). Auch hier fallen die hohen Chloritoidgehalte auf. W. WINKLER (l.c.) konnte aus einer Reihe solcher Proben auch geringe Mengen an Lawsonit nachweisen, was in dem hier vorliegenden Probenmaterial nicht gelungen ist. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß weder bei K. MÜLLER (1973, Abb. 3) noch bei R. GAUPP (1980, p. 73) diese auffallenden Alkaliamphibole, noch nennenswerte Mengen von Chloritoid vermerkt sind. Sehr ähnliche Spektren mit Alkaliamphibolen und Chloritoid sind auch aus der Walserbergserie bei Salzburg bekannt (G. WOLETZ, 1967; P. FAUPL, 1984).

Vergleiche mit den Schwermineralspektren (9 Analysen) aus der Cenomanschichtfolge von Marktl bei Lilienfeld/Niederösterreich (Abb. 5) haben, besonders aus deren Liegendabschnitt, ebenfalls eine große Übereinstimmung mit den Werten von der Pichlbaueralm und aus den Branderfleckschichten erbracht.

Eine Gegenüberstellung der Schwermineralführung der Losensteiner Schichten (Alb–U.-Cenoman) der nahen Frankenfelser Decke (Profil bei Frankenfels/Pielachtal, Abb. 5) läßt erkennen, daß in den Losensteiner Schichten zwar Alkaliamphibole nur vereinzelt bzw. in geringen Mengen vorkommen, daß jedoch das Vorherrschen von stabilen Mineralen vor Granat ebenfalls gegeben ist und auch Chloritoid in einigen Proben als markante Komponente zu beobachten ist. Chromspinell erreicht in den Losensteiner Schichten durchschnittlich 11 %. 8 Vergleichsproben aus der Mittelkreide der Cenomanrandschuppe (Abb. 5), etwas nördlich dieses Untersuchungsgebietes, zeigen eine Chloritoidvormacht mit durchschnittlich 44 %. Granat tritt auch hier gegenüber der Turmalin-dominierten stabilen Mineralgruppe deutlich zurück. Der Chromspinellgehalt ist jedoch mit durchschnittlich 5 % sehr gering und auch Alkaliamphibole treten nur in Spuren auf. Apatit erreicht durchschnittlich 18 %.

Das Auftreten von Alkaliamphibolen belegt, daß im Liefergebiet dieser terrigenen Gesteine neben ophiolithischen Körpern, von denen der Chromspinell hergeleitet wird (E. POBER & P. FAUPL, 1988), auch Gesteine einer Hochdruckmetamorphose, wie sie sich bei Subduktionsvorgängen bilden, verbreitet waren. Daneben waren auch größere Komplexe schwachmetamorpher Gesteinsserien, repräsentiert durch Chloritoid, vertreten. Bedauerlicherweise gibt es keine verläßlichen Paläoströmungsindikatoren in diesem Vorkommen, die eine Aussage über die paläogeographische Position des Liefergebietes erlauben.

Hinweise auf Umlagerung des Turons in der Gosau

Zwei Schwermineralproben aus der den Gosauschichten zugeordneten roten Konglomeratserie (S9, S10; Abb. 4) lassen durch ihre höheren Chromspinellgehalte (42 und 71 %) und durch die überaus geringen Mengen an Alkaliamphibolen und Chloritoid deutliche Unterschiede zu jenen des Turonvorkommens erkennen. Die hohen Chromspinellgehalte sind dagegen charakteristisch für die Liegendserie der Weißwassergosau (R. RUTTNER & G. WOLETZ, 1956; P. FAUPL, 1983). Der geringe Gehalt an Alkaliamphibol und Chloritoid in der Konglomeratserie kann auf eine Wiederaufarbeitung turoner Sedimente zurückgeführt werden. Dies wird dadurch belegt, daß Sandsteingerölle aus dem Konglomerat (Tab. 1, S11, S12; Abb. 4) auf Grund ihrer Schwermineralzusammensetzung eindeutig als umgelagerte turone Sandsteine zu identifizieren sind.

Weitere Hinweise auf Aufarbeitungen des Turons finden sich in der O.-Santon/U.-Campan-Schichtfolge der Gosau des Hieselberges, die dem Nordabschnitt der Reichraminger Decke im Gebiet von Großraming auflagert. Es handelt sich um eine breccienreiche Gosauentwicklung, in der Sandsteinkomponenten bis zu 25 cm Durchmesser auftreten. Sie machen über 10 % des Komponentenbestandes aus. Die Schwermineralzusammensetzung dieser Sandsteinklasten läßt sich gut mit jenen der Pichlbaueralm vergleichen. Auch Schwermineralspektren, die aus Sandsteinkomplexen dieses Gosauvorkommens selbst stammen, sind ebenfalls durch teils hohe Gehalte an Alkaliamphibolen und Chloritoid gekennzeichnet. Granat tritt gegenüber den stabilen Mineralien zurück. Aufschlußbedingt kann allerdings nicht ausgeschlossen werden, daß diese Sandsteinkomplexe nur große Schollen innerhalb der Breccie darstellen. Ein Vergleich der Durchschnittszusammensetzung der Sandsteine der Pichlbaueralm mit den durchschnittlichen Schwermineralgehalten des Hieselberges (Abb. 5) mit Hilfe der Rangkorrelationsmethode nach Spearman (D. MARSAL, 1979) ergibt eine gute Korrelation ($R = 0.81$).

Die aus den Spitzenbachschichten (Campan) bei St. Gallen/Stmk. beobachteten hohen Chloritoidgehalte sowie auch das akzessorische Auftreten von Alkaliamphibolen (vgl. P. FAUPL, 1983) könnte möglicherweise ebenfalls mit solchen Aufarbeitungsvorgängen in Zusammenhang gebracht werden.

Die Umlagerung turoner Sedimente in der Gosau des Hieselberges belegt die ursprünglich viel weitere Verbreitung dieser Ablagerungen am Nordabschnitt des Reichraminger/Lunzer Deckensystems. Das Vorkommen der Pichlbaueralm repräsentiert nur ein kleines, tektonisch geschütztes Erosionsrelikt, das durch die postgosauische Eindrehung der Weyerer Bögen weit nach Süden, ins Innere der Kalkalpen, verfrachtet wurde. Es stützt damit auch die Vorstellung, daß während der Mittelkreide diese Bogenstruktur noch nicht existiert hat, sondern, daß der Nordrand der Reichraminger und Lunzer Decke eine zusammenhängende Zone mit vergleichbarer terrigener Sedimentation von einem einheitlichen Liefergebiet gebildet hat. Im regionalen Vergleich fällt der Umstand auf, daß offenbar der Nordrand der Kalkalpen im Zeitraum Cenoman-Turon allgemein durch eine vermehrte Schüttung von Alkaliamphibolen gekennzeichnet war. Auch der Außenrand der Inneren Karpaten ist durch Alkaliamphibol-reiche Mittelkreide-Ablagerungen charakterisiert. M. MISIK & R. MARSCHALKO (1988) berichten über das Auftreten von Glaukophan- und Lawsonit-führenden Klasten.

6. Diskussion und Schlußfolgerungen

6.1. Zur Stellung der turonen Ablagerungen

Die turonen Ablagerungen der Pichlbaueralm lassen sich in ihrer Altersstellung, ihrer tektonischen Lagebe-

ziehung, ihrer basalen brecciösen Fazies und im Bezug auf ihren Schwermineralinhalt gut mit den tieferen Branderfleckschichten (R. GAUPP, 1980; K.F. WEIDICH, 1984a) der westlichen Kalkalpen vergleichen. Es wird daher in dieser Arbeit vorgeschlagen, den Begriff Branderfleckschichten im Sinne einer Schichtgruppe auch auf die cenoman-turonen Sedimente der östlichen Kalkalpen, und damit auch auf jene der Pichlbaueralm auszudehnen. Die einheitliche Zuordnung zu einer Schichtgruppe der Branderfleckschichten soll deren Zugehörigkeit zu einem einzigen, markanten Sedimentationszyklus kennzeichnen, der sich auf Grund der Übereinstimmungen in Alter, tektonischer Position und Liefergebiet ergibt. Unterschiedliche fazielle Ausbildungen, wie sie auf Entfernungen von über 100 km durchaus zu erwarten sind, sollten unserer Meinung nach allenfalls zur Definition verschiedener Formationen oder Glieder (Members) herangezogen werden, um eine einheitliche und sinnvolle Nomenklatur zu bewahren.

R. GAUPP (1980, 1982) und K.F. WEIDICH (1984, 1985) verstehen unter dem Begriff Branderfleckschichten Ablagerungen ab dem Cenoman im nördlichen Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. Sie konnten zeigen, daß mit dem Einsetzen der Branderfleckschichten über den Losensteiner Schichten eine bedeutende Ausweitung des mittelkretazischen Sedimentationsraumes nach Süden, bis in das höhere Bajuvarikum (= Nordabschnitt der Lechtaldecke) einher ging. Aufgrund der alb/cenomanen Überschiebung der Allgäudecke durch die Lechtaldecke ist der Ablagerungsbereich der Branderfleckschichten auf den Nordabschnitt der Lechtaldecke und auf die Cenoman-Randschuppe beschränkt. Die typische grobklastische Tiefwasserentwicklung der Losensteiner Schichten ist in der Lechtaldecke nicht vertreten.

Die Branderfleckschichten im Bereich der nördlichen Lechtaldecke setzen sich aus basalen, lokalschuttführenden Breccien, seltenen Orbitolinensandsteinen des seichteren Wassers und einer hangenden marinen Tiefwasserserie zusammen, welche sich nach K.F. WEIDICH (1984a) bis ins tiefe Untercampan fortsetzt (vgl. auch Diskussion über stratigraphische Reichweite, W. WINKLER, 1990; K.F. WEIDICH, 1990).

Nach K.F. WEIDICH (1984b), K.F. WEIDICH & H. WOLFF (1985) und F. SCHLAGINTWEIT (1988) sind Gerölle einer zeitgleichen Seichtwasserfazies des Turons als Komponenten in Olisthostromen der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen erhalten. K.F. WEIDICH (1984b) bezieht sie von einer Hochzone („Oberaudorfer Schwelle") südlich der heutigen Verbreitung der Branderfleckschichten. Die Sedimente der Pichlbaueralm entsprechen von ihrem Ablagerungsbereich eher derartigen Seichtwasserbildungen, ohne das eine zeitgleiche Tiefwasserfazies nördlich davon bekannt ist.

6.2. Geodynamische Aspekte

K.F. WEIDICH (1984b) hat auf Grund der durchgehenden Tiefwasserprofile des Cenomans bis U.-Campans (bzw. O.-Santons, vgl. Diskussion in K.F. WEIDICH, 1990 und W. WINKLER, 1990) der Branderfleckschichten der westlichen Kalkalpen den tektonischen Phasenbegriff im Sinne STILLE's zugunsten eines kontinuierlichen Ablaufs des tektonischen Geschehens der kretazischen Orogenese der Ostalpen vehement abgelehnt. Diesen durchgehenden Profilen des tiefen Wassers steht nun ein Profil des Seichtwassers gegenüber, in dem durchaus eine „Phasenhaftigkeit" des tektonischen Geschehens abgebildet wird. Dies entspricht eben dem bekannten, auch von K.F. WEIDICH (1984b:558: Zitat aus S. v. BUBNOFF, 1931) zitierten Ansatz, daß Winkeldiskordanzen des Seichtwasserbereichs sich in zeitgleichen Tiefseesedimenten kaum auswirken. Solche Beziehungen bilden eine der Grundlagen für sequenzstratigraphische Interpretationen von Ablagerungsräumen (vgl. J.C. VON WAGONER et al., 1988; R.G. WALKER, 1990). Syntektonische Sedimentation und Diskordanzen können als gleichzeitige, nebeneinander laufende Auswirkungen eines geodynamischen Geschehens verstanden werden, wobei der Begriff der „tektonischen Phase" im Sinne eines Zeitintervalls verstärkter geodynamischer Aktivität gesehen wird.

Für den hier betrachteten Raum der Weyerer Bögen läßt sich jedenfalls eine komplexe geodynamische Abfolge rekonstruieren, in der Intervalle synorogener Sedimentation von Zeiten verstärkter tektonischer Aktivitäten, die sich in Winkeldiskordanzen manifestieren, abgelöst werden:

- Im Alb gelangen im gesamten Bereich des kalkalpinen Nordrandes, im Frankenfelser – Ternberger – Allgäudeckenystem, die Losensteiner Schichten mit einer turbiditischen Tiefwasserfazies zur Ablagerung.
- Im Cenoman („austrische Phase") kommt es durch die Überschiebung dieser tiefbajuvarischen Decken zur Ausschaltung des Sedimentationsraumes der Losensteiner Schichten (vgl. R. GAUPP, 1983).

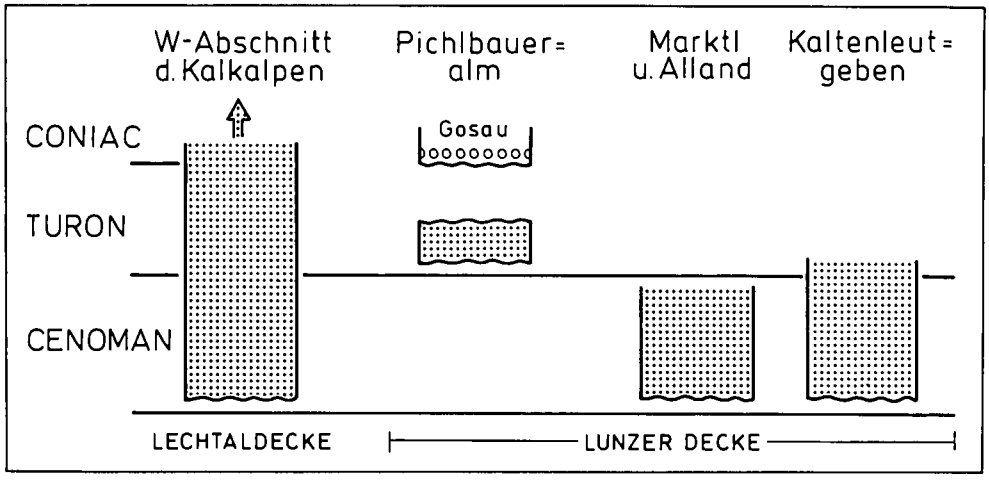


Abb. 6.
Schematische Darstellung der stratigraphischen Reichweiten einzelner Schichtfolgen innerhalb der Branderfleck-Gruppe.

- Im Zuge dieses Ereignisses wurde der Nordabschnitt des Lunzer – Reichraminger – Lechtaldeckensystems selbst wieder Sedimentationsgebiet (Abb. 6). Die basalen Abschnitte dieser Branderfleckschichten i.S. von R. GAUPP (1980) und K.F. WEIDICH (1984a) mit groben Karbonatbreccien und Sandsteinen sind im gesamten Abschnitt der Kalkalpen einheitlich entwickelt. Im Westabschnitt reichen die Branderfleckschichten mit turbiditischen Tiefwasserklastika ohne Unterbrechung bis ins Santon/U.-Campan und überschneiden sich zeitlich mit den Gosauablagerungen. Im Osten ist bisher nur Sedimentation im Cenoman –Turon belegt.
- Im höheren Turon kam es erneut zu einer Deformationsphase („mediterrane Phase", A. TOLLMANN, 1964, 1966), die zumindest den Bereich des Lunzer/ Reichraminger Deckensystems erfaßte. Ein Großteil der Branderfleckschichten wurde dabei erodiert.
- Erst danach (oberstes Turon? bis Unterconiac) setzte die Gosausedimentation ein, wobei es zu einer Umlagerung der turonen Gesteine gekommen ist. Im Westabschnitt verbirgt sich dieses höherturone Ereignis in der synorogenen turbiditischen Tiefwassersedimentation, während weiter im Osten, wo Seichtwasserentwicklung vorherrscht, Diskordanzen und Schichtlücken erhalten sind.

6.3. Paläogeographie

Trotz der faziellen Unterschiede zwischen östlicher und westlicher Entwicklung in der Branderfleck-Gruppe, lassen sich im Hinblick auf das terrigene Material bestimmte Gemeinsamkeiten feststellen. So ist das Liefergebiet des gesamten Bereiches durch das Vorkommen von hochdruckmetamorphen Gesteinskomplexen charakterisiert, wobei Alkaliamphibole in den Schwermineralspektren lokal beträchtliche Gehalte erreichen können. Daneben waren auch bedeutende schwachmetamorphe Serien vertreten, die durch das Schwermineral Chloritoid repräsentiert werden. Mesozonale Kristallinanteile (Granat, Staurolith) scheinen in den Hintergrund zu treten, während ultrabasische Körper aus Ophiolithabfolgen für die Chromspinellführung verantwortlich waren. Auch das Vorherrschen der stabilen Schwerminerale, teils zirkon-, teils turmalinbetont, gegenüber Granat ist für den gesamten Bereich kennzeichnend.

Von diesem komplexen Liefergebiet gelangte im Cenoman–Turon Detritus in ein langgestrecktes Sedimentationsbecken, das auf den Bereich der Cenomanrandschuppe und dem Nordrand des Hochbajuvarikums beschränkt war und über die gesamte Längserstreckung der Kalkalpen verfolgbar ist. Die Position dieses Liefergebietes für das terrigene Material bleibt aber weiterhin problematisch. In Frage kommen einerseits eine Akkretionszone am Nordrand des Ostalpins, die etwa das Material der Losensteiner Schichten liefert (R. GAUPP, 1980, 1983). Andererseits läßt sich auch eine Suturzone im Süden der Kalkalpen rekonstruieren, deren Material zumindest zeitweise die Sedimentation innerhalb der Kalkalpen beeinflußte (K. DECKER et al., 1987; F. SCHLAGINTWEIT, 1990). K.F. WEIDICH (1984b) und auch F. SCHLAGINTWEIT (1988) haben aus paläogeographischen Überlegungen für die Branderfleckschichten ein südliches Liefergebiet gefordert. E. POBER & P. FAUPL (1988, Fig. 7) konnten zeigen, daß sich die Chromspinelle der Branderfleckschichten von jenen der Losensteiner Schichten, aber auch von jenen der Tieferen Gosau geochemisch unterscheiden und somit eher einer südlichen Liefergebietsprovinz entsprechen würden. Aus den südlicheren, tektonisch höheren Decken der östlichen Kalkalpen sind keine Sedimente zwischen Apt und dem Beginn der Gosausedimentation im obersten Turon/Coniac bekannt. Sicheren Boden wird man in dieser Frage allerdings erst erreichen, wenn eine gute Basis von Paläoströmungsdaten geschaffen sein wird, die vor allem aus den Branderfleckschichten bisher fehlen.

Dank

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des Forschungsprojektes P7462 des Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich durchgeführt. Für die finanziellen Mittel sei an dieser Stelle gedankt. Herrn Dr. H. SUMMESBERGER vom Naturhistorischen Museum Wien danken wir für wertvolle Hinweise zur Biostratigraphie sowie für zahlreiche Anregungen. Weiters sind wir Herrn Prof. Dr. Konrad F. WEIDICH, Universität München, und Herrn Dr. F. SCHLAGINTWEIT, München, für Diskussion, Anregungen und kritische Durchsicht des Manuskripts zu Dank verpflichtet.

Literatur

BRALOWER, T.J.: Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: implications for the origin and timing of oceanic anoxia. – Paleoceanography, **3**, 275–316, Washington 1988.

CARON, M.: Cretaceous planktic Foraminifera. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 329–426, Cambridge (Cambridge Univ. Press) 1985.

DECKER, K., FAUPL, P. & MÜLLER, A.: Synorogenic sedimentation on the Northern Calcareous Alps during the Early Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 126–141, Wien (Deuticke) 1987.

EGGER, H.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Nördlichen Kalkalpen und der Flyschzone in den oberösterreichischen Voralpen zwischen Ennstal, Pechgraben und Ramingbach. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **122**, 119–124, Wien.

EHRENDORFER, Th.: Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming an der Enns (O.Ö.). – Mitt. Ges. geol. Bergbaustud. Österr., **34/35**, 135–149, Wien.

EPPEL, H.: Fazies und Tektonik in den Weyerer Bögen südlich Großraming (Oberösterreich) – Gebiet des Gamssteines und Almkogels. – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien 1990.

FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 219–244, Wien 1983.

FAUPL, P.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Walserberg-Serie bei Salzburg. – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 33–36, Wien 1984.

FAUPL, P., POBER, E. & WAGREICH, M.: Facies development of the Gosau Group of the Eastern Parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 142–155, Wien (Deuticke) 1987.

FAUPL, P. & WAGREICH, M.: Geologische Untersuchungen an kalkalpinen Kreideablagerungen auf Blatt 69 Großraming (Bericht 1988). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 552–553, Wien 1989.

GAUPP, R.: Sedimentpetrographische und stratigraphische Untersuchungen in den oberostalpinen Mittelkreideserien des Westteils der Nördlichen Kalkalpen. – Diss. TU München, 282 S., München 1980.

GAUPP, R.: Sedimentationsgeschichte und Paläotektonik der kalkalpinen Mittelkreide (Allgäu, Tirol, Vorarlberg). – Zitteliana, **8**, 33–72, München 1982.

GAUPP, R.: Die paläogeographische Bedeutung der Konglomerate der Losensteiner Schichten (Alb, Nördliche Kalkalpen). – Zitteliana, **10**, 155–171, München 1983.

HOLNSTEINER, R.: Zur Geologie der Weyerer Bögen zwischen Brunnbach und Pleißabach, südlich von Großraming im Ennstal (O.Ö.). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 158 S., Wien 1990.

LÖGTERS, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen, insbesondere der Umgebung des Buch-Denkmals. – Jb. Oberösterr. Musealverein, **87**, 369–437, Linz 1937.

MARSAL, D.: Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. 2. Auflage. – 192 S., Stuttgart 1979.

MISIK, M. & MARSCHALKO, R.: Exotic conglomerates in Flysch sequences: Examples from the West Carpathians. – Mem. Soc. Geol. France, N.S. **154**, 95–113, Paris 1988.

MÜLLER, K.: Das „Randcenoman" der Nördlichen Kalkalpen und seine Bedeutung für den Ablauf der ostalpinen Deckenüberschiebungen und ihrer Schubweiten. – Geol. Rundsch., **62**, 54–96, Stuttgart 1973.

PAVLIK, H.: Zur Geologie der Weyerer Bögen südlich von Großraming im Ennstale (Oberösterreich). – Unveröff. Dipl.-Arb. Formal- u. Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 96 S., Wien 1989.

PERCH-NIELSEN, K.: Mesozoic calcareous nannofossils. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): Plankton Stratigraphy, 329–426, Cambridge (Cambridge Univ. Press) 1985.

POBER, E. & FAUPL, P.: The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. – Geol. Rundsch., **77**, 641–670, Stuttgart 1988.

ROBASZYNSKY, F., ALCAYDE, G., AMEDRO, F., BADILLET, G., DAMOTTE, R., FOUCHER, J.-C., JARDINE, S., LEGOUX, O., MANIVIT, H., MONCIARDINI, C. & SORNAY, J.: Le Turonien de la region-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sedimentologie. – Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, **6**, 119–225, Pau 1982.

ROBASZYNSKY, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ DONOSO, J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R.: A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia: Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan Area. – Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, **14**, 213–384, Pau 1990.

ROSENBERG, G.: Vom Südende der Weyerer Bögen, Nördliche Kalkalpen. – Verh. Geol. B.-A., **1957**, 213–234, Wien 1957.

RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. geol. Ges. Wien, **48**, 221–256, Wien, 1956.

SCHLAGINTWEIT, F.: *Cuneolina pavonica compressa* n.ssp. (Foraminifera; Upper Cretaceous, Northern Calcareous Alps) and the palaeogeographic relationships between the Gosau Beds and the Branderfleck Formation. – Mitt. Bayer. Staatsslg. Paläont. hist. Geol., **28**, 23–32, München 1988.

SCHLAGINTWEIT, F.: Allochthonous Urgonian limestones of the Northern Calcareous Alps: facies and palaeogeographic framework within the Alpine Orogeny. – Cretaceous Research, **11**, 261–272, 1990.

SISSINGH, W.: Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton. – Geologie Mijnbouw, **56**, 37–56, Amsterdam 1977.

SUMMESBERGER, H.: Ammoniten aus dem Turon (Oberkreide) der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). – Ann. Naturhist. Mus., Wien (Arbeit im Druck).

TOLLMANN, A.: Übersicht über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **14**, 81–88, Wien 1964.

TOLLMANN, A.: Die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotekt. Forsch., **21**, 1–156, Stuttgart 1966.

TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. – 449 S., Wien (Deuticke) 1976.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 2. – 710 S., Wien (Deuticke) 1985.

VON WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J.: An overview about the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS, C.K. et al. (Ed.): Sea Level Changes: An Integrated Approach. – SEPM Spec. Publ. **42**, 39–45, Tulsa 1988.

WAGREICH, M.: Bericht 1989 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großraming. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 432–433, Wien 1990.

WAGREICH, M.: Correlation of Late Cretaceous calcareous nannofossil zones with ammonite zones and planktonic foraminifera: the Austrian Gosau sections. – Cret. Research (Arbeit im Druck).

WALKER , R.G.: Facies modeling and sequence stratigraphy. – J. Sed. Petrol., **60**, 777–786, Tulsa 1990.

WEIDICH, K.F.: Feinstratigraphie, Taxonomie planktonischer Foraminiferen und Palökologie der Foraminiferengesamtfauna der kalkalpinen tieferen Oberkreide (Untercenoman-Untercampan) der Bayerischen Alpen. – Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., N.F., **162**, 1–151, München 1984a.

WEIDICH, K.F.: Über die Beziehungen des „Cenoman" zur Gosau in den Nördlichen Kalkalpen und ihre Auswirkungen auf die paläogeographischen und tektonischen Vorstellungen. – Geol. Rundsch., **73**, 517–566, Stuttgart 1984b.

WEIDICH, K.F.: Stratigraphie der Branderfleck-Schichten (Untercenoman-Untercampan) in den Bayerischen Kalkalpen. – Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm., **7**, 221–261, Wien 1985.

WEIDICH, K.F.: Reply to W. WINKLER (1988): "Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications." – Jb. Geol. B.-A., **133**, 397–399, Wien 1990.

WEIDICH, K.F. & WOLFF, H.: Branderfleck-Schichten der Regauer Mulde. – In: WOLFF, H.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell, Geologische Karte von Bayern 1 : 25.000, 83–94, München (Bayer. Geolog. Landesamt) 1985.

WINKLER, W.: Mid- to early Late Cretaceous flysch and melange formations in the western part of the Eastern Alps. Palaeotectonic implications. – Jb. Geol. B.-A., **131**, 341–389, Wien 1988.

WINKLER, W.: Answer to K. WEIDICH's reply. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 401–404, Wien 1990.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. Dezember 1991.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 2	S. 493-511	Wien, Mai 1992

Mikrotexturelle, sedimentpetrographische und geochemische Vergleichsuntersuchungen an jungpaläozoischen Diamiktiten der Ostantarktis, präkambrischen Diamiktiten Schottlands und glazialen Sedimenten der Ostalpen

Von GERHARD POSCHER*)

Mit 10 Abbildungen, 3 Tabellen und 2 Tafeln

Antarktis
Schottland
Ostalpen
Glazialgeologie
Sedimentologie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 117

Inhalt

Zusammenfassung ... 493
Abstract ... 494
1. Einleitung ... 494
2. Mikrotexturen von Diamiktiten, Grundmoränen und Tilliten im Vergleich ... 494
2.1. Untersuchungen zum (Mikro-)Gefüge von Grundmoränen ... 494
2.2. Jungpaläozoische Diamiktite der Kottas-Berge/Antarktis ... 496
2.2.1. Diamiktitfazies ... 496
2.2.2. Texturmerkmale des Diamiktits ... 497
2.3. Vergleich und Diskussion ... 497
2.3.1. Lithofazies ... 497
2.3.2. Mikrotexturen ... 498
3. Korngrößenuntersuchungen an Diamiktiten und Grundmoränen ... 498
3.1. Allgemeines ... 498
3.2. Ergebnisse ... 498
3.2.1. Korngrößenuntersuchung von Diamiktiten ... 498
3.2.2. Vergleichende Untersuchungen ... 499
4. Zur Aussagekraft der Schwermineralanalyse für glazialgeologische Fragestellungen ... 501
4.1. Allgemeines ... 501
4.2. Ergebnisse ... 501
4.3. Diskussion und Interpretation ... 503
5. Spurenelemente als Faziesindikatoren für glaziales Environment ... 503
5.1. Allgemeines ... 503
5.2. Ergebnisse und Diskussion ... 504
5.3. Schlußfolgerungen ... 505
6. Verwitterungsindizes als fazieskritische Klimaindikatoren ... 505
6.1. Allgemeines ... 505
6.2. Ergebnisse und Diskussion ... 505
7. Zusammenfassende Bewertung ... 506
Dank ... 506
Literatur ... 507

Zusammenfassung

Die sedimentologische und petrographische Bearbeitung jungpaläozoischer glazialer Diamiktite der Beacon Supergroup aus den Kottas-Bergen der Heimefrontfjella (Antarktis) wurde durch vergleichende Untersuchungen an inneralpinen Grundmoränen (Ostalpen), präkambrischen Diamiktiten der Port Askaig Formation (Schottland), jungpaläozoischen Tilliten Südafrikas und rezenten glazialen Sedimenten des Vatnajökull (Island) geeicht und ergänzt.

Die vergleichende Analyse von Mikrostrukturen glazialer Sedimente bietet eine aussagekräftige Ergänzung zur lithofaziellen Interpretation von Diamiktiten. Der Vergleich von Korngrößenparametern von Diamiktiten mit denen von Grundmoränen aus Bildschirm- bzw. Siebanalyse liefert hingegen keine faziell verwertbaren Ergebnisse.

Die schwermineralpetrographischen Arbeiten zeigen glazialgeologisch bedingte Verschiebungen bzw. Anreicherungseffekte innerhalb eines fluviatil definierten Spektrums auf. Die Ursachen des Granatreichtums jungpaläozoischer Diamiktite bzw. Tillite werden am Beispiel pleistozäner alpiner Sedimente erläutert.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Ing. GERHARD POSCHER, Ingenieurgemeinschaft Lässer-Feizlmayr, Framsweg 16, A-6020 Innsbruck.

Aus der Reihe geochemischer Vergleichsuntersuchungen haben sich Verwitterungsindizes als ein brauchbares Kriterium erwiesen. Sie schienen vor allem bei Fehlen eindeutiger Fazieskriterien zur Abschätzung einer möglichen glazialen Entstehung eines Diamiktites geeignet zu sein.

Microtextural, Sedimentological and Geochemical Investigations Comparing Upper Paleozoic Diamictites of Eastern Antarctica, Pre-Cambrian Diamictites of Scotland and Glacial Sediments of the Eastern Alps

Abstract

Sedimentological and petrological research on Permo-Carboniferous glacial diamictites of the Beacon Supergroup (Heimefrontfjella, Antarctica) was completed and compared by research on alpine tills (Austrian Alps), on Precambrian diamictites of the Port Askaig Formation (Scotland), on Permo-Carboniferous tillites of South Africa and on recent glacial sediments of the Vatnajökull area (Iceland).

Comparing results of microstructure-analysis is an excellent method to complete lithofacial interpretation of glacial diamictites. On the other hand there is no evidence to get environmental information by comparing grain-size parameters of diamictites taken by screen-analysis and grain-size parameters of tills by using sieve analysis.

Heavy mineral compositions show strong influence in response to glacial geological processes. The cause of the high concentration of garnets in Permo-Carboniferous diamictites and tillites is explained for instance by alpine glacial sedimentation.

Another tool for the estimation of the possible glacial origin of diamictites is to use geochemical alteration indices.

1. Einleitung

Anläßlich der zweiten Landexpedition in die Kottas-Berge der Heimefrontfjella/Neuschwabenland, Ostantarktis (ANT VI/3, 1987/88) des Alfred-Wegener-Instituts für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven (FÜTTERER, 1988) wurde eine fazielle Bearbeitung der jungpaläozoischen Sedimente der Beacon Supergroup dieses Gebiets vorgenommen. Der Nachweis einer jungpaläozoischen Vereisung der Kottasberge konnte erbracht werden (POSCHER, 1988a, 1989), eine Faziesanalyse der jungpaläozoischen Sedimente der Heimefrontfjella liegt vor (POSCHER, 1990).

Durch die laufende Bearbeitung quartärer inneralpiner Sedimente war es naheliegend, durch einzelne Parameterstudien an pleistozänen und rezenten glazialen Ablagerungen die Aussagekraft gängiger Untersuchungsmethoden für die Interpretation permokarboner glazialer Sedimente zu testen.

Die vergleichenden Untersuchungen wurden an Grundmoränenproben petrographisch unterschiedlicher Einzugsgebiete aus natürlichen Aufschlüssen oder Kernbohrungen durchgeführt.

Es handelt sich dabei um quarzphyllitdominierte Grundmoräne aus den Aufschlüssen für die Eisenbahnumfahrung Innsbruck, um kalkalpine und kristalline Grundmoränen aus dem Inntal westlich Innsbruck (POSCHER, 1988b), um Proben aus dem Ötztal, dem Dorfertal (POSCHER, 1988c) und dem Gebiet der Zeller Furche.

Bei sämtlichen Proben handelt es sich um hochkonsolidierte Grundmoränen (Grundmoräne s.str. als Synonym für „Lodgement-Till" sensu DREIMANIS, 1988).

Zusätzlich wurde für diese Untersuchungen Probenmaterial von präkambrischen glazialen Diamiktiten der Port Askaig Formation (Schottland), von jungpaläozoischen Tilliten Südafrikas sowie von rezenten glazialen Sedimenten aus dem Vereisungsgebiet des Vatnajökull (Island) mit einbezogen (Abb. 1).

2. Mikrotexturen von Diamiktiten, Grundmoränen und Tilliten im Vergleich

2.1. Untersuchungen zum (Mikro-)Gefüge von Grundmoränen

Die Probleme um eine nähere fazielle Definition von Tilliten und Diamiktiten legen den Vergleich mit pleistozänen und rezenten glazialen bzw. glazigenen Sedimenten definierter Lithofazies nahe.

Aus diesem Grund wurden inneralpine Grundmoränen und Proben verschiedener Diamiktite hinsichtlich ihrer mikroskopischen Texturparameter getestet.

Die Ausbildung und Wirksamkeit des Trennflächengefüges, der Bindemitteltextur und des Komponentengerüsts fanden mit wenigen Ausnahmen (SITLER & CHAPMAN, 1955) erst in jüngster Zeit und hier vor allem in der geotechnischen Literatur Beachtung (BAERMANN & WÜSTENHAGEN, 1985; PALUSKA, 1985).

Die eigenen Dünnschliffuntersuchungen erbrachten folgende übergeordneten Charakteristika des Grundmoränenmaterials:

Das s-Flächengefüge von Grundmoränen ist mikroskopisch im Idealfall als bruchhafte Foliation ausgebildet. Flexuren können durch feinstkörnige Matrix oder oxidische Ausfällungen (Tafel 2, Fig. 5) verheilt sein.

Meist werden s-Flächen als Scherbruchzonen mit bevorzugter Komponentenorientierung deutlich. dabei kann es zu regelhaften Knickungen des Kornverbandes (Tafel 2, Fig. 6) bis zum Abscheren von Falten kommen.

Das System Grundmoräne verfügt über eine hohe Teilbeweglichkeit des Kornverbandes. Diese äußert sich z.B. als Einregelung im Umfeld sandig-kiesiger Komponenten (Tafel 2, Fig. 6, r.u.)

Generell ist diese Teilbeweglichkeit jedoch vom Mineralbestand abhängig. Der Anteil an Schichtsilikaten spielt für die Ausbildung der Foliationsmuster eine entscheidende Rolle, wobei den schichtsilikatreichen La-

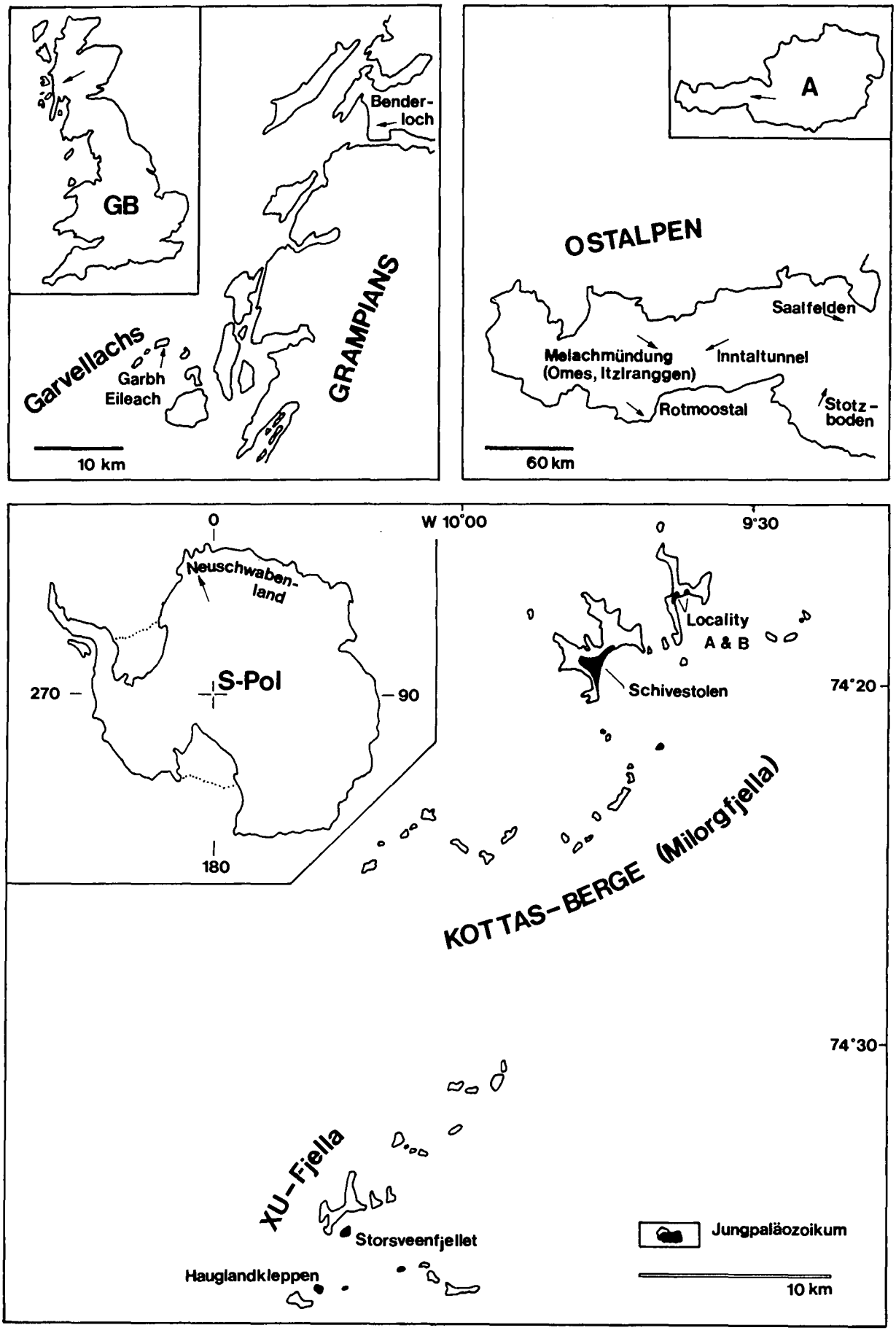


Abb. 1.
Lage der Arbeitsgebiete.

gen die Rolle des Bewegungshorizontes zukommt. Eher selten ist die Bildung von Falten -und Fließstrukturen zu beobachten (Tafel 2, Fig. 8).

Die Ausbildung eines generell geordneten Gefüges wird verhindert, da sich die Strukturen vielfach an Korngrenzen sandig-kiesiger Komponenten anlehnen (Tafel 2, Fig. 5). Vereinzelt kann auch der Bruch von Komponenten beobachtet werden, vor allem in karbonatreichen, schichtsilikatarmen Grundmoränen (Tafel 2, Fig. 5). In zentralalpinen Grundmoränen des Inntales wird der Bruch und die Desintegration von relativ großen Granatkörnern beobachtet (Tafel 2, Fig. 7 r.o.).

Die Foliation basaler glazialer Sedimente kann durch eine scherspannungsfrei wirkende Eisauflast nicht befriedigend erklärt werden. Die Strukturierungen in Sedimenten sind aus Schubverformungen abzuleiten (PALUSKA, 1985), die zur Ausbildung der bereits erwähnten Scherbruchzonen führen. Diese Überlegungen werden von den Beobachtungen und experimentellen Untersuchungen von TCHALENKO (1968) über die Ausbildung des s-Flächengefüges und der Kompressionstexturen in Massenbewegungen gestützt.

Konsolidierung und Gefügeprägung eines basalen Tills sind daher bedingt durch eine Gewichtslast (Eismächtigkeit) und eine Schubbeanspruchung. Aus diesem Grund müssen Ansätze, aus der Konsolidierung basalen Tills eine Rückrechnung der maximalen Eisauflast zu versuchen, kritisch betrachtet werden.

2.2. Jungpaläozoische Diamiktite der Kottas-Berge/Antarktis

Da der Nachweis eines Tillites im Sinne von Till als ein Sediment, das durch Gletschereis transportiert und ohne nennenswerte Beteiligung fließenden Wassers sedimentiert wird, nicht zweifelsfrei erbracht werden konnte (POSCHER, 1990), wird nachfolgend von Diamiktiten gesprochen.

Diamiktite sind an der Basis der Sedimente der Beacon Supergroup in den Kottas-Bergen in drei Profilen erschlossen: Loc. A, Loc. B und dem Profil Schivestolen (Abb. 1, 2).

Im Profil Schivestolen (Profilabschnitt S) treten Diamiktite zusätzlich innerhalb der unmittelbar hangenden basalen Silt/Sandsteinfazies auf (Lithofaziestyp Dmm und Dms in Abb. 3).

Die Diamiktite liegen makroskopisch entweder massiv oder undeutlich geschichtet vor (Tafel 1, Fig. 2), selten kann Resedimentation oder hydraulische Sedimentation in den Diamiktiten im Aufschluß erkannt werden.

2.2.1. Diamiktitfazies

Massive Diamiktite haben matrixgestütztes und strukturloses Gefüge und treten an der Basis des Profiles Schivestolen mit minimalen Mächtigkeiten von 60–80 cm bis maximal auf 2 bis 3 m zunehmend auf.

In jedem Fall kann glazial bearbeitetes, geschliffenes und gekritztes Basement nachgewiesen werden (Tafel 1, Fig. 1), wobei in allen Fällen durch die Position des Gletscherschliffes zum hangenden Sediment sichergestellt ist, daß es sich um fossile und nicht um känozoische Erosionsmarken durch Eis handelt.

Die Mächtigkeit des Diamiktits hängt offensichtlich vom basalen Kleinrelief ab. Neben glazial geschliffenem Basementkontakt liegt selten glaziotektonisch überprägter Kontakt vor. Klüftiges, aufgelockertes Basement mit dm^3-großen Kluftkörpern ist in den basalen Diamiktit eingearbeitet, der Diamiktit dringt andererseits in Klüfte und Auflockerungszonen ein. Die massiven Diamiktite zeigen Übergänge zu undeutlich geschichteten und schwach gradierten Diamiktiten im Hangenden. In Loc. A ist im Hangenden des Diamiktits ein gradueller Übergang in sehr flache, gradierte trogförmige Schrägschichtungseinheiten zu beobachten.

Diskontinuierliche mm- bis cm-starke Sand- und Siltbänder produzieren ein linsiges bis horizontales Gefüge des Diamiktits (Tafel 1, Fig. 3–7). Die maximale Größe der Komponenten erreicht in den basalen Diamiktiten ca. 0,1 bis 0,5 m. Die Gerölle sind kantengerundet bis gerundet, eindeutige Kritzung ist die Ausnahme.

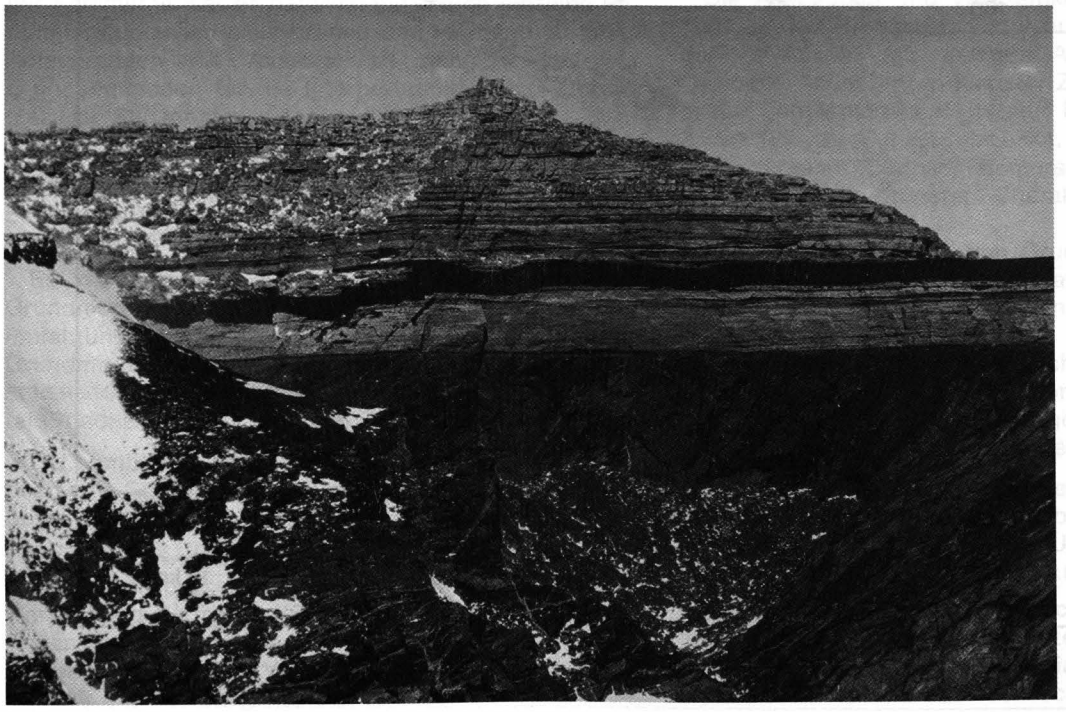


Abb. 2.
Schivestolen (2.158 m) in den Kottas-Bergen der Heimefrontfjella (Neuschwabenland).
Jungpaläozoische Sedimente der Beacon Supergroup mit mesozoischem Lagergang auf glazial bearbeitetem präkambrischem Grundgebirge (Profilmächtigkeit ca. 150 m).

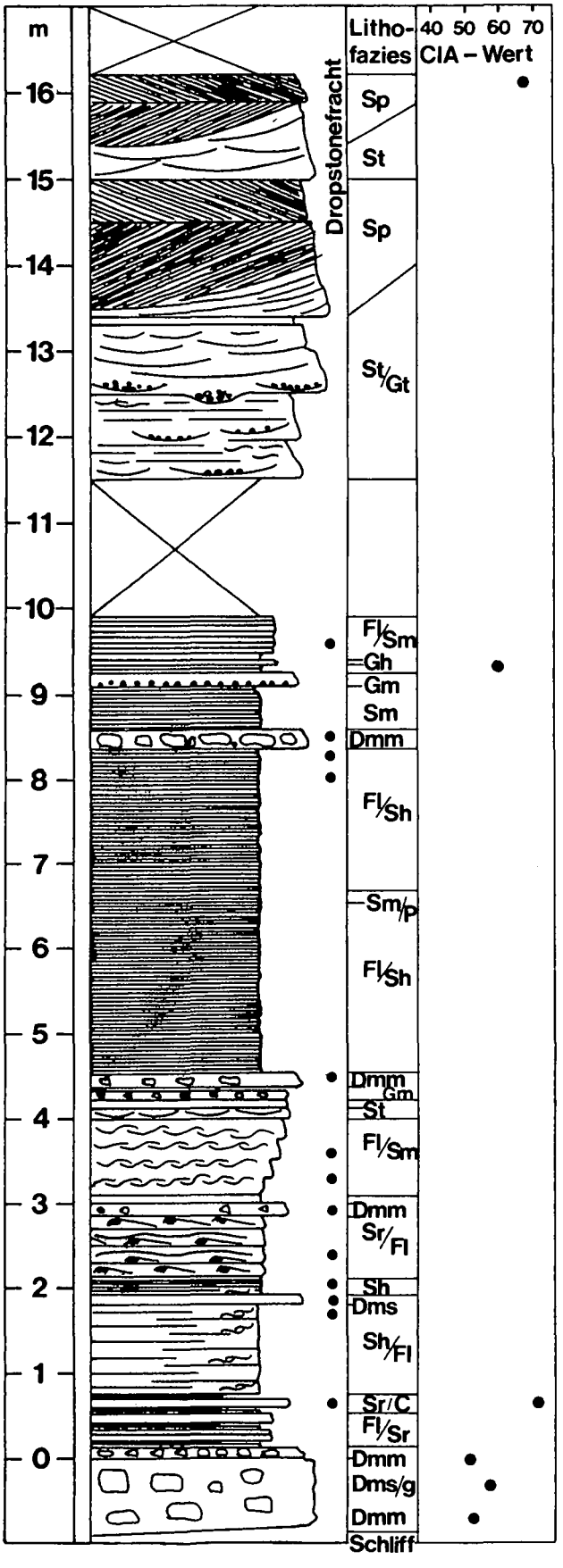


Abb. 3.
Profil Schivestolen (Kottas-Berge), vereinfacht, Profilabschnitt S. Lithofaziestypisierung nach MIALL (1977) und EYLES, EYLES & MIALL (1983).

Mit Ausnahme einiger weniger Komponenten können weder bevorzugte Einregelung noch bevorzugte Konzentration beobachtet werden.

Die Hangendkontakte sind sehr unterschiedlich entwickelt. Im Profil Schivestolen ist der Kontakt großteils scharf ausgebildet und deutet auf einen Hiatus in der Sedimentation bzw. auf zwischenzeitlich erfolgte Erosion des Diamiktits hin. Erosionsreste von grobklastischen Geröllagen (Boulder Beds) im Hangenden der Diamiktite konnten bei Loc. A und am Schivestolen beobachtet werden.

2.2.2. Texturmerkmale des Diamiktits

Die Proben aus massivem Diamiktit zeigen im Dünnschliff und auch im polierten Handstück (Tafel 1, Fig. 3) eine unregelmäßige mm- bis cm-mächtige Schichtung mit mehr oder weniger deutlicher Gradierung (Tafel 1, Fig. 4). Sand- und Siltkörner zeigen keine bevorzugte Einregelung mit Ausnahme im Umfeld relativ größerer Komponenten, wo einzelne Laminae die Umrisse dieser Komponenten nachzeichnen (Tafel 1, Fig. 5,6). Gradierte Lagen werden allgemein durch feinkörnigere bzw. matrixreichere Abschnitte plombiert (Tafel 1, Fig. 4,5).

In die siltig-sandige Grundmasse sind 1–5 mm große Kieskomponenten (Tafel 1, Fig. 6,7) eingestreut. Die eingelagerten Komponenten sind vielfach ss-parallel eingeregelt (Tafel 1, Fig. 6). Die Klüfte zerbrochener bzw. aufgebrochener Komponenten sind durch siltige Orthomatrix verfüllt.

Ein weiteres wichtiges Charakteristikum stellt die Beziehung zwischen Komponenten und lagig sortiertem, gradiertem Sediment dar. Die einzelnen Lagen im Hangenden der Klasten sind plastisch deformiert oder durchtrennt und lappen lateral am Geröll an (Tafel 1, Fig. 5,6).

Sowohl im Handstück als auch im Dünnschliff treten gebogene, offensichtlich mechanisch reaktivierte Schichtflächen auf, die als Scherflächen innerhalb des Sediments gedeutet werden können.

Ferner werden „Silt-Agglomerate" beobachtet, die zwar einen scharfen Liegendkontakt, sonst jedoch einen fließenden Übergang in das autochthone Sediment aufweisen. Vereinzelt gibt es Hinweise auf „Druckschatten", was sich in auffällig asymmetrischer Matrixkomposition bzw. Zementation beiderseits von Komponenten ausdrückt (Tafel 1, Fig. 7).

2.3. Vergleich und Diskussion

2.3.1. Lithofazies

Die Lithofazies des Diamiktites spricht im Konnex mit der sedimentären Gesamtabfolge (POSCHER, 1990) für glaziale bis periglaziale Entstehung desselben. Mit Ausnahme des fallweise glaziotektonisch eingearbeiteten Basements finden sich keine weiteren Kriterien, die für Lodgement-Till sprechen würden.

Die geringe Anzahl an glazial geprägten Komponenten spricht ebenfalls gegen Grundmoränenmaterial im Sinne eines basalen Lodgement-Tills. Die Schichtstrukturen im Dünnschliff und Anschliff (Tafel 1, Fig. 3–7) liefern Hinweise für Ausschmelzablagerungen (Melt-out Till), wie schichtparallele Laminierung von Silt und Sand, feinklastische Ränder an den Geröllen (DREIMANIS, 1978), Gradierung einzelner Lagen und Onlapsedimentation an relativ größeren Komponenten.

Die Geringmächtigkeit des Diamiktits auf unverwittertem glazial bearbeitetem Basement, seine kontinuierliche, das Kleinrelief nivellierende Verbreitung und der fazielle Konnex zu den hangenden glazilakustrinen bis prodeltaischen bzw. *Glossopteris*-führenden Sedimenten sprechen für eine terrestrische Vereisung (POSCHER, 1990).

2.3.2. Mikrotexturen

Seitens der mikrotexturellen Merkmale bestehen Unterschiede und Parallelen zwischen pleistozänen Grundmoränen und den jungpaläozoischen Diamiktiten aus den Kottas-Bergen.

Hervorzuhebende Unterschiede sind:

- Auftreten gradierter Schichtung in den Diamiktiten, verbunden mit relativ besserer Sortierung und mit Onlapsedimentation an kieskorngroßen Komponenten.
- Das Fehlen von Fluidal-, Falten- und Knickstrukturen und mit wenigen Ausnahmen das Fehlen von Scherbahnen in den Diamiktiten.

Folgende Parallelen werden beobachtet:

- Sandiger pleistozäner basaler Till weist im Schliffbild ein etwa vergleichbares Korn/Matrix-Verhältnis und vergleichbare Kornformen wie die Diamiktite auf (vgl. Tafel 1 und 2).
- Sowohl in den Diamiktiten als auch in den Grundmoränen treten „coated grains" und Einregelungseffekte im Umfeld grobsandiger bis kiesiger Komponenten auf.
- In beiden Fällen kann ein vergleichbarer Mechanismus der Granatdesintegration beobachtet werden.

Im Vergleich mit Dwyka-Tilliten (Südafrika) fallen der wesentlich höhere Matrixgehalt der Dwyka-Tillite, deren generell feineres Korngrößenspektrum und insgesamt schlechtere Sortierung ins Gewicht. Die Dwyka-Tillite zeigen im Dünnschliffbefund keinerlei Schichtung und Gradierung (Tafel 2, Fig. 4), Scherbahnen können in großer Anzahl im Kleinstbereich festgestellt werden.

Die als glazimarin eingestuften Diamiktite der Port Askaig Formation Schottlands (EYLES, 1988) weisen keine nennenswerten mikrotexturellen Unterschiede zu den Diamiktiten des Profiles Schivestolen auf (Tafel 2, Fig. 1–3). Die Ähnlichkeiten betreffen vor allem die Position von „oversized particles" im Sediment, die in beiden Fällen durch Gefügeeinregelung im Umfeld der Komponenten, verbunden mit Druckschattenbildungen, gekennzeichnet ist. Onlapsedimentation vergleichbarer Ausbildung tritt in den Diamiktiten der Port Askaig Formation gleichfalls auf. Ferner kann in den Diamiktiten der Port Askaig Formation ein vergleichbarer mm- bis cm-mächtiger Lagenbau mit wechselnden Korngrößenverhältnissen festgestellt werden.

Zusammenfassend gestatten diese ersten vergleichenden Texturuntersuchungen die Aussage, daß es sich bei den untersuchten Proben des Diamiktits vom Schivestolen um keinen Lodgement-Till handelt. Lagenbau und Gradierung bezeugen Sortierungseffekte, die Onlapsedimentation spricht für gravitativ kontinuierlichen Sedimentabsatz. „Coated grains" machen längeren aquatischen Transport unwahrscheinlich, womit insgesamt ein Ausschmelzprozeß (SHAW, 1983) – vor allem hinsichtlich des Vergleichs mit den glazimarinen Diamiktiten der Port Askaig Formation – als wahrscheinlichste Bildungsursache angesehen werden kann.

3. Korngrößenuntersuchungen an Diamiktiten und Grundmoränen

3.1. Allgemeines

Die Signifikanz und fazieskritische Verwertbarkeit von Korngrößenbestimmungen via Bildschirmanalyse wurde an Gesteinsdünnschliffen von Diamiktiten, Tilliten und Grundmoränen (Lodgement-Till) getestet.

Der glazial induzierte Bruch eines Kornverbandes führt zu einer bevorzugten Desintegration in monomineralische Komponenten, während vor allem Abrasion zu einer resistenzabhängigen Anreicherung einzelner Minerale in den Siltkorngrößen führen wird.

Dieser Prozeß wird durch das Konzept der „Bimodalität" und der „Terminal grades of minerals" (DREIMANIS & VAGNERS, 1971, 1972) idealisiert charakterisiert.

Monomineralischer Till würde demnach in Abhängigkeit von Abrasion und Basementlithologie eine bimodale Korngrößenzusammensetzung aufweisen, mit einem Mode im Bereich der Gesteinsbruchstücke und einem zweiten Mode im Bereich des mineralspezifischen „Terminal grade" (DREIMANS & VAGNERS, 1972; HALDORSEN, 1981; CAMMERAAT & RAPPOL, 1987).

3.2. Ergebnisse

3.2.1. Korngrößenuntersuchung von Diamiktiten

Die texturell-granulometrischen Untersuchungen wurden an Gesteinsdünnschliffen durchgeführt. Es wurden Proben des Diamiktites aus dem Profil Schivestolen untersucht. Die Diamiktite weisen im Korngrö-

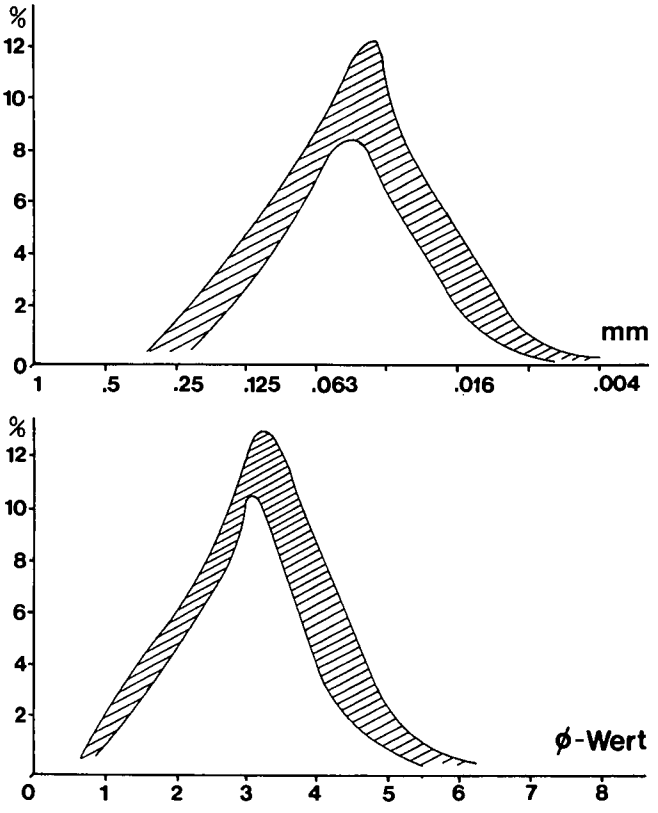


Abb. 4.
Bandbreite von Häufigkeitsverteilungen der Kornlängsachsen von Diamiktiten (oben) und von Individuen polykristalliner Quarze bzw. von Gesteinsbruchstücken (unten) potentieller Liefergesteine.

ßenbereich, der im Dünnschliff erfaßt werden kann, annähernd eine Normalverteilung auf.

In Abb. 4 sind die Bandbreiten von Häufigkeitsverteilungen der Kornlängsachsen von Diamiktiten (hpts. Quarzkörner) aus dem Profil Schivestolen denen von Individuen polykristalliner Quarze bzw. von Gesteinsbruchstücken potentieller Liefergesteine gegenübergestellt. Größenordnungsmäßig verschiebt sich im Diamiktit das Häufigkeitsmaximum der Kornlängsachsenverteilung um ca. zwei Ø-Klassen vom Feinsand- zum Schluffkorngrößenbereich.

Zur Klassifikation, Beschreibung und Interpretation glazialer Sedimente werden vielfach „cross-plots" granulometrischer Parameter verwendet (u.a. BOULTON, 1978; BULLER & MCMANUS, 1973; DREIMANIS & VAGNERS, 1971; HALDORSEN, 1981; MILLS, 1977; SLATT, 1971).

Es liegen Erfahrungen und Interpretationen verschiedener „cross-plots" vor. Sie sind allgemein auf siebanalytisch ermittelte Sedimentparameter aufgebaut. BULLER & MCMANUS (1973) haben ein Diskriminationsdiagramm vorgestellt, das an pleistozänen und rezenten glazialen Sedimenten geeicht ist und auch für Korngrößenanalysen, welche an Dünnschliffen ermittelt worden sind, brauchbar scheint. Dies deswegen, da beim Auftrag „Quartile Deviation" gegen „Median" (Abb. 5) nur der zentrale und somit korrigierte Bereich der Kornsummenkurve herangezogen werden muß ($QDa = (P_{75}-P_{25})/2$). Die Umrechnung von Korn- in Gewichtsprozente wurde nach FRIEDMANN (1958) durchgeführt.

Die Proben des Diamiktites aus dem Profil Schivestolen besetzen einerseits das Feld (b), welches feinen, uni- bis nonmodalen Moränen zugeordnet wird. Nach Rezentvergleichen entspricht dieses Feld hauptsächlich Grundmoränen kontinentaler Vereisungsgebiete. Andererseits plotten einzelne Proben im Überschneidungsbereich Stillwassersediment/Moräne.

Zweifel an der Aussagekraft dieses Ergebnisses sind aufgrund nachfolgender Vergleichsuntersuchungen angebracht.

3.2.2. Vergleichende Untersuchungen

Die Korrelation nach FRIEDMANN (1958) gilt vorwiegend für gut sortierte Sandsteine mit Quarzgehalten >70 %. Aufgrund des hohen Matrixanteils und der schlechten Sortierung von Diamiktiten stellt sich die Frage nach der prinzipiellen Anwendbarkeit des Verfahrens.

Es wurden Korngrößenuntersuchungen an alpinen Grundmoränen (basaler Lodgement-Till) vorgenommen. Die Korngrößen wurden an ein und demselben Probenkörper sowohl im Dünnschliff via Bildschirmanalyse (Kornprozente) als auch siebanalytisch (Naßsiebung, Aräometer) bestimmt.

Es zeigt sich, daß die Auswahl der Vergrößerung am Videomikroskop Einfluß auf das Ergebnis nimmt (Abb. 6a,b), wobei die maximalen Differenzen im Korngrößenbereich bis 0,06 mm bis zu 20 % ausmachen können.

Die Sieblinien der Grundmoränen (basaler Lodgement-Till) sind durch eine annähernd gleichwertig prozentuale Besetzung der einzelnen Klassen charakterisiert, was sich prozentual-kumulativ im Ideal als eine Gerade ausdrückt (Abb. 6c). Die Gleichgewichtsverteilung in Grundmoränen ist allgemein anerkannt und wird als fazieskritisch angesehen (MILLS, 1977; BOULTON, 1978).

Die gemittelten Kornsummenlinien von denselben Grundmoränen aus der Bildschirmanalyse aus Abb. 6d entsprechen jedoch – gleich wie jene der Diamiktite (Abb. 4) – einer Normalverteilung (in Abb. 6 nicht dargestellt).

Die via Bildschirmanalyse ermittelten Normalverteilungen sind jedoch in beiden Untersuchungsreihen möglicherweise auf eine Unterrepräsentanz der Komponenten <0,02 mm (am Bildschirm kaum auflösbar) und der relativ größten Körner zurückzuführen, entsprechen also einem methodenimmanenten Fehler.

Ferner hat diese Untersuchung gezeigt, daß vermutete Probleme hinsichtlich der Anwendbarkeit des Um-

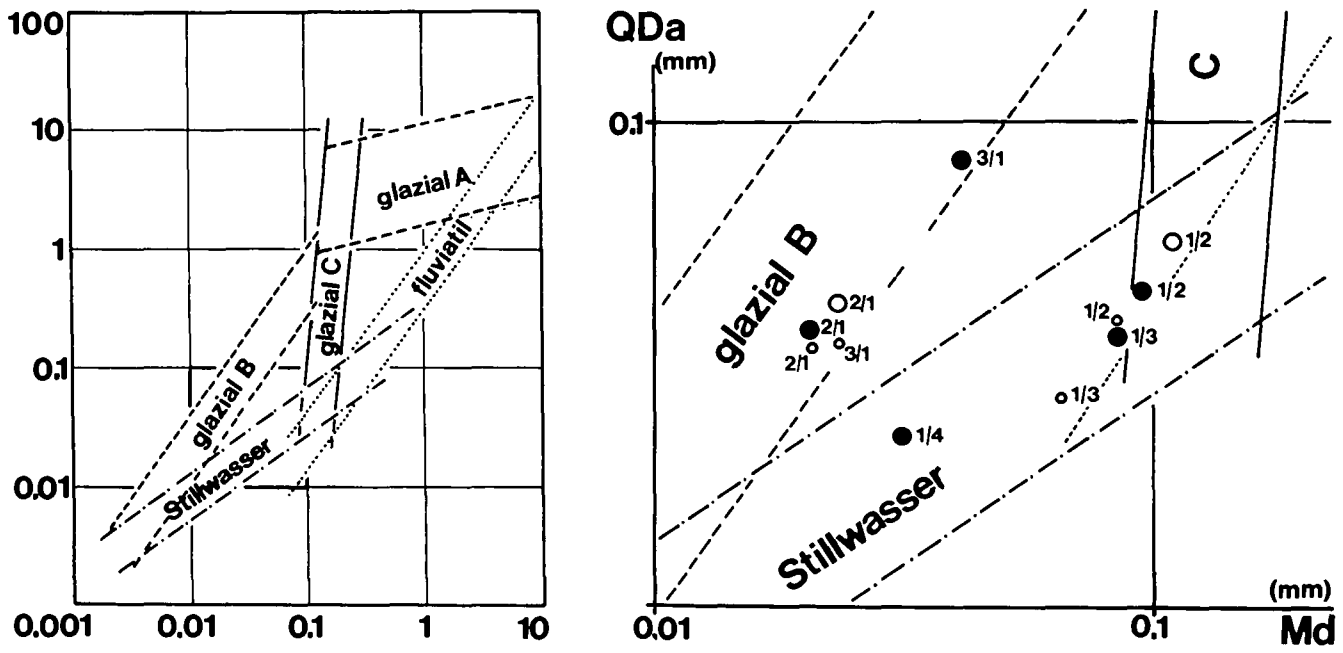


Abb. 5.
QDa-Md-Cross-Plot nach BULLER & MCMANUS (1973) zur faziellen Zuordnung glazialer Sedimente.
Vergrößerter Ausschnitt mit eigenen Daten (verschiedene Signaturen bezeichnen verschiedene Dünnschliffe derselben Gesteinsprobe).

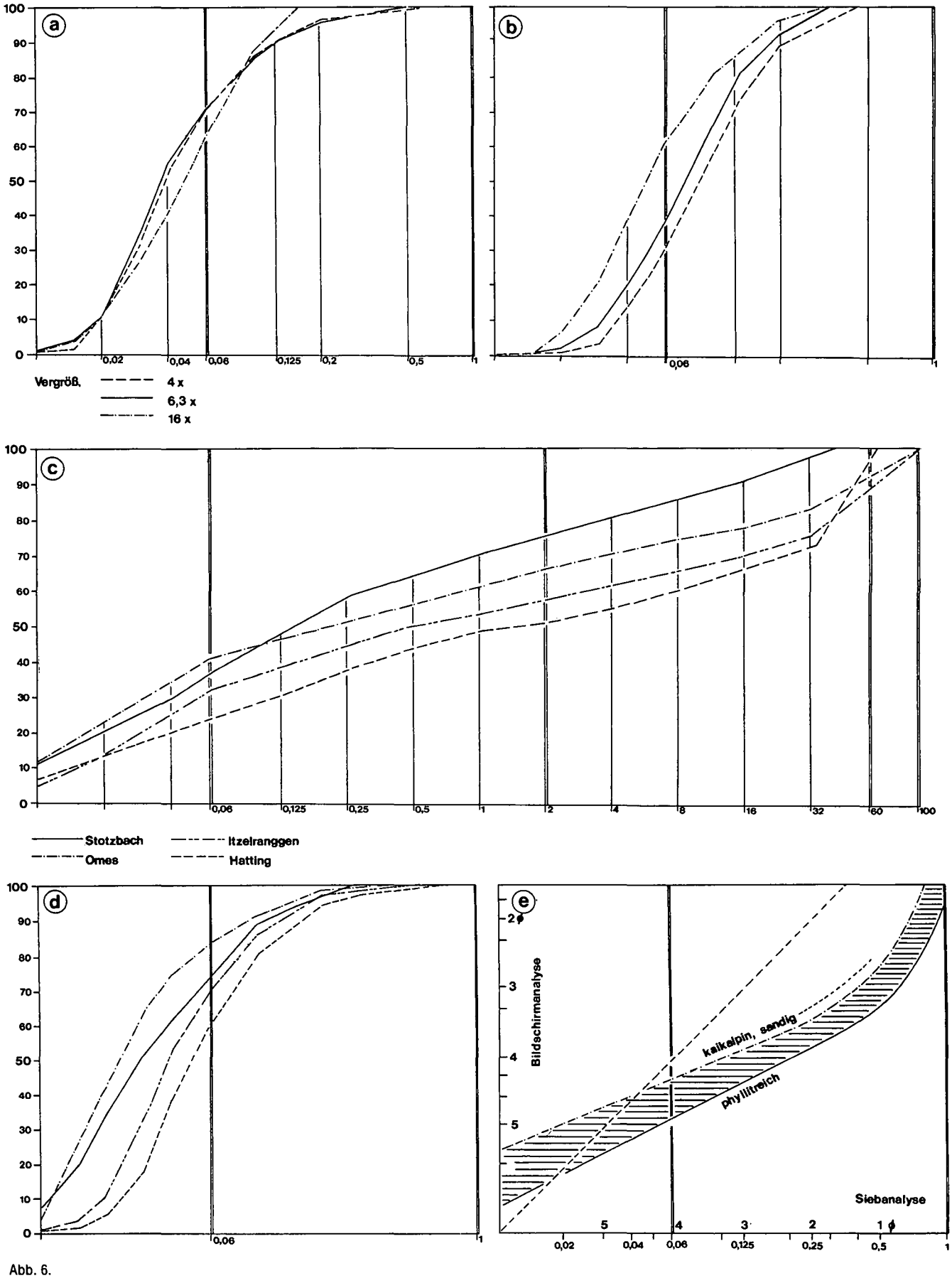


Abb. 6.
Korngrößenuntersuchungen am Kontron-Videoplan – Vergleich mit siebanalytisch ermittelten Ergebnissen (Werte in %, mm).
a,b: Kornsummencharakteristik von Grundmoränen, Untersuchung im Dünnschliff bei verschiedenen Vergrößerungen.
c,d: Korngrößenanalyse von Grundmoränen mittels Sieb-/Schlämmanalyse (c) und Dünnschliffuntersuchung (d).
e: Korrelation von Sieb-/Schlämm- und Bildschirmanalyse (d_{max} = 1 mm = 100 %).

rechnungsschemas von Korn- und Gewichtsprozente nach FRIEDMANN (1958) für Diamiktite bzw. für matrixreiche Sandsteine bestehen. Es wurde eine Korrelation der Korngrößenanalyse via Bildschirm mit der siebanalytisch ermittelten Korngrößenverteilung der Grundmoränenproben (Modifizierung der Sieblinien aus Abb. 6c: d_{max} = 1 mm = 100 %) vorgenommen (Abb. 6e). Die Korrelation nach FRIEDMANN (1958) ist für Grundmoränenmaterial nicht anwendbar. Bspw. ist in der Bildschirmanalyse im Gegensatz zur Siebanalyse bei einer Korrelation bis zu d_{max} = 1 mm eine klare Unterbewertung der Sandfraktionen gegeben.

Es zeigt sich auch, daß die Lithologie über den Matrixanteil Einfluß auf die Transformation der Korngrößen nimmt, was in Abb. 6e zum Ausdruck gebracht wird. Insgesamt zeigt dieser vergleichende Test, daß die Aussage von Korngrößenuntersuchungen via Bildschirmanalyse im Vergleich mit siebanalytisch ermittelten statistischen Parametern von Grundmoränen und Diamiktiten mit schwer quantifizierbaren Unsicherheiten behaftet ist.

Es bestehen Abhängigkeiten der Ergebnisse von der Vergrößerung, Unsicherheiten in der Interpretation der ermittelten Verteilungen und Schwierigkeiten im Zusammenhang mit der Transformation der ermittelten Kornprozent-Verteilung in eine vergleichbare Gewichtsprozent-Verteilung.

4. Zur Aussagekraft der Schwermineralanalyse für glazialgeologische Fragestellungen

4.1. Allgemeines

Eine schwermineralpetrographische Charakterisierung von Moränenmaterial, speziell von Grundmoränenmaterial, wird die Petrographie des lokalen Felsuntergrundes und dessen Inhomogenitäten aufgrund mangelnder Durchmischung normal zur Fließrichtung reflektieren (GROSS & MORAN, 1971; SAARNISTO & TAIPALE, 1984; CAMMERAAT & RAPPOL, 1987).

Es ist anzunehmen, daß bei gleichen Einzugsgebieten glazial induzierter Bruch und subglaziale Abrasion im Vergleich zu fluviatiler Sedimentation durchaus zu unterschiedlichen Schwermineralspektren führen können. Zudem nimmt die Tillfazies merklichen Einfluß auf die petrographische Charakterisierung von Grundmoränenmaterial (HALDORSEN, 1983). Kritisch ist auch, inwieweit proglaziale und glaziale Sedimente periglazial und glazial motivierte unterschiedliche Liefergebietsintensitäten reflektieren.

Die Sedimente der Beacon Supergroup, vor allem Diamiktite und assoziierte Sedimente, weisen teilweise einen extrem hohen Granatgehalt (>90 % des gesamten Schwermineralspektrums) auf. Dieser hohe Granatanteil findet duch eine vergleichende Kartierung schwermineralpetrographischer Provinzen rezenter Lokalmoränen und des kristallinen Basements in den Kottas-Bergen sowie einer Varietätenanalyse der Granatpopulationen keine befriedigende Erklärung (POSCHER, 1990).

Hinsichtlich der Varietäten kann für die jungpaläozoischen Granatfrachten weder eindeutig ein lokales Liefergebiet noch eine signifikante Parallelität zu den rezenten Granatfrachten (Lokalmoränenmaterial) des Gebiets abgeleitet werden.

Es stellt sich die Frage, inwieweit der hohe Granatgehalt in den Diamiktiten und Sedimenten der Beacon Supergroup durch glazialgeologische Anreicherungsprozesse bedingt sein kann.

Dazu wurden vergleichende Untersuchungen an pleistozänen bis rezenten Sedimenten des Inntales durchgeführt. Aus diesen Untersuchungen wird die Mündung der Melach, ein Zufluß des Inns aus der Stubaier-Ötztaler Masse westlich Innsbruck, als Beispiel herausgegriffen (Abb. 7).

Im vorliegenden Fall wurde das Verhältnis von Granat/Staurolith bzw. Granat/Staurolith/Disthen/Zirkon eines möglichst engen Korngrößenintervalls (125 µ bis 250 µ) ausgewählt.

Nach den mechanischen Stabilitätsreihen (Abrasion) von FRIESE und THIEL (cit. in MORTON, 1985) liegt Granat unmittelbar hinter Staurolith im Feld größter Abrasionsresistenz. Ferner sind Granat und Staurolith als hydraulisch äquivalent im Sinne von MORTON (1985) anzusehen, was aus ähnlicher Dichte und gleicher „Hydraulic Size" und annähernd identen, unregelmäßigen bis isometrischen Kornformen bzw. Kornmorphologien abzuleiten ist.

4.2. Ergebnisse

Die Ergebnisse sind in Abb. 7 und 8 dargelegt. Inn und Melach können hinsichtlich ihrer rezenten Sedimente durch das Verhältnis Granat/Staurolith eindeutig voneinander getrennt werden. Während es rezent im Inn zwischen Telfs und Innsbruck in der Fraktion 125 µ bis 250 µ konstant um 6 : 1 liegt, beträgt es in der Melach ca. 1 : 1. Eine erwartete lokalgeologisch bedingte Disthenvormacht in den Melachsedimenten kommt nicht zum Tragen.

Im pleistozänen proglazialen Delta der Melach in das Inntal (Melachdelta W in Abb. 8a) bleibt das durchschnittliche Verhältnis von 1 : 1 erhalten, wobei eine stete Zunahme des Granatgehaltes von 0,8 : 1 auf 1,2 : 1 entsprechend der Annäherung an die hangende Grundmoräne erfolgt.

Die feinsandig-siltigen Sedimente des pleistozänen distalen Prodeltas weisen ein Granat/Staurolith-Verhältnis um 1,4 : 1 auf, was den Einfluß des nahenden glazialen Environments auf die deltaische Sedimentation reflektieren könnte.

Die lokale Grundmoräne, die die pleistozänen Deltasedimente überlagert, zeigt nämlich eine deutliche Zunahme des Granatanteiles, wobei die Tillfazies, soweit die bislang vorliegenden Daten dies belegen, entscheidenden Einfluß auf das Verhältnis nimmt.

Der Till ist eine Wechselfolge aus Lodgement-Till und sandigen Lagen. Lodgement-Till weist das höchste Granat/Staurolith-Verhältnis (1,75 : 1 bis 2,5 : 1) auf, während sandige Sedimente Verhältnisse von 1,4 : 1 (vergleichbar dem Topset des unmittelbar liegenden Deltas) zeigen.

Der postglaziale Schwemmfächer der Melach gibt mit einem Verhältnis von rund 2 : 1 den Einfluß glazialer und eisrandnaher Ablagerungen durch Resedimentation wieder. Besonders deutlich wird die glazialsedimentologisch bedingte Granatanreicherung bei Betrachtung des Gesamtschwermineralspektrums von 63 µ bis 250 µ. Das Granat/Staurolith-Verhältnis rezen-

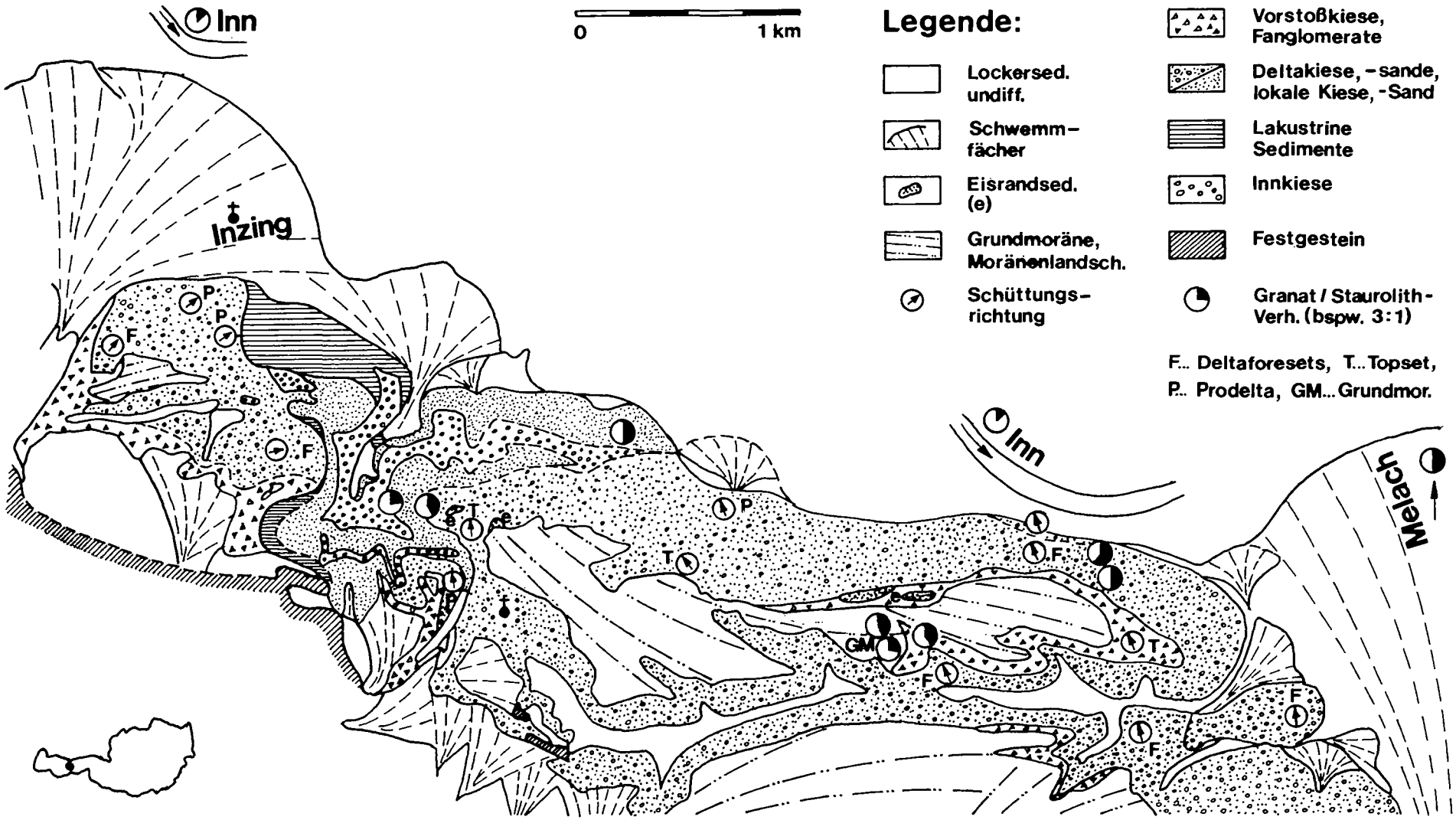


Abb. 7.
Vereinfachte quartärgeologische Karte der Melachmündung (westl. Innsbruck) mit dem Granat : Staurolith-Verhältnis in verschiedenen Faziesbereichen.

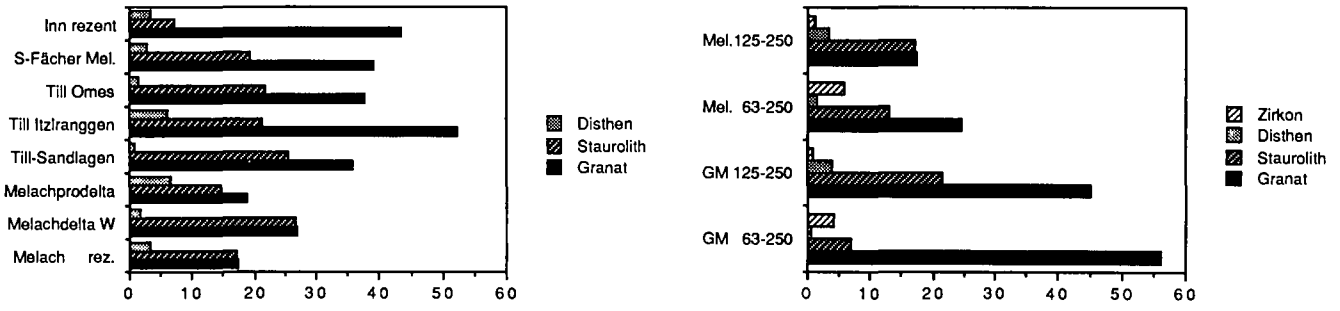


Abb. 8.
Schwermineralzusammensetzung in Abhängigkeit von Fraktion und Lithofazies (Prozentanteil am Gesamtspektrum).
a) Rezente und pleistozäne Sedimente (125–250 μ) verschiedener Faziesbereiche.
b) Vergleich verschiedener Fraktionen von rezenten fluviatilen (Mel.) und pleistozänen glazialen (GM) Sedimenten desselben Liefergebietes.

ter fluviatiler Melachsedimente dieser Fraktion liegt bei etwa 1,9 : 1 (im Gegensatz von 1 : 1 der Fraktion 125 μ bis 250 μ) und steigt innerhalb der Gesamtfraktion des Lodgement-Tills auf 8,2 : 1 (im Gegensatz von durchschnittlich 2,1 : 1 der Fraktion 125 μ bis 250 μ) an (Abb. 8).

4.3. Diskussion und Interpretation

Die relative Anreicherung von Granat in glazialen Sedimenten wird anhand dieses Beispiels deutlich und zeigt, daß bereits bei einem Sediment, das im Zuge einer Vorstoßphase eines Lokalgletschers gebildet wurde, je nach Fraktion eine Verdoppelung bis Vervierfachung des Granatanteiles eintritt.

Der Granatreichtum jungpaläozoischer Sedimente im Umfeld der Gondwanavereisung ist für weite Teile des ehemaligen Superkontinents belegt (LINDSAY, 1970; GRAVENOR, 1979). Überlegungen zur möglichen selektiven Anreicherung von Granat in glazialen Sedimenten sind, mit Ausnahme eines Beispiels aus einem pleistozänen Till Nordamerikas (GRAVENOR, 1979), rar. Aus diesem „quartärgeologischen" Blickwinkel erscheint der hohe Granatanteil in den Sedimenten der Beacon Supergroup aber durchaus plausibel.

Die vergleichsweise hohe Abrasionsbeständigkeit des Granats aber auch des Staurolithes ist bekannt. Somit kann anhand des Beispiels zwar die relative Anreicherung von Granat und Staurolith innerhalb des Gesamtspektrums erklärt werden, nicht jedoch die beobachtete absolute Dominanz des Granats. Zu dieser Frage liefern Dünnschliffuntersuchungen an Grundmoränen, aber auch an Diamiktiten, eine mögliche Erklärung.

Es kommt in der Grundmoräne zum in-situ-Bruch von großen Granatkörnern (Tafel 1, Fig. 7, r.o.), die aufgrund ihrer ursprünglichen Korngröße z.B. in fluviatilen Sedimenten von der konventionellen Schwermineralanalyse nicht erfaßt werden. Das heißt, daß glazial eine bevorzugte Anreicherung von Granat in den „typischen Schwermineralfraktionen" anzunehmen ist.

5. Spurenelemente als Faziesindikatoren für glaziales Environment

5.1. Allgemeines

Elementverteilungen in Diamiktiten wurden und werden vielfach als environmentkritisch angesehen (zuletzt VISSER, 1989). Eine Übersicht und Diskussion geben EYLES, EYLES & MIALL (1985) sowie FRAKES (1985).

Von der Überlegung ausgehend, daß einzelne Elemente durch kontinentale Verwitterungsprozesse eine relative Anreicherung erfahren, konnten FRAKES & CROWELL (1975) kontinentale Grundmoränen und glaziomarine Diamiktite hinsichtlich ihres Fe- und Mn-Gehaltes unterscheiden (Abb. 9).

Inwieweit andererseits die Petrographie des Liefergebiets, Sedimentationsraten und Diagenese diese Spurenelementverteilungen beeinflussen können, wird in BJORLYKKE & ENGLUND (1979), TAIPALE, NEVALAINEN & SAARNISTO (1986) und CHRISTENSEN (1987) deutlich. HALDORSEN (1983) zeigt sogar den Einfluß der Grundmoränengenese auf korngrößenbedingte geochemische Unterschiede auf.

Es scheint daher von Interesse, die Anwendbarkeit der Überlegungen von FRAKES & CROWELL (1975) am vorliegenden Material, vor allem am Referenzmaterial aus Grundmoränen und Diamiktiten definierter Lithofazies (Korngröße <63 μ) zu testen.

Tabelle 1.
Durchschnittliche chemische Zusammensetzung und Verwitterungsindizes (CIA-Werte) jungpaläozoischer Diamiktite, assoziierter Feinklastika und rezenter Lokalmoränen der Heimefrontfjella (HFF) und ostalpiner Grundmoränen aus POSCHER (1990).

	Al [%]	Ca [%]	Mg [%]	Fe [%]	Mn [%]	K [%]	Na [%]	Co [ppm]	Pb [ppm]	Cu [ppm]	Zn [ppm]	Mo [ppm]	Cr [ppm]	Ni [ppm]	Cd [ppm]	n	CIA-Wert
1) Diamiktite (HFF)	10,80	8,43	0,86	6,72	0,13	4,23	1,52	39	118	150	102	71	47	33	10	8	60,63
2) Rezente Lokalmoräne (HFF)	12,71	4,55	2,15	10,85	0,11	6,73	1,42	49	103	230	268	113	112	72	15	6	63,86
3) Ostalpine Grundmoräne	14,21	4,30	2,20	6,02	0,12	5,19	1,52	42	167	58	100	108	108	69	9	6	71,58
4) Loc. A / Feinklastika (HFF)	18,72	1,02	0,92	5,24	0,03	11,25	1,89	51	284	80	136	41	99	43	19	4	69,47
5) Loc. B / Feinklastika (HFF)	10,84	5,04	1,28	6,65	0,11	4,26	1,11	38	202	398	150	52	37	29	12	2	66,41
6) Schivest. / Feinklastika (HFF)	11,91	12,00	0,80	5,19	0,27	4,56	1,30	42	70	137	150	95	69	51	11	3	56,95

Tabelle 2.
Chemische Zusammensetzung nordeuropäischer Grundmoränen umgerechnet nach KIVEKÄS (1946) und HALDORSEN (1983), Verwitterungsindizes (CIA-Werte) berechnet nach NESBITT & YOUNG (1982).

		Al [%]	Ca [%]	Mg [%]	Fe [%]	Mn [%]	Ti [%]	K [%]	Na [%]	CIA-Wert
KIVEKÄS (1946)	Granite Till	6,50	1,54	0,54	2,23	0,04	0,27	2,15	2,07	53,0
	Rapakivi Granite Till	6,37	1,34	0,28	1,68	0,03	0,25	2,92	1,70	51,7
	Schist Till	6,61	1,34	0,42	2,19	0,03	0,21	1,81	2,20	55,3
	Sandstone Till	3,75	0,58	0,28	0,98	0,02	0,17	1,25	1,36	54,0
	Granulite Till	10,43	1,56	0,98	3,58	0,04	0,30	2,98	2,34	60,3
	Mafic Till	6,54	1,51	2,17	6,16	0,17	0,75	1,21	1,93	58,4
HALDORSEN (1983)	Lodgement Till	5,87	0,64	0,54	2,45	n.b.	n.b.	2,25	2,00	63,8
	Lee-side melt-out Till	4,97	0,50	0,42	1,89	n.b.	n.b.	1,92	1,70	63,9

5.2. Ergebnisse und Diskussion

Die Fe-Gehalte der lokalen Rezentmoränen aus den Kottas-Bergen liegen mit einer Ausnahme über 10 % bei Mn-Gehalten von 0,08 bis 0,13 % (Tab. 1). Demgegenüber liegen die Fe-Gehalte der Diamiktite der Beacon Supergroup mit einer Ausnahme zwischen 5,1 % und 11,7 % bei teilweise höheren Mn-Gehalten.

Höhere Fe-, Cr-, Ni-Werte der rezenten Lokalmoränen im Gegensatz zu den jungpaläozoischen Diamiktiten des selben Gebietes stehen im Einklang mit der Zusammensetzung der Schwermineralführung der Lokalmoränen im Vergleich zu der jungpaläozoischer Diamiktite, was auf die Erosion jurassischer Dolerite zurückgeführt werden muß.

Lokale Unterschiede werden zwischen den Diamiktiten deutlich. Den niedrigsten Fe-Gehalt der Diamiktite weist die Probe von Loc. A auf. Gerade der Diamiktit von Loc. A zeigt im Hangenden Kriterien für hydraulische Umlagerung.

Diese Ergebnisse würden – mit Einschränkungen – im Trend des von FRAKES & CROWELL (1975) vorgelegten Diagramms liegen (Abb. 9) und ein mit der lithofaziellen Analyse weitestgehend übereinstimmendes Ergebnis liefern.

Für Vergleichszwecke wurden einerseits geochemische Analysen von terrestrischen Grundmoränen definierter Lithologie (KIVEKÄS, 1946) in das Diagramm nach FRAKES & CROWELL (1975) übertragen (Abb. 9, Tab. 2), andererseits wurden geochemische Analysen an pleistozänen bis rezenten alpinen Grundmoränen der Ostalpen, an marinen Diamiktiten der schottischen Port Askaig-Formation und an basaltreichen Grundmoränen Südislands durchgeführt (Tab. 3, siehe dort auch weitere Literaturwerte).

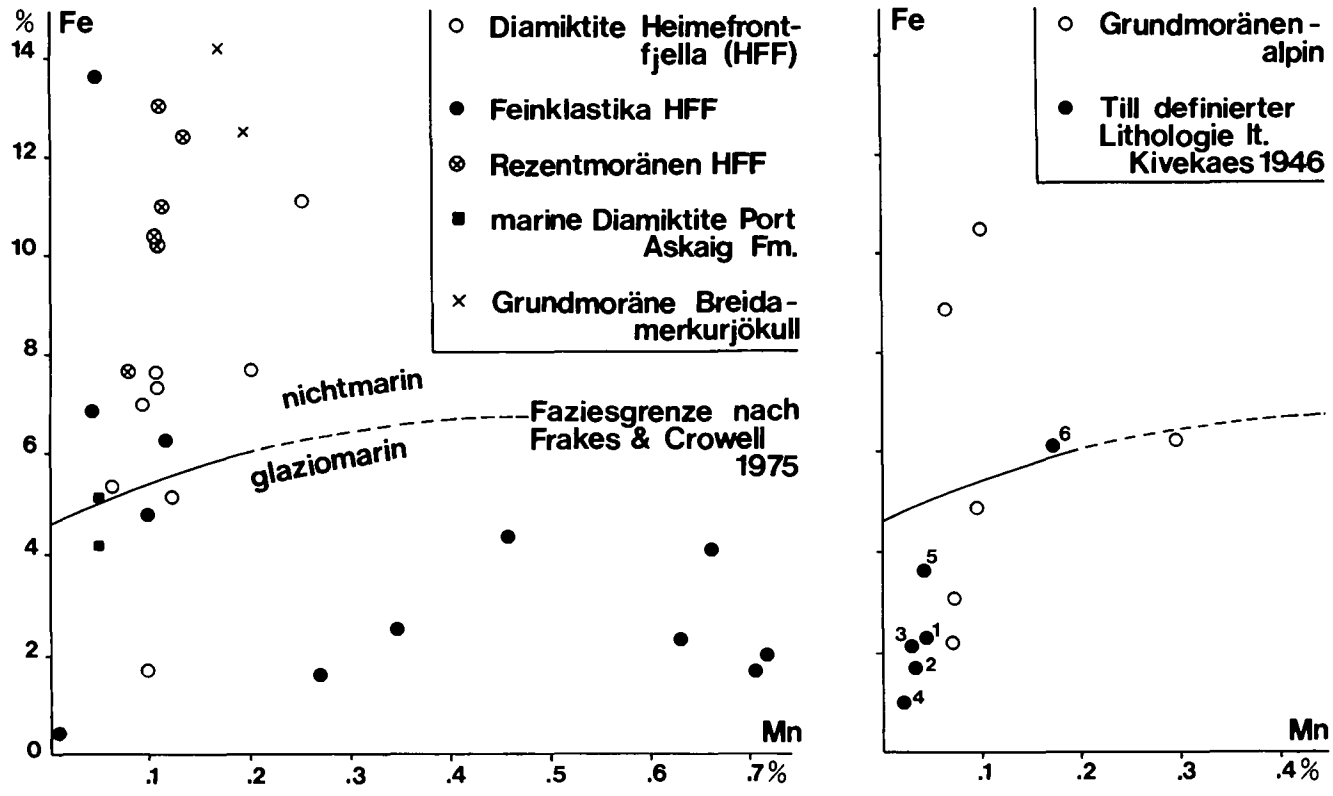


Abb. 9.
Fe-Mn-Verhältnis von Diamiktiten, alpinen Grundmoränen bzw. Till definierter Lithologie.
Faziesgrenze nach FRAKES & CROWELL (1975).

Tabelle 3.
Metallgehalte glazialer Sedimente im Vergleich.

		F [%]	Mn [%]	Ni [ppm]	Cu [ppm]	V [ppm]	n	Referenz
Pleistozän–rezent	Till – Norwegen	8,40	0,13	n.b.	n.b.	n.b.	21	ROALDSET (1972)
	Till – Finnland	3,17	0,05	n.b.	n.b.	n.b.	33	TAIPALE et al. (1986)
	Till Ostalpen	6,02	0,12	69	58	n.b.	6	POSCHER (1990)
	Rezentmoränen – Antarktis	10,85	0,11	72	230	n.b.	6	POSCHER (1990)
	Rezentmoränen – Island	13,32	0,11	34	55	n.b.	2	POSCHER (1990)
Paläozoikum	Div. Gondwana	2,70	0,05	41	23	47	46	FRAKES & CROWELL (1975)
		2,49	0,10	26	23	67	4	FRAKES (1985)
		3,21	0,06	49	24	108	12	FRAKES (1985)
	Talchir Fm./Indien	2,66	0,45	n.b.	n.b.	n.b.	5	SUTTNER & DUTTA (1986)
	Pensacola Mt./A.A.	1,45	0,05	n.b.	11	40	2	SCHMIDT & WILLIAMS (1969)*)
	Heimefrontfjella/A.A.	6,72	0,13	33	150	n.b.	8	POSCHER (1990)
Präkambrium	Port Askaig Fm./U.K.	4,63	0,05	n.b.	n.b.	n.b.	2	POSCHER (1990)
	Div. Präkambrium	2,64	0,04	36	30	150	73	cit. in FRAKES (1985)

*) cit. in FRAKES (1985).

Mit Ausnahme von Probe 6 aus Tab. 2 (mafischer Till) plotten sämtliche terrestrisch-kontinentalen Grundmoränenproben im Feld der glaziomarinen Diamiktite (Abb. 9 rechts).

Mit Ausnahme von zwei Proben besetzen die alpinen Grundmoränen das Feld „modern glacial marine" in FRAKES & CROWELL (1975). Diese Fehlbesetzung steht in Abhängigkeit zum Liefergebiet, da bei diesen Grundmoränen durch die Beteiligung karbonatreicher Einzugsgebiete eine „Verdünnung" der Spurenelementgehalte bewirkt wird (vgl. dazu auch VISSER, 1989).

Die beiden Proben aus marinen Diamiktiten der Port Askaig- Formation besetzen das Feld „old glacial marine" bzw. das Feld kontintentaler Grundmoränen (Abb. 9 links).

5.3. Schlußfolgerungen

Das Konzept des environment-kontrollierten Chemismus der Fraktionen <63 µ (FRAKES & CROWELL, 1975; FRAKES, 1985) hält einer kritischen Überprüfung nicht stand. Die Fe-Mn-Verteilung wird primär von der Lithologie kontrolliert. Somit liefert das Konzept keine geochemisch begründbare und faziell verwertbare Aussage, die für sich sprechen würde und stellt – sofern dieser Schluß mit derartig kleinen Testserien gerechtfertigt ist – kein fazieskritisches Merkmal dar.

6. Verwitterungsindizes als fazieskritische Klimaindikatoren

6.1. Allgemeines

Verwitterungsindizes geben verwitterungsbedingte Verhältnisse von immobilen zu mobilen Elementen wieder. Eine Übersicht zur Mobilität einzelner Elemente und über verschiedene Verfahren zur Berechnung von Verwitterungsindizes gibt HARNOIS (1988).

Prinzipiell ist von Interesse, ob auf der Basis von Verwitterungsindizes eine Korrelation zwischen einzelnen Profilen der Beacon Supergroup vorgenommen werden kann und inwieweit sich vermutete Trends der Verwitterungsintensität quantifizieren lassen.

Aufgrund des Vorliegens von faziell vergleichbaren Referenzuntersuchungen in der huronischen Gowganda-Formation wurde der „Chemical Index of Alteration (CIA)" nach NESBITT & YOUNG (1982) zu diesen Untersuchungen zur Berechnung herangezogen.

$$CIA = [Al_2O_3/(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \cdot 100$$

6.2. Ergebnisse und Diskussion

Wie erwartet, entsprechen die CIA-Werte der Diamiktite (Tab. 1 und 2; Abb. 10) als relativ niedrigste Werte (52–64, Mittelwert 60,6) den glazialen Verwitterungsverhältnissen mit minimaler Intensität an chemischer Verwitterung. Sie stehen in Übereinklang mit den CIA-Werten von Diamiktiten der Gowganda-Formation (Mittelwert 56), mit pleistozänen Grundmoränen des Archäischen Schildes (Mittelwert 52) (NESBITT & YOUNG, 1982) und mit Grundmoränen des fennoskandischen Schildes (52–64) (KIVEKÄS, 1946; HALDORSEN, 1983).

Beachtenswert ist, daß die Diamiktitproben, die die eindrücklichsten Merkmale für Resedimentation bzw. hydraulische Umlagerung zeigen, auch die relativ höchsten CIA-Werte erbringen (67,8; 64,0).

Der Mittelwert der Verwitterungsindizes der als lakustrin bis prodeltaisch interpretierten Silt- und Sandsteine im Hangenden des Diamiktites (56,9–69,5) liegt um maximal zehn Punkte höher, was mit den Trends in den vergleichbaren Sedimenten der Gowganda-Formation übereinstimmt (61).

Interessant ist, daß die Probe, die einem grobklastischen, diamiktitischen Horizont innerhalb der lakustrin bis prodeltaischen Schichtfolgen im Hangenden des Diamiktites entnommen ist und eistransportiertes Moränenmaterial darstellt, den absolut niedrigsten CIA-Wert (37) aufweist. Die Profile von Loc. A und Schivestolen sind hinsichtlich Trend und Größenordnung der ermittelten Werte korrelierbar.

Stichproben von rezenten und pleistozänen Grundmoränen kristalliner Einzugsgebiete des Tiroler Innta-

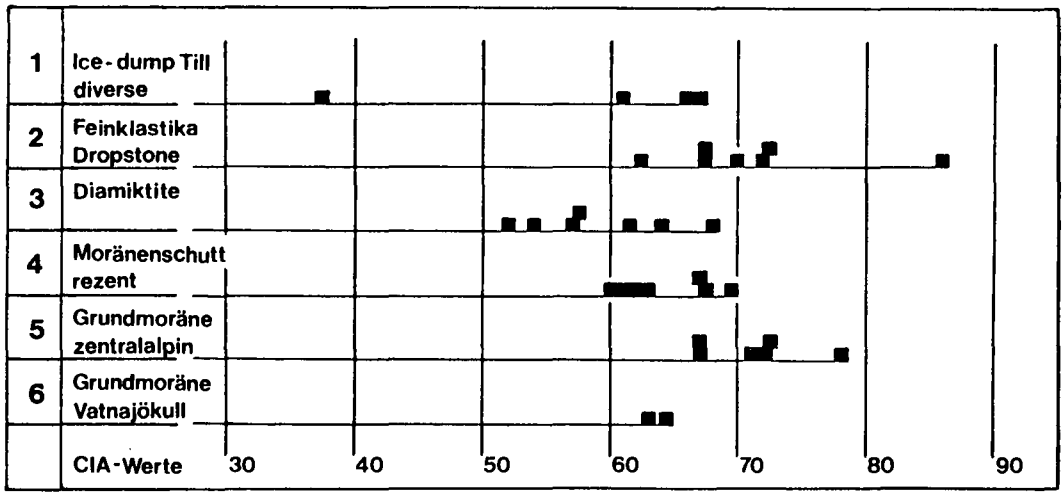


Abb. 10.
Verwitterungsindex (CIA-Werte) jungpaläozoischer und rezenter Sedimente der Kottas-Berge (1–4), Vergleichsdaten von zentralalpinen und isländischen Grundmoränenproben (5,6).

les, des Ötztales, der Hohen Tauern und des Pinzgaues wurden zu Vergleichszwecken untersucht. Sie zeigen relativ hohe CIA-Werte (67–77).

Wenngleich diese Ergebnisse nur Trends aufzeigen, sind Verwitterungsindizes – bei Vorliegen entsprechender Vergleichsuntersuchungen – ein geeignetes geochemisches Instrument zur fazieskritischen Klimainterpretation. Die Abhängigkeit der Verwitterungsindizes von der petrographischen Zusammensetzung scheint außerordentlich gering zu sein, was die errechneten CIA-Werte aus den Till-Analysen nach KIVEKÄS (1946) belegen (Tab. 2).

7. Zusammenfassende Bewertung

Im einzelnen betrachtet hat sich die vergleichende Bearbeitung der Mikrostrukturen von glazialen Sedimenten als wertvolle Ergänzung zur lithofaziellen Ansprache erwiesen. Die mikroskopischen Texturmerkmale sind jedoch als alleine ausreichendes diagnostisches Kriterium für fazielle Typisierungen von glazialen Sedimenten nicht ausreichend, da vergleichbare Flexuren bzw. Fluidalstrukturen z.B. auch in Debris-Flows festgestellt wurden.

Aussage und Interpretation von Korngrößenuntersuchungen via Bildschirmanalyse und der Vergleich mit siebanalytisch ermittelten statistischen Parametern sind mit schwer quantifizierbaren Unsicherheiten behaftet. Abgesehen von einer Abschätzung des Korngrößenspektrums des Diamiktits und dem Vergleich von mineralspezifischen Modes des Diamiktits mit denen des potentiellen Liefergesteins lieferten diese Untersuchungen kaum verwertbare Daten für eine fazielle Ansprache des Diamiktits.

Die schwermineralpetrographischen Arbeiten zeigten, daß glazialgeologisch bedingt, deutliche Verschiebungen im Schwermineralspektrum erwartet werden müssen. Im Falle der Diamiktite aus den Kottas-Bergen haben vermutlich glazialsedimentologische Prozesse, trotz eines granatarmen Basements zu einer Granatanreicherung im Schwermineralspektrum von >90 % geführt. Andererseits zeigen gerade diese Vergleichsuntersuchungen, wie kritisch Ergebnisse schwermineralpetrographischer Untersuchungen in glazialen Sedimenten zu betrachten sind.

Von den geochemischen Untersuchungen haben sich einzig Verwitterungsindizes als brauchbares diagnostisches Kriterium erwiesen. Diese Methode dürfte vor allem bei Fehlen eindeutiger Fazieskriterien zur Abschätzung einer möglichen glazialen Entstehung eines Diamiktites geeignet sein.

Zusammenfassend ist festzuhalten, daß die Diamiktite an der Basis der jungpaläozoischen Sedimente der Beacon Supergroup in den Kottas-Bergen – von Ausnahmen abgesehen – keine Tillite im Sinne einer Grundmoräne sind. Dieser Feldbefund konnte vor allem durch die vergleichenden mikrotexturellen Untersuchungen erhärtet werden. Eine weitere Bestätigung dieser Aussage konnte durch Untersuchungen von Schwermineraloberflächen aus Diamiktitproben erbracht werden, die mit einer Ausnahme keine Hinweise auf glaziale Oberflächenbearbeitung erkennen ließen (POSCHER, 1990).

Bei den untersuchten Diamiktiten handelt es sich um kaltzeitliche Sedimente. Dieser Befund gründet einerseits auf den faziellen Bezug zu den hangenden dropstoneführenden Klastika und auf Sauerstoffisotopendaten (POSCHER, 1990), andererseits geben Größenordnungen und Trend der Verwitterungsindizes dafür einen deutlichen Hinweis.

Die Granatanomalien in den Schwermineralspektren der Diamiktite und der hangenden Sedimente sind aufgrund der Vergleichsuntersuchungen als glazialsedimentologisch bedingt anzusehen.

Nach derzeitigem Kenntnisstand überwiegen Argumente, die die jungpaläozoischen Diamiktite aus den Kottas-Bergen als durch Ausschmelzprozesse entstanden sehen.

Dank

Die Möglichkeit der Teilnahme an der Antarktisexpedition verdanke ich dem Engagement von Herrn Univ.-Doz. Dr. GERNOT PATZELT (Institut für Hochgebirgsforschung der Universität Innsbruck) und in weiterer Folge dem Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung der BRD. Herrn Univ-Prof. Dr. H. MOSTLER danke ich für die Möglichkeit der Durchführung der Arbeiten am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Innsbruck. Die Herstellung der Dünnschliffe wurde von Herrn F. HELLER besorgt. Die Arbeiten wurden im Rahmen der Förderung wissenschaftlicher Auslandsarbeiten unterstützt, die Feldarbeiten im Quartär wurden seitens der Geologischen Bundesanstalt, des Büros für Hydrogeologie und Bohrwesen Dr. G. GASSER und der Osttiroler Kraftwerke Ges. im Zuge von Kartierungsaufträgen finanziert.

Literatur

BAERMANN, A. & WÜSTENHAGEN K.: Ingenieurgeologische Untersuchungen an Geschiebemergeln im Hamburger Raum. – In: HEITFELD (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 434–448, Heidelberg (Springer) 1985.

BJORLYKKE, K. & ENGLUND, J.O.: Geochemical response to upper Precambrian rift basin sedimentation and lower Palaeozoic epicontinental sedimentation in South Norway. – Chem. Geol., **27**, 271–295, Amsterdam 1979.

BOULTON, G.S.: Boulder shapes and grain-size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. – Sedimentology, **25**, 773–799, Oxford 1978.

BULLER, A.T. & MCMANUS, J.: The quartile-deviation/median-diameter ralationship of glacial deposits. – Sed. Geol., **10**, 135–146, Amsterdam 1973.

CAMMERAAT, E. & RAPPOL, M.: On the Relationship of Bedrock Lithology and Grain Size Distribution of Till in Western Allgäu (Western Germany) and Vorarlberg (Austria). – Jahrb. Geol. B.-A., **130**, 383–389, Wien 1987.

CHRISTENSEN, S.: Elementverteilungsmuster zur stratigraphischen Kennzeichnung von Geschiebermergeln Norddeutschlands. – Meyniana, **39**, 127–138, Kiel 1987.

DREIMANIS, A.: Tills: Their origins and properties. – In: LEGGET (ed.): Glacial Till, 11–49, Ottawa (Le Droit) 1976.

DREIMANIS, A.: Tills: Their genetic terminology and classification. – In: GOLDTHWAIT & MATSCH (eds.): Genetic classification of Glacigenic Deposits, 17–83, Rotterdam (Balkema) 1988.

DREIMANIS, A. & VAGNERS, U.J.: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basalt till. – In GOLDTHWAIT (ed.): Till, A Symposium, 237–250, Columbus (Ohio State University Press) 1971.

DREIMANIS, A. & VAGNERS, U.J.: The effect of lithology upon the texture or till. – In: YATSU & FALCONER (eds.): Research methods in Plesitocene geomorphology. Proc. 2nd. Guelph Symp. Geomorph., 66–82, Ontario 1972.

EYLES, C.H.: Gacially and tidally influenced shallow marine sedimentation of the late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. – Palaeogeogr., Palaeclimatol., Palaeoecol., **68**, 1–25, Amsterdam 1988.

EYLES, C.H., EYLES, N. & MIALL, A.D.: Models of glaciomarine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol, **51**, 15–84, Amsterdam 1985.

EYLES, N., EYLES, C.H. & MIALL, A.D.: Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – Sedimentology, **30**, 393–410, Oxfdord 1983.

FRAKES, L.A.: A preliminary model for subaquaeous-glacial and postglacial sedimentation in intra-continental basins. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **51**, 347–356, Amsterdam 1985.

FRAKES, L.A. & CROWELL, J.C.: Characteristics of Modern Glacial Marine Sediments: Application to Gondwana Glacials. – In: CAMPBELL (ed.): Gondwana Geology, 373–380, Canberra (Australian National University Press) 1975.

FRIEDMANN, G.M.: Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. – J. Geology, **66**, 394–416, 1958.

FÜTTERER, D.K.: Die Expedition ANTARKTIS-VI mit FS „Polarstern" 1987/1988 mit Beiträgen der Fahrtteilnehmer. – Ber. Polarforsch., **58**, 1–267, Bremerhaven 1988.

GRAVENOR, C.P.: The nature of the Late Paleozoic glaciation in Gondwana as determined from an analysis of garnets and other heavy minerals. – Can. J. Earth Sci., **16**, 1137–1153, Ottawa 1979.

GROSS, D. & MORAN, S.: Grain-size and mineralogical gradations within tills of the Allegheny Plateau. – In: GOLDTHWAIT (ed.): Till: A Symposium, 251–274, Columbus (Ohio State University Press) 1971.

HALDORSEN, S.: Grain-size distribution of subglacial till and its relation to glacial crushing and abrasion. – Boreas, **10**, 91–105, Oslo 1981,.

HALDORSEN, S.: Mineralogy and geochemistry of basal till and their relationship to till-forming processes. – Norsk Geologisk Tidsskrift, **63**, 15–25, Oslo 1983.

HARNOIS, L.: The CIW index: a new chemical index of weathering. – Sed. Geol., **55**, 319–322, Amsterdam 1988.

KIVEKÄS, E.K.: Zur Kenntnis der mechanischen, chemischen und mineralogischen Zusammensetzung der finnischen Moränen. – Acta Agralia Fennica, **60**, 1–122, Helsinki 1946.

LINDSAY, J.F.: Depositional environment of Paleozoic glacial rocks in the central Transantarctic Mountains. – Geol. Soc. Am. Bull., **81**, 1149–1172, Boulder 1970.

MIALL, A.D.: A review of the braided-river depositional environment. – Earth Sci. Rev., **13**, 1–62, Amsterdam 1977.

MILLS, H.H.: Textural characteristics of drift from some representative Cordilleran glaciers. – Geol. Soc. Am. Bull, **88**, 1135–1143, Boulder 1977.

MORTON, A.C.: Heavy minerals in provenance studies. – In: ZUFFA (ed.): Provenance of Arenites, 249–277, Dordrecht (Reidel) 1985.

NESBITT, H.W. & YOUNG, G.M.: Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. – Nature, **299**, 715–717, London 1982.

PALUSKA, A.: Verformungsverhalten und Strukturfestigkeit norddeutscher Geschiebemergel. – In: HEITFELD (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, 477–493, Heidelberg (Springer) 1985.

POSCHER, G: Fazielle Untersuchungen in den jungpaläozoischen Sedimenten der Heimefrontfjella und der Kraulberge. – Ber. Polarforsch., **58**, 180–183, Bremerhaven 1988a.

POSCHER, G: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Quartär (Inntalterrassen) auf Blatt 117 Zirl. – Jahrb. Geol. B.-A., **131**/3, 436–437, Wien 1988b.

POSCHER, G: Stauraumkartierung 1 : 10.000 Dorfertal. – Unveröff. Ber., 25 S., 17 Abb., 3 Kt.-Beil., OKG/TIWAG, Innsbruck 1988c.

POSCHER, G: Sedimentpetrographische Charakterisierung von Diamiktiten der Beacon Super-Group, Kottas-Berge, Ritscherhochland (Antarktis). – Zschr. Glkde. und Glazgeol., **24**, 1–16, Innsbruck 1989.

POSCHER, G: Jungpaläozoische, kaltzeitliche Sedimentation in der Beacon Supergroup der Heimefrontfjella, Neuschwabenland (Antarktis). – Unveröff. Diss. Univ. Innsbruck, 137 S., Innsbruck 1990.

ROALDSET, E.: Mineralogy and geochemistry of Quaternary clays in the Numedal area, southern Norway. – Norsk Geologisk Tidsskrift, **52**, 335–369, Oslo 1972.

SAARNISTO, M. & TAIPALE, K.: Influence of the Kuhmo Greenstone Belt (Eastern Finland) Upon the Lithology and Geochemistry of Till. – Stria, **20**, 39–44, Uppsala 1984.

SHAW, J.: Forms associated with boulders in melt-out till. – In: EVENSON et al. (eds.): Tills and Related Deposits, 3–12, Rotterdam (Balkema) 1983.

SITLER, R.F. & CHAPMAN, C.A.: Microfabrics of till from Ohio and Pennsylvania. – J. Sed. Petrol., **25**, 262–269, Tulsa 1955.

SLATT, R.M.: Texture and composition of till derived from parent rocks of contrasting textures: Southeastern Newfoundland. – Sed. Geol., **7**, 283–290, Amsterdam 1971.

SUTTNER, L.J. & DUTTA, P.K.: Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. – J. Sed. Petrol., **56**, 329–345, Tulsa 1986.

TAIPALE, K., NEVALAINEN, R. & SAARNISTO, M.: Silicate analyses and normative compositions of the fine fraction of till: Examples from eastern Finland. – J. Sed. Petrol., **56**, 370–378, Tulsa 1986.

TCHALENKO, J.S.: The evolution of kink-bands and the development of compression textures in sheared clays. – Tectonophysics, **6**, 159–174, Amsterdam 1968.

VISSER, J.N.N.: The Permo-Carboniferous Dwyka Formation of Southern Africa: Deposition by a predominantly subpolar marine ice sheet. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **70**, 377–391, Amsterdam 1989.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 19. November 1991.

Tafel 1

Fig. 1: **Diamiktite Schivestolen (Kottas-Berge), Gletscherschliff (R = 337°), vorgefunden im autochthonen Schutt basaler Diamiktite.**

Fig. 2: **Diamiktite Schivestolen (Kottas-Berge), Blick auf die hangende „Schichtfläche" des Diamiktites.** (Größenmaßstab Marker, siehe Pfeil).

Fig. 3: **Diamiktit Schivestolen, Anschliff von Probe BA 2.** Unregelmäßige, wellige Schichtung, gradiert; bei den Gesteinsbruchstücken handelt es sich um kantige bis kantengerundete polykristalline Quarze und Gneise.

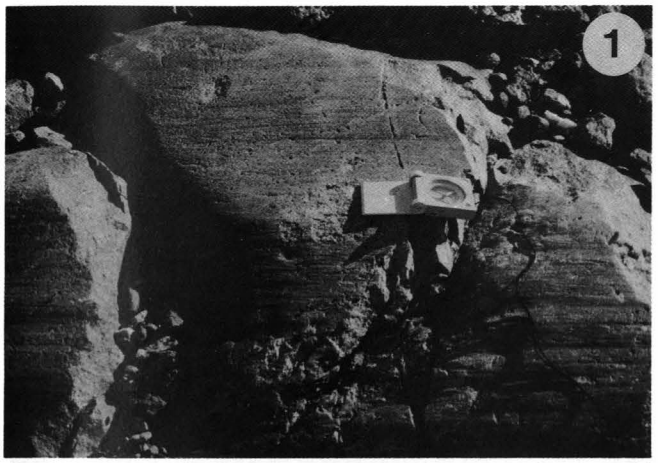
Fig. 4: **Diamiktit Schivestolen, Dünnschliff (‖N) Probe BA 2.** Matrixreicher Silt wird von karbonatzementiertem siltigem Sand (Orthomatrix reliktisch erhalten) konkordant überlagert. Die Gneiskomponente ist von dünnem, tonigem Rand umgeben, die Schichtgrenze im Hangenden dieser Komponenten wird als Scherfläche interpretiert (vgl. Fig. 6).

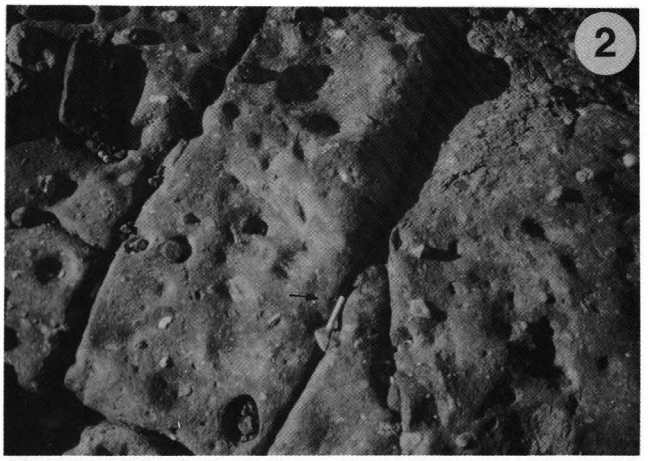
Fig. 5: **Diamiktit Schivestolen, Dünnschliff (×N) Probe BA 1.** Detail aus Fig. 6.

Fig. 6: **Diamiktit Schivestolen, Dünnschliff (‖N) Probe BA 1.** Onlap-Sedimentation (vgl. Fig. 5) an Kompontente (Feldspatkorn), die matrixreichen Siltlagen im Hangenden zeichnen die Struktur der Komponente nach.

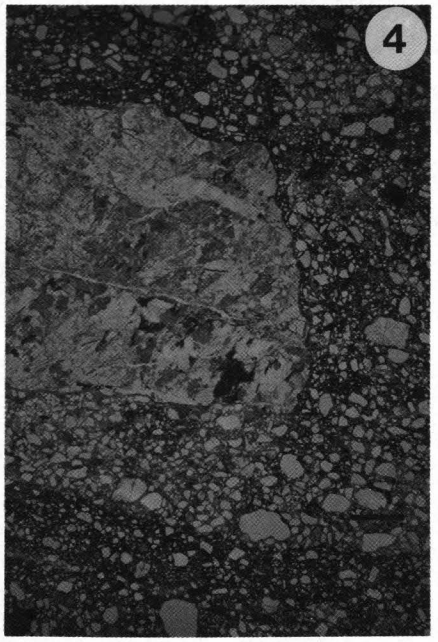
Fig. 7: **Diamiktit Schivestolen, Dünnschliff (×N) Probe BA 2.** Schichtstruktur und Korngrößenwechsel, Komponente in Bildmitte mit „Druckschatten" (rechts).

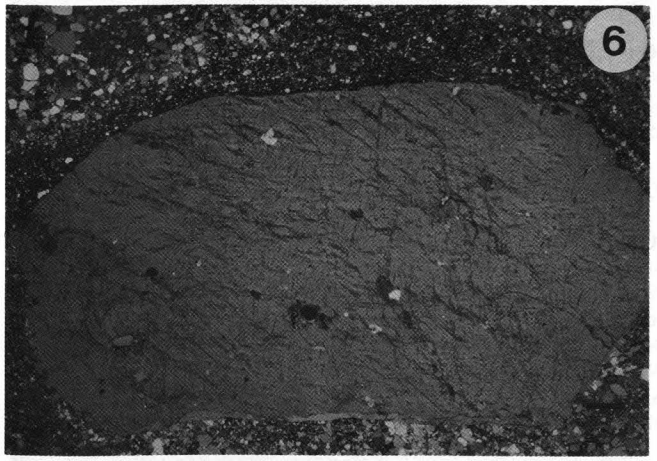
Mikroskopische Aufnahmen Fig. 4 bis 7: Schwarzer Balken entspricht 1 mm.

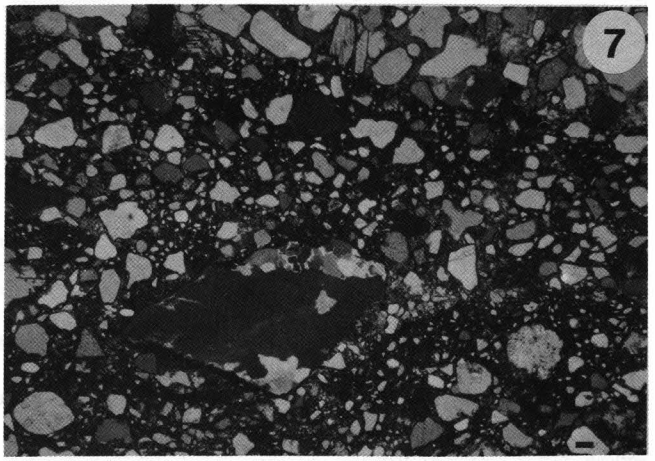




BA2







Tafel 2

Fig. 1: **Mariner Diamiktit der Port Askaig Fm., Probe G 6/1 (Garvellaches/Schottland).**
Regellos verteilte Klasten in vordergründig strukturlosem Sediment.

Fig. 2: **Mariner Diamiktit der Port Askaig Fm., Dünnschliff (‖N) Probe G 5/a (Garvellaches/Schottland).**
Das Interngefüge ist durch gradierte unregelmäßige Schichtung, Onlap-Sedimentation und Fluidalstrukturen charakterisiert.

Fig. 3: **Mariner Diamiktit der Port Askaig Fm., Dünnschliff (×N) Probe G 6/2a (Garvellaches/Schottland).**
Fluidalstruktur mit Druckschattenbildung (links).

Fig. 4: **Dwyka Tillit, Dünnschliff (‖N) Probe SA 5b (Bloemfontain/Südafrika).**
Alpinen Grundmoränen vergleichbare schwache Einregelung der Körner im Umfeld größerer Komponenten, ansonsten weder Schichtung noch Gradierung; sekundäre Rißbildungen an der Spitze der Komponente in Bildmitte (Kerbwirkung).

Fig. 5: **Hangende Grundmoräne Mörderloch (Probe GM 15, Telfs/Tirol).**
Sandig, karbonatreich; in-situ-Zerbruch eines Karbonatkorns typisch glazialer Kornform („flat iron shaped"); Scherbahnen orientieren sich an Korngrenzen und kommen als dunkle, feinklastische Bänder zum Ausdruck.

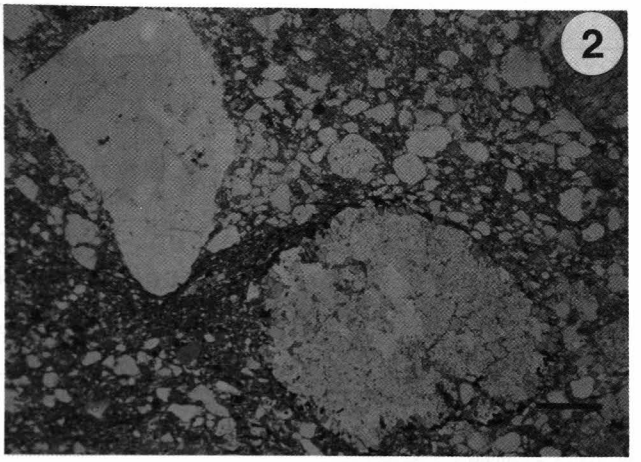
Fig. 6: **Hangende Grundmoräne KB 8–15,7 m (GM 2, Inntaltunnel/Tirol).**
Matrixreich, bevorzugte Einregelung in Scherzonen, es bilden sich jedoch keine diskreten Scherbahnen aus.

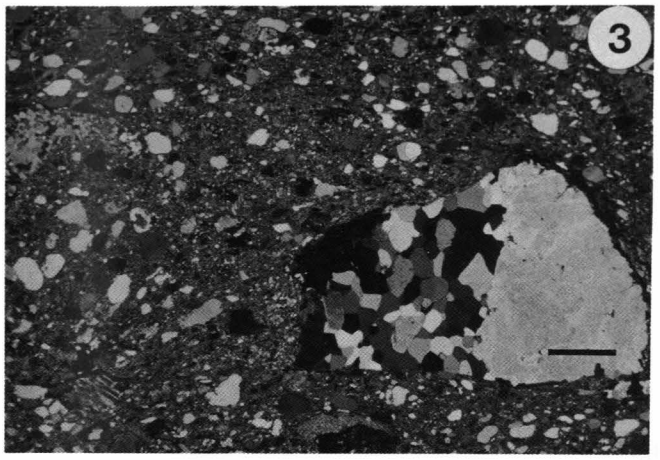
Fig. 7: **Grundmoräne Hatting (GM 6, Inntal/Tirol).**
Sandig, karbonatreich, granatreich, Desintegration eines Granatkorns.

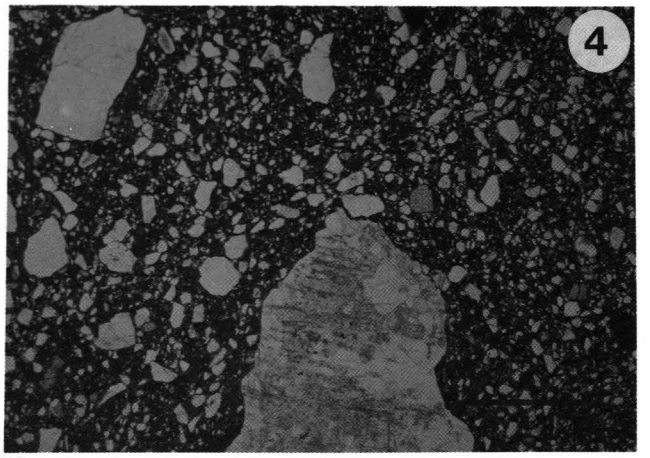
Fig. 8: **Grundmoräne Stotzboden (GM 1, Dorfertal/Osttirol).**
Feinklastische und/oder matrixreiche Horizonte dienen als bevorzugte Bewegungsbahnen, Ausbildung von Fließstrukturen und Verfaltungen.

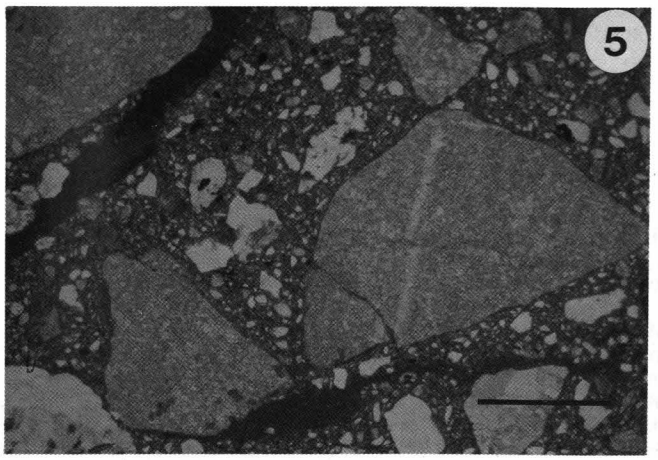
Mikroskopische Aufnahmen Fig. 2 bis 8: Schwarzer Balken entspricht 1 mm.

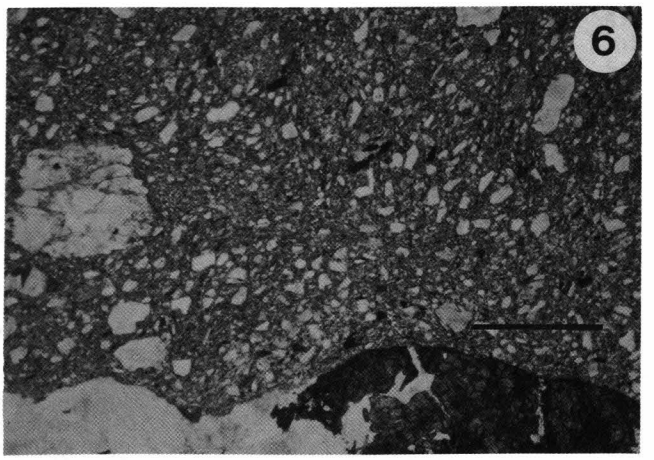
1

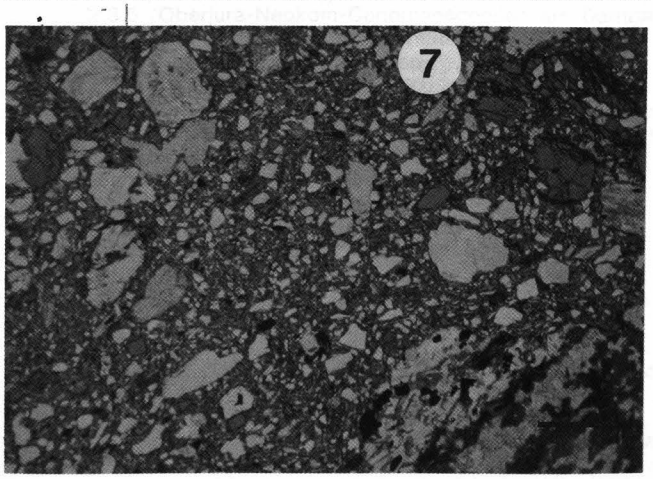

2

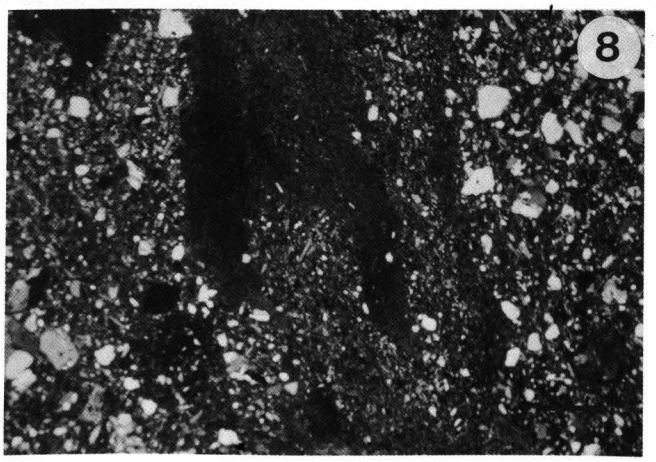

3


4


5


6


7


8

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 513–577	Wien, Mai 1992

Das Flyschfenster von Windischgarsten und seine Umgebung – Eine Dokumentation über Schichtfolgen und Tektonik

Von SIEGMUND PREY†

Mit 9 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln (Beilagen)

Oberösterreich
Nördliche Kalkalpen
Flyschzone
Flyschfenster von Windischgarsten
Ternberger Decke
Frankenfelser Decke
Reichraminger Decke
Staufen-Höllengebirgsdecke
Ötscherdecke
Decke der Hallermauern
Warscheneckdecke
Bosruckscholle
Windischgarstener Gosaubecken
Störungszone von Grünau – Windischgarsten
Salztektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 68, 98, 99

Inhalt

Zusammenfassung ... 514
Abstract ... 515
1. Einleitung ... 516
2. Die Schichtfolgen ... 517
2.1. Der Flysch ... 517
2.1.1. Gaultflysch ... 517
2.1.2. Reiselsberger Sandstein ... 518
2.1.3. Bunte Schiefer i.a. ... 519
2.1.4. Zementmergelserie ... 520
2.2. Deckenreste im Fensterrahmen, die dem Ternberger–Frankenfelser Deckensystem zugeordnet werden können ... 521
2.2.1. Die Scholle nördlich Bauer am Berg (Gunst) ... 521
2.2.2. Die Teilschollen des Prieler Steinbruches und des Gunst-Westrandes ... 522
2.2.3. Mittelkreide der südlichen Gunstschollen ... 524
2.2.4. Die Neokomklippe des Kalvarienberges sowie Neokom und Mittelkreide im Osthang des Gunst ... 525
2.3. Deckenreste teilweise unbestimmter Stellung am Rande des Flyschfensters ... 526
2.3.1. Die Tithon-Mittelkreidescholle 300 m nördlich vom Wasserreservoir am Kühberg bei Windischgarsten ... 526
2.3.2. Die Scholle vom Horner im Südostende des Wuhrbauer Kogels ... 527
2.3.3. Die Mittelkreidescholle in der Bohrung Windischgarsten 1 ... 529
2.3.4. Kleine Neokomschollen N Badhaus und SSW Hinter Puchriegl ... 529
2.3.5. Oberjura-Neokom-Cenomanschollen am Dambach östlich vom Fraitgraben und bei der Fraitgrabenmündung ... 530
2.3.6. Weitere isolierte Schollen ... 530
2.3.7. Der rotgrüne Geröllsandstein SW Groß Kleiner ... 530
2.3.8. Die tiefste Einheit in der Bohrung Windischgarsten 1 ... 531
3. Der Rahmen des Flysch- und Doppelfensters von Windischgarsten ... 531
3.1. Die Schichtfolge der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Reichraminger Decke ... 532
3.1.1. Gutensteiner und Reiflinger Kalke (Anis–Ladin) ... 532
3.1.2. Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin) ... 532
3.1.3. Lunzer Schichten (Unterkarn) ... 533
3.1.4. Opponitzer Kalk (Oberkarn) ... 533
3.1.5. Hauptdolomit (Nor) ... 534
3.1.6. Kössener Schichten und Plattenkalk (Rhät und Obernor) ... 534
3.1.7. Rhätkalke i.a. bzw. vorwiegend Oberrhätkalke ... 535
3.1.8. Liaskalke ... 535
3.1.9. Die Gosau der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Reichraminger Decke ... 536
3.1.9.1. Ältere Gosau ... 536
3.1.9.1.1. Basalbildungen ... 536
3.1.9.1.2. Übergangsbildungen aus der basalen Gosau ... 538
3.1.9.1.3. Ältere Gosau speziell ... 538

3.1.9.2. Gosau in der Fazies der Nierentaler Schichten (Obersanton–Eozän) ... 539
3.1.9.2.1. Pelagische Mergel des Obersanton–Untercampan ... 539
3.1.9.2.2. Nierentaler Schichten des Obersenons ... 540
3.1.9.2.3. Schichten des Alttertiärs in der Fazies der Nierentaler Schichten ... 541
3.2. Die Schichtfolge der Decken der Haller Mauern, des Warschenecks, des Toten Gebirges (Ötscherdecke s.l.) und der Bosruckscholle ... 543
3.2. 1. Die Präbichlschichten (Perm) ... 543
3.2. 2. Grüne Werfener Schichten (Perm) ... 544
3.2. 3. Werfener Schichten (Skyth) ... 544
3.2. 4. Rauhwacken, Rauhwackenbreccien, Haselgebirge (Oberskyth bis unterstes Anis), Reichenhaller Schichten ... 544
3.2.4.1. Fremdgesteine im Salinarkomplex ... 547
3.2.4.1.1. Kössener Schichten bei St. Leonhard ... 547
3.2.4.1.2. Rhätische Tonmergelschiefer an der Imitzbergstraße ... 547
3.2.4.1.3. Schollen südlich Rosenau ... 547
3.2.4.1.4. Hallstätter Kalke der Gammeringalm südlich Wurzner Kampl ... 547
3.2.4.1.5. Basische Eruptivgesteine im Salinar ... 548
3.2. 5. Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis) ... 548
3.2. 6. Äquivalente des Schreyeralmkalkes bzw. Lercheckkalkes (Hallstätter Kalke, Anis) ... 549
3.2. 7. Bosruckkalk (Oberanis–Unterkarn), Tisovec-Kalk ... 549
3.2. 8. Ramsaudolomit (Wettersteindolomit, hauptsächlich Ladin) ... 550
3.2. 9. Raibler Horizont (Karn) ... 550
3.2.10. Dachsteinkalk (Nor–Rhät) ... 550
3.2.11. Spitaler Marmor, Basalbreccien des Lias ... 551
3.2.12. Hierlatzkalk, Manganknollenhorizont (Unterlias) ... 551
3.2.13. Fleckenmergel, Kiesel- und Radiolaritschichten (Lias–Untermalm) ... 552
3.2.14. Malmkalke ... 553
3.2.15. Gosauschichten der südlichsten Decken – Ötscherdecke i.w.S. (Gosau des Windischgarstener Beckens zwischen Rosenau, Hinterstoder und dem Pyhrnpaß) ... 554
3.2.15.1. Basalbildungen ... 554
3.2.15.2. Ältere Gosau i.a. ... 556
4. Geologische Entwicklung und Gebirgsbau ... 558
4.1. Für diesen Gebirgsbau wichtige Ereignisse der Erdgeschichte ... 558
4.2. Grundzüge des tektonischen Baues ... 559
4.2.1. Das Flyschfenster und sein unmittelbarer Rahmen ... 561
4.2.1.1. Das Flyschfenster als Diapir? ... 563
4.2.1.2. Die heute bekannte Ausdehnung des Flyschfensters ... 564
4.2.2. Die Schollen des Ternberger–Frankenfelser-Deckensystems ... 564
4.2.3. Das Reichraminger Deckensystem und die Staufen-Höllengebirgsdecke ... 564
4.2.4. Die Decke der Haller Mauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges (Ötscherdecke s.l.) ... 566
4.2.5. Zur Nordgrenze der Totengebirgsdecke aus meiner Sicht ... 571
4.2.6. Überlegungen zur Frage von Horizontalbewegungen an der Windischgarstener Störungszone ... 572
4.2.7. Bemerkungen zu den Fortsetzungen der Windischgarstener Störung ... 573
4.2.8. Regionale Nebenbemerkung zur Frage der Verbindung von Grauwacken- und Kalkalpendecken ... 574
5. Die Bohrung Windischgarsten 1 ... 574
Literatur ... 576

Zusammenfassung

Ziel dieser zusammenfassenden Darstellung des Gebiets um Windischgarsten und Spital am Pyhrn ist es, einen möglichst großen Teil der in jahrelanger Kartierung gesammelten Beobachtungen, Begründungen und Gedanken mitzuteilen und zu dokumentieren. Das betrifft in erster Linie den Rhenodanubischen Flysch des „Flyschfensters von Windischgarsten", seinen Rahmen mit Deckentrümmern der Ternberger–Frankenfelser Einheiten, von denen die beim Horner sogar unterostalpine Züge trägt, sowie den eigentlichen Rahmen mit der Reichraminger Decke (mehr im Norden) und der Ötscherdecke s. l. (meist im Süden). Sie unterscheiden sich durch die Gesteinsfolgen, sowie einzelne Charaktergesteine.

Der Rhenodanubische Flysch läßt sich ganz analog zur eigentlichen Flyschzone gliedern, wobei auch die Mikrofaunen übereinstimmen. Die Folge umfaßt Neocomflysch bis hohe Zementmergelserie. Die Ternberger–Frankenfelser Schollen haben Schichtfolgen vom Hauptdolomit bis ins Neocom, die überlagert werden von mergeligem Albien und (mit Diskordanz!) einer flyschartigen Mittelkreide (meist Albien–Unterturon). Leitgesteine der mindestens zwei Schichtfolgen sind der altbekannte Vilser Kalk, aber auch ein roter Tithonflaserkalk. Die Mittelkreide hier ist kein Gaultflysch! Die unterostalpinen Züge der Schichtfolge beim Horner sind kristallinführende Breccien in Tithon–Neocomkalken sowie Sandsteine in Tristelfazies. Wenn Flysch und kalkalpine Mittelkreide kleinräumig verschuppt sind, ergeben sich naturgemäß Unterscheidungs- und Kartierungsprobleme.

Den eigentlichen Rahmen bildet die Reichraminger Decke (Staufen–Höllengebirgsdecke) im Norden und vom Tamberg westwärts auch südlich der Windischgarstener Störung und südlich davon die Ötscherdecke s. l. (Decken der Hallermauern und des Warschenecks, Bosruck). Sie unterscheiden sich ebenfalls durch die Schichtfolgen und gewisse Charaktergesteine. So ist die Reichraminger Decke durch Gutensteiner und Reiflinger Kalke, Wettersteinkalk (bes. in der Staufen–Höllengebirgsdecke), Lunzer Fazies und Hauptdolomit gekennzeichnet, während die Ötscherdecke s. l. durch Werfener Schichten und verbreitet Gips- und Salzgebirge, Ramsaudolomit, z. T. fehlendes karnisches Band und mächtigen Dachsteinkalk charakterisiert wird. Im Süden sind sogar Übergänge in Hallstätter Fazies bekannt. Sehr auffallend sind auch die im Salinar verbreiteten Schollen von Kalken von Gutensteiner Typus, Serpentiniten und feinkörnigen Basiten, sowie Hallstätter Schollen (Gammering) und Schollen mit für die umgebende Einheit fremder Fazies, wie z. B. Rhät in germanischer Fazies im Salinar bei Spital/Pyhrn inmitten von Dachsteinkalkfazies. Das Salinar ist zwar teilweise permisch, aber in größeren Massen skythisch und im obersten Teil in oft mächtige Reichenhaller Rauhwacken umgewandelt.

Eine nicht unbedeutende Rolle spielt die Salztektonik und an vielen Bewegungsflächen ist Gipshaselgebirge zu finden, wie etwa an der Basis des mittel- bis obertriadischen Stockwerks an der Basis bis hinunter zur Überschiebung der Kalkalpen über den Flysch und zwischen den Rahmeneinheiten. Auch für die tiefmalmischen salinar-beeinflußten Vorgänge sind Beispiele vorhanden, z. B. die synsedimentären Eingleitungen in den tiefen Malm (Gammering, Wurzner Kampl). Aber auch Anzeichen für Etappen des Haselgebirgsaufstiegs in früheren Salzstöcken sind deutlich erkennbar: zuerst Reste einer Bedeckung durch kieselige Schichten des Lias–Dogger, dann durch Plassenkalke, die durch Salzaufstieg z. T. noch durchbrochen wurden. Schließlich ist das Haselgebirge im Windischgarstener Becken bis in die tiefste Gosau aufgestiegen. Stratigraphisch interessant ist die Entdeckung eines Eisen-Mangankrusten- und -Knollenhorizonts an der Basis des liassischen Hierlatzkalkes.

In der älteren Gosau stehen den mächtigeren sandigen Mergeln (über Haselgebirge!) im Süden dolomitreiche Basalbildungen im Norden gegenüber, die allmählich aus dem Hauptdolomit hervorgehen. Darüber vermittelt mit unauffälligen Grenzen ein hellgrauer Mergelkomplex (Obersanton–Untercampan) zu den Nierentaler Schichten und dem Alttertiär.

Östlich Rosenau und örtlich bei Pießling stehen Nierentaler Schichten südlich der Windischgarstener Störung, dazwischen nur nördlich derselben an.

Die Tektonik wird von Stockwerksbewegungen der Dachsteinkalkdecken über einer Basis aus Werfener Schichten, Haselgebirge und Gutensteiner Kalk beherrscht, während die Reichraminger Decke z.T. schöne Falten zeigt, wie etwa die Stirn des Sengsengebirges.

Das wesentlichste tektonische Element ist hier die Grünau–Windischgarstener Störungszone, an der vor allem das Flyschfenster von Windischgarsten aufbricht. Während im Westteil innerhalb der starren Triasplatten eine eher schmale Struktur entwickelt ist, beginnen – z.B. verursacht durch weichere Schichten wie Lunzer Schichten und Gosau – Nebenstörungen aufzutreten. Nördlich vom Wuhrbauer Kogel ist Gosau bis Eozän unmittelbar nördlich vom Flysch in die oftmals aufgespaltene Störungszone eingeschlichtet, der auch noch im Randgebiet des Sengsengebirges einige markante Störungen zugehören. Weiter ostwärts gibt es noch einige Fenster des Ternberger–Frankenfelser Deckensystems, ehe die Störung in der „Reiflinger Scholle" bei St. Gallen endet.

Eine zweite markante Zone ist die Pyhrnfurche, von der mehrere nordgerichtete Störungen ausgehen, von denen eine die Gosau des Beckens im Osten gegen Untertrias abschneidet. Die Pyhrnfurche zeigt ebenfalls Merkmale eines ehemaligen Salz- oder Gipsstockes, der sich sicherlich mit dem Salinar unter der Gosau verbindet. Randstrukturen begleiten auch den Ostfuß des Warscheneckstockes.

Schließlich soll auf die Ähnlichkeit eines dem Warscheneck wie auch den Hallermauern vorgelagerten Zuges hingewiesen werden, der Spekulationen über Drehungen der Triasplatten möglich macht. In diesem Zusammenhang wird auch die Frage nach Horizontalverschiebungen an der Windischgarstener Störungszone angeschnitten.

Den größeren Teil der Darstellung nehmen stratigraphische Angaben und Begründungen ein, von denen einige auch im tektonischen Teil dargestellt werden könnten. So manche davon können nach dem Inhaltsverzeichnis gefunden und aufgesucht werden.

Am Schluß befaßt sich ein kurzes Kapitel mit der Bohrung Windischgarsten 1 und dabei sich ergebenden Dokumentationen.

The Flysch Window of Windischgarsten and its Surroundings – A Documentation on Stratigraphy and Tectonics

Abstract

The documentation of many observations, arguments and ideas collected during many years of geological working in the surroundings of Windischgarsten and Spital/Pyhrn in Upper Austria is the purpose of this paper. Central object is the window of Rhenodanubian Flysch nearby Windischgarsten and its frame of salinar rocks (mostly gypsum) and slices of low units of the Calcareous Alps below the Reichraming Nappe in the north and the Ötscher Nappe s. l. in the south. Referring to fragments of the Ternberg–Frankenfels Nappe System we can distinguish two a little different series: one (in the west of the Gunst Mountain) consisting of Liassic spotted marls, Klaus Limestone, Vils Crinoidal Limestone, Mühlberg Limestone, lower Malmian Limestones, red "Tithonflaserkalk" and variegated Tithonian to Neocomian limestones; the other one, chiefly in the central mountain, contains Hauptdolomite, traces of Kössen Formation, Liassic spotted marls, Vils Limestone, red Radiolarite, variegated plotted cherty limestone and Neocomian limestones. One of these fragments shows a tendency to characteristics of lower Austroalpine series because there are exotica bearing limestones and sandstones with microfossils and crinoidal detritus. Very characteristic are small Albian marls and big Albian to Cenomanian flyschoid formations, peculiar for the Ternberg–Frankenfels System. Strictly spoken we can also speak about a double window.

North of this double window is situated the Staufen–Höllengebirge Nappe (a digitation of the Reichraming Nappe) built up by reef facies of Wetterstein Limestone, small Lunz Formation and Hauptdolomite. Southwards this configuration passes into a basin facies with Gutenstein and Reifling Limestones, thick Lunz Formation and big Hauptdolomite.

A slightly different composition has the Ötscher Nappe s. l., consisting of two tectonically separated parts, lying one upon the other. The socle, overlying Permian and Paleozoic rocks (on the southern border), consists of Werfen Formation, plenty of evaporites (mostly Haselgebirge with gypsum, of often lower Skythian to lowermost Anisian age), Reichenhall Formation and Gutenstein Limestone. The salinar rocks contain blocks of basic rocks, most of them in the overthrust zone upon the flysch. The higher part of the unit, especially the nappe-fragments of the Hallermauern, Bosruck, Warscheneck and Totes Gebirge, are built up by Ramsau Dolomite, Dachstein Limestone and relics of Jurassic cover.

After a period of big erosion follows the transgression of the Gosau Formation (Coniac–Eocene), which was again strongly folded and disturbed in the Tertiary time. A formation with younger members is mostly developed north of the flysch, whereas in the south (south of Windischgarsten) dominates a formation of older Gosau, which overlies a large salinar body.

A very interesting stratigraphical fact is the existence of a horizon with Fe-Mn-crusts and concretions in the lowermost Hierlatz Limestone (Liassic), which overlies a big Dachsteinkalk Formation (Warscheneck M.). Such formations are well known from present oceans as deepwater formations.

Another aspect is the role of the salinar rocks. They follow as ascending masses tectonical lines, like overthrusts and faults. Sometimes there appear structures, possible to interpret as marginal structures of salinar bodies. The largest mass of (mostly) gypsum lies south of the flysch, below the Gosau of the Windischgarsten basin up to the Pyhrn Pass.

The dominating tectonical structure ist the Grünau–Windischgarsten Fault, 60 km long, between Grünau (border of the calcareous Alps) and south St. Gallen. From here to near Pießling (W Windischgarsten), the southern boundary is identical with the northern boundary of the Ötscher Nappe s. l., but farther to the west the fault is cutting into the Reichraming Nappe system. The appearance of the tectonical window has been favoured by masses of evaporites and soft Gosau Formation. Maybe, the uplift of flysch had a trend to a diapiric mechanism. In any case, intense faulting is visible north of the flysch in a 1–2 km broad zone. The mechanism of the fault must be connected with the origin of the cross structure of the Weyer Arc. Possibilities of horizontal movements (vrenchfault) are discussed.

Many other faults and overthrust planes in the reach of the Ötscher Nappe s. l. are filled with mobile evaporites. One of the most important is the Pyhrn Structure, which probably is an old gypsum body. Other gypsum bearing structures are in the east and west of the Windischgarsten Gosau Basin against the Triassic frame. The massive of the Bosruck Mountain (middle Triassic with tendency to the Hallstatt Facies) is surrounded of gypsum rich Haselgebirge.

Finally some problems are discussed. Some words deal with the Drilling Windischgarsten 1.

1. Einleitung

Nach meinem Bekanntwerden mit der Flyschgeologie im Jahre 1945 erwachte auch das Interesse für das „Flyschfenster von Windischgarsten", das bekanntlich damals sehr umstritten war. R. BRINKMANN (1936) sprach als erster davon, nachdem schon früher gelegentlich die Flyschähnlichkeit und bestimmte, in dieser Umgebung fremdartige Gesteine wie die Vilser Kalke (F. HAHN, 1913), aufgefallen waren. Allerdings stufte er den Flysch hauptsächlich in die Unterkreide ein. Zu den Zustimmenden gesellten sich z.B. M. RICHTER & G. MÜLLER-DEILE (1940) und auch E. SPENGLER (1959), zu den Ablehnenden u.a. O. KÜHN (1937, 1938) und E. KRAUS (1944).

Der Verfasser hat im Jahre 1950 eine günstige Gelegenheit ergriffen, erstmals den Wuhrbauer Kogel kurz zu besuchen. Dabei wurden erste gültige Beweise für die tatsächliche Existenz des Flyschfensters gewonnen. Ich erinnere mich noch gut, wie betroffen und ungläubig O. KÜHN war, als ich ihm vom Fund erster Globotruncanen in der Zementmergelserie berichtete (S. PREY, 1950/51).

Doch dieser Fund machte das Objekt interessant genug, sodaß 1958 mit Kartierungsarbeiten bei Windischgarsten durch die GBA von PREY und RUTTNER begonnen wurde. G. WOLETZ (1955) unterstützte die Forschung durch einschlägige Schwermineraluntersuchungen, die die Brauchbarkeit dieser Methode zur Unterscheidung von Flysch und Gosau bewiesen. Erste Ergebnisse wurden von S. PREY, A. RUTTNER & G. WOLETZ (1959) festgehalten. Leider konnte RUTTNER wegen anderweitiger Tätigkeiten nicht mehr weiter mitwirken, und ich führte die Arbeit allein weiter. Die Zusammenarbeit mit RUTTNER war für mich, der ich damals noch nicht allzu viele Erfahrungen in den Kalkalpen hatte, sehr wichtig, ist mir auch in bester Erinnerung und hat unsere Freundschaft sehr gefestigt.

Dankenswerterweise stellte das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen ca. 1960 für uns nach Luftbildern eine eigene topographische Karte her – Grundlage 1 : 10.000 für eine Karte 1 : 25.000 – und lieferte auch entsprechende Luftbildkopien dazu, eine ausgezeichnete Kartengrundlage, die die lange Zeit bis zur Fertigstellung der amtlichen Karten 1 : 50.000, Blatt 98 Liezen und Blatt 99 Rottenmann in den Jahren 1973/74 vorzüglich überbrückt hat. Allerdings mußten die zum Gesamtverständnis notwendigen Kartierungen im Gebiet außerhalb dieser Sonderkarte immer noch auf den alten und stellenweise unzulänglichen Karten durchgeführt werden(!). Nicht immer ganz leichte Übertragungsarbeiten sind da unerläßlich.

Die geschlossenen Arbeiten dauerten bis ca. 1973. Es folgten noch kleine Ergänzungen und kleine Arbeiten für die Pyhrnautobahn, für die auch die Kartierungen des Verfassers für dieses Projekt aus dem Jahre 1941, wo er für diese Zwecke etwa ein Jahr freigestellt war, mitverwendet wurden. Alle diese Arbeiten konnten bis zu einem gewissen Ausmaß auch in der vorliegenden Arbeit berücksichtigt werden.

In der Zwischenzeit wurde auf Wunsch von Herrn Direktor KÜPPER eine zweite Zusammenfassung erarbeitet und unter dem Titel „Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarsten – St. Gallen" (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) publiziert, wobei PLÖCHINGER das östliche Anschlußstück bearbeitete.

Von daneben ausgeführten und gute geologische Ortskenntnis erfordernden Arbeiten ist die Aufstellung des „Geologischen Lehrpfades" in Windischgarsten Anfang der Siebzigerjahre zu erwähnen. In einem Naturpark wurden längs eines Weges vorwiegend große Blöcke von charakteristischen Gesteinen der Kalkalpen dieses Raumes in Form einer Art von Profil aufgestellt. Dazu wurde eine (von Herrn ZACEK mit größter Akribie ausgeführte) geologische Karte angebracht. Einige Flyschgesteine wurden erst später aufgestellt. Im Jahre 1974 wurde dann dazu ein kleines Erläuterungsheftchen herausgegeben, mit einem geologischen Blockdiagramm und einigen Skizzen und Photos, das als populäre Zusammenfassung der Geologie dieses Raumes gelten kann.

Für die Arbeiten wurde eine große Zahl von Schlämmproben ausgesucht und bearbeitet. Nannoproben sind viel weniger zahlreich; dafür wurden die Untersuchungen zu früh begonnen. Betrüblich ist die Lage nur bei den Megafossilien, wo zwar einiges von den Paläontologen bestimmt wurde; einiges habe ich selbst bestimmt, einiges wurde inzwischen in Kisten verpackt und im Keller gelagert. Der Versuch, neu auf-

zusammeln, scheiterte (im Prieler Steinbruch an der Gründlichkeit früherer Sammler), sodaß auf ältere Angaben zurückgegriffen werden mußte. Zahlreiche Dünnschliffe wurden untersucht.

Schließlich aber sind wieder andere Aufgaben in den Vordergrund gerückt, sodaß die Arbeiten in Windischgarsten weitgehend unterblieben. Daher ist der Verfasser mit dieser notwendigen Dokumentation stark in Verzug geraten. Sie soll Begründungen und Beobachtungen für stratigraphische und tektonische Zuordnungen bringen, die schließlich zur guten Sicherung des Flyschfensters und seines Rahmens geführt haben, wenngleich immer noch genug für spätere Geologen übriggeblieben ist.

2. Die Schichtfolgen

Zur besseren Orientierung sei die Schichttabelle Tab. 1 dienlich.

2.1. Der Flysch

Die hierzulande tiefste aufgeschlossene tektonische Einheit ist der Rhenodanubische Flysch. Er ist ohne jede Spur seiner einstigen Unterlage. Auch echtes Nordultrahelvetikum ist sicher nicht, Südultrahelvetikum höchstwahrscheinlich nicht vorhanden (die Frage soll später noch erörtert werden), Molasse ebenfalls sicher nicht. Daher beginnen wir mit dem Flysch.

Der Flysch des Windischgarstener Fensters konnte sowohl lithologisch als auch nach Mikrofaunen sehr gut gegliedert werden, wobei weitgehende Übereinstimmung mit den Schichtfolgen des Rhenodanubischen Flysches am Nordrand der Alpen besteht. Allerdings sind die tieferen Teile des Flyschprofils im Fenster oft heftigst tektonisch beansprucht und miteinander verschuppt. Das kennzeichnendste Schichtglied davon ist der Gaultflysch, der so auffallend ist und so wenig in die Gosau paßt, als welche er ebenfalls einst angesehen wurde, daß er allein zur Begründung eines Flyschfensters ausreicht. Dieselbe Überlegung hat sich auch im Wolfgangseegebiet bewahrheitet, als es B. PLÖCHINGER (1964) tatsächlich gelang, das von mir vermutete Flyschfenster nachzuweisen.

2.1.1. Gaultflysch

Wie auch sonst besteht der Gaultflysch aus schwarzen und grünen Schiefertonen mit Bänken dunkler Sandkalke und schwarzgrüner Glaukonitquarzite, wobei in gradierten Bänken auch feinere Breccien mit bunten Komponenten vorkommen. Sehr häufig sind die Schiefer zu einer teigartigen Paste mit großer Gleitfähigkeit geworden, in der die boudinierten Fragmente der einstigen Bänke stecken. Meist ist die Oberfläche, oder Teile davon, mit gestriemten Harnischen bedeckt, wobei die Striemen sich oft auch kreuzen können und damit chaotische tektonische Bewegungen dokumentieren. Stellenweise gibt es auch rote Schmitzen oder Partien, die nach der Fauna ebenfalls in die Mittelkreide gehören und irgendwie zu den „Unteren bunten Schiefern" gehören. Mergel oder Mergelkalke sind selten.

Was die Faunen betrifft, so sind es selten solche mit einem größeren Kalkschaleranteil, meist sind es arme Sandschalerfaunen, aber mit vielen Radiolarien.

Die vorherrschenden Sandschalerfaunen bestehen in der Regel aus Glomospiren, seltener Ammodiscen, Placentamminen, sehr kleinen Trochamminoiden, Recurvoiden und meist auch einigen Psammosiphonellen. Nicht so selten sind Formen, die sich kaum bestimmen lassen. Die Farben der Sandschaler sind weiß bis glashell, grünlich oder blaßgrau. Die Kammerfüllungen scheinen oft aus Glaukonit, bisweilen auch aus Pyrit zu bestehen. An bemerkenswerten Formen, die nicht in allen Proben vorkommen, seien genannt: *Reophax minuta* TAPPAN, *Dorothia filiformis* (BERTH.) (meist nur Bruchstükke), verdrückte Exemplare von *Trochammina globigeriniformis* J. u. P., sowie *Plectorecurvoides alternans* NOTH. Ganz selten konnte *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, *Textularia chapmani* LALICKER und *Recurvoides imperfectus* (HANZL.) gefunden werden. Reichlich vorhanden zu sein pflegen größtenteils pyritisierte Radiolarien, meist Spumellarien, dabei aber immer einige hütchenförmige Nasselarien. Schwammnadeln und Fischreste findet man kaum.

Die schönste Albfauna wurde am linken Dambach-Ufer gegenüber der (ehemaligen) Windhager Säge gewonnen: Neben häufig *Hedbergella infracretacea* GLÄSSNER und selten *Anomalina lorneiana* d'ORB. gibt es wenige Kalkschaler (Rotalide Formen, *Gavelinella* sp., *Dentalina* sp.), daneben *Tristix excavata* (REUSS), *Gaudryina* cf. *spissa* BERTH., *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Dorothia filiformis* (BERTH.), *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. und *Plectorecurvoides alternans* NOTH. Die vielen Radiolarien wie sonst.

Eine Abart dieser Fauna, jedoch viel ärmer an Foraminiferen, stammt aus der Mulde nördlich der Villa Nemetz. Eine noch ärmere Version leitet zu den obigen Faunen über.

Interessant sind die sporadisch beprobten roten Schiefertone, die eng mit dem Gaultflysch verbunden sind. Die kennzeichnendste Probe stammt von der Güterwegkehre 350 m ENE Windhag. Leider war das Probenmaterial Rutschmaterial, weshalb nicht gesagt werden kann, ob in den grüngrauen und roten Schiefertonen auch klastische Lagen vorkommen (z.B. rissige Sandkalkplatten).

Die Sandschalerfauna von ärmlichem Charakter mit Psammosiphonellen, Ammodiscen, Glomospiren, Placentamminen, sehr kleinen Trochamminoiden und Recurvoiden ist gekennzeichnet durch *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. (verdrückt) und *Haplophragmoides gigas minor* NAUSS, während Radiolarien kaum vorhanden sind.

Elemente dieser Fauna sind auch in einer Gaultflyschfauna enthalten, die unweit der ersten im östlichen Brückenfundament für den Güterweg Weißsteiner (N Windhager Säge) gesammelt wurde.

Tabelle 1.
Stratigraphische Übersicht (nach PLÖCHINGER & PREY, 1968).
Schichtglieder in abweichendem Schrifttyp sind Ergänzungen im Zuge der vorliegenden Arbeit.

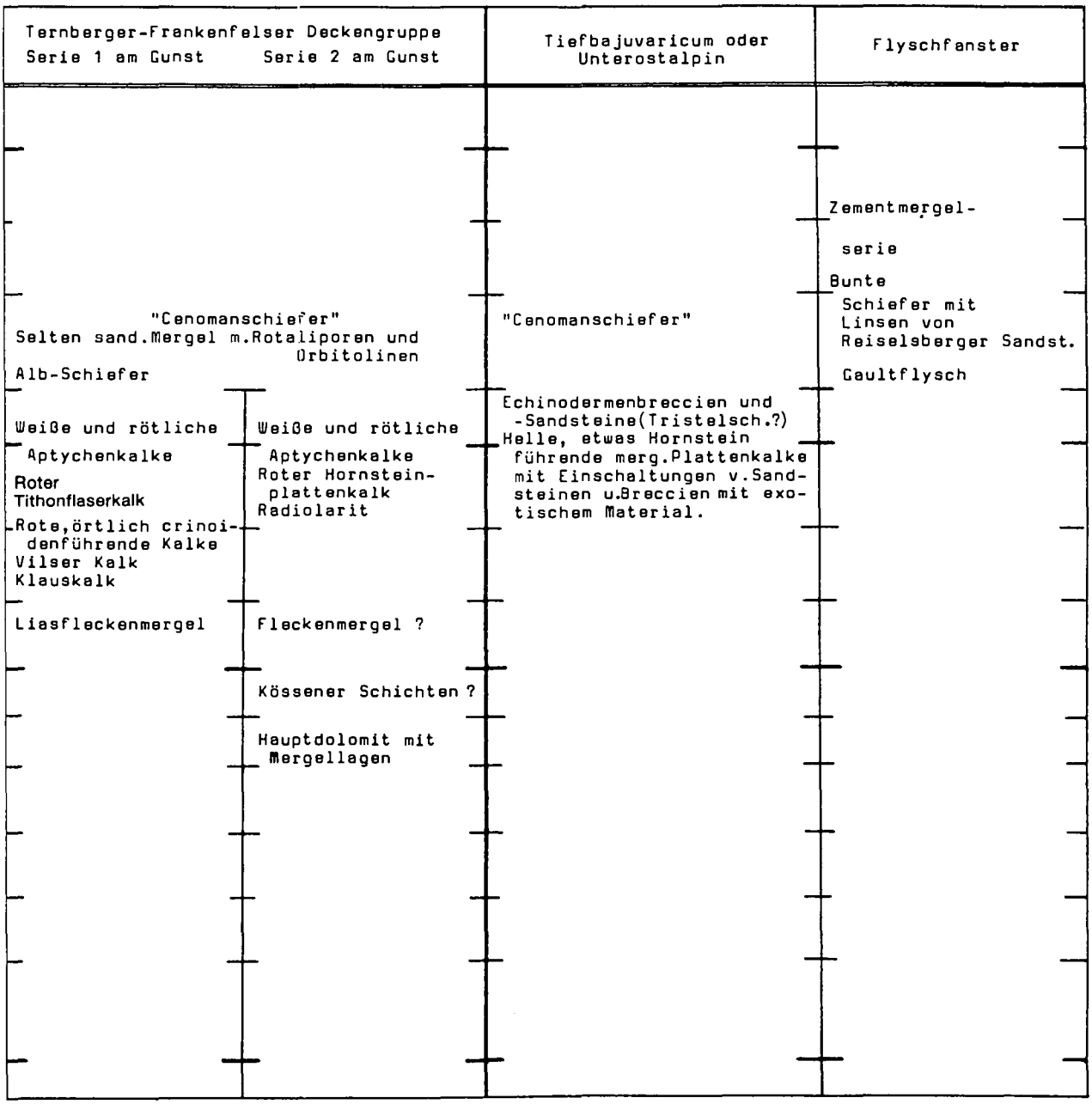
	Haller Mauern und ihr nördliches Vorland	Warscheneckgruppe und ihr nördliches Vorland	Reichraminger Decke am Tamberg	Reichraminger Decke
Alttertiär				Graue Mergel
Maastricht-Campan				Nierentaler Schichten
Santon-Coniac	Gosauschichten der Mulde Spital a.P. - Windischgarsten - Vorderstoder (Sandige Mergel, Sandsteinbänke, Sandsteinkomplexe mit Porphyrgeröllen, örtlich Actaeonellen-, Rudistenkalke, Spuren von Kohle), Basale Konglomerate u. Breccien)			Helle Globotruncanen-Mergel Sandige Gosaumergel. Dolomitsandsteine u.-Kongl. Wenig Kongl., Rudistenkalke
Turon-Cenoman-Alb				
Neocom				
Malm	Einzelvorkommen verschiedener Jurakalke	Plassenkalk Oberalmerschichten mit Einsch. v. Tressensteinkalk Radiolarite und Kieselschichten		Hellgraue bis gelbliche Kalke, hellrote crinoidenführende Kalke ?
Dogger				
Lias		Liasfleckenmergel Hierlatzkalk		
Rhät	Dachstein-	Dachstein-	Kössener Schichten Plattenkalk	Kössener Schichten Plattenkalk
Nor	kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit	kalk (z.T. Riffkalk) z.T. Dachsteindolomit	Hauptdolomit (hier sonst nichts aufgeschlossen)	Hauptdolomit
Karn	Cardita-Band	Cardita-Band Bosruck-Kalk		Opponitzer Kalk Lunzer Schichten
Ladin	Ramsau-dolomit (z.T. Kalke, Bosruck)	Ramsau-dolomit Hallstätter Kalk		Wettersteinkalk (örtlich auch Dolomit) Reiflinger Kalk
Anis	Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten	Steinalmkalk Gutensteinerkalk Basisschichten		Gutensteiner Kalk
Skyth	Haselgebirge mit Rauhwacken, Kalken u. Dolomiten Werfener Schichten	Haselgebirge mit Rauhwacken, Kalken u. Dolomiten Werfener Schichten		
Perm	Prebichlkonglomerat	Prebichlkonglomerat		

Wer also Gesteine und Faunen mit denen des Rhenodanubischen Flysches vergleicht, wird unschwer die sehr weitgehende Übereinstimmung feststellen können. Das geht soweit, daß auch hier rote Mittelkreideschiefertone vorkommen, wie sie auch in südlichsten Teilen der Flyschzone auftreten, z.B. im südlichsten Mondseegebiet oder in der St. Veiter Klippenzone, Satzbergzug und Kahlenberger Decke.

2.1.2. Reiselsberger Sandstein

Ebenso wie im österreichischen Teil der Rhenodanubischen Flyschzone spielt dieses an sich charakteristische Gestein nur eine geringe Rolle. Es konnte aber im Flyschbereich des Fensters eine Anzahl kleiner und selten größerer Vorkommen kartiert werden, die meist höchstens etwa 20 m lang und wenige bis einige Meter mächtig sind. Nur NE Trojer und SW Gr. Kleiner zeichnen sich etwas längere, aber ebenfalls nur um zehn Meter mächtige, Züge ab.

Diese ziemlich bis mäßig feinkörnigen, seltener grobkörnigen, oft deutlich ungleichkörnigen mergelig gebundenen Sandsteine sind in frischem Zustand grau und ziemlich hart, verwittern hingegen graubraun und oft mürb („Mürbsandstein"). Sie bestehen hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und reichlich Glimmer (Muskowit, Biotit, gelegentlich Chlorit), sowie etwas Pflanzenhäcksel und Pyrit. Die Blöcke sind in der Regel massig, doch läßt die bevorzugte Lage der Glimmer eine Schichtung erkennen, die gelegentlich auch durch größeren Glimmerreichtum in Lagen bis zu Dünnschichtigkeit zum Ausdruck kommt. Auch Bankung zeigt sich bisweilen. Der Entstehung nach kann man sie als Flu-



xoturbidite definieren. Die Unterschiede der Körnigkeit lassen auf eine verwischte Gradierung schließen. Klüfte sind durch Kalzit verheilt.

Schon im Zuge der ersten Arbeiten wurden von G. WOLETZ (S. PREY et al., 1959) Schwermineralanalysen durchgeführt, um Gewißheit zu erlangen, ob es sich wirklich um echten Reiselsberger Sandstein handelt. Die Schwermineralspektren ergaben eine Vormacht von Granat und Apatit, neben Biotit-Chlorit, während Rutil, Anatas, Zirkon und Turmalin zurücktreten. Der vermutlich in ganz geringen Mengen vorhandene Chromit wurde damals noch nicht so sehr beachtet. Durch die Eigenart des Spektrums aber wurde damals bewiesen, daß es sich, zum Unterschied von Gosausandstein, um echten Reiselsberger Sandstein handelt.

Nicht beobachtet wurden Schiefertonlagen, wie sie sonst gelegentlich zwischen den Sandsteinbänken vorkommen können. Daher ist über eventuelle Mikrofaunen keine Aussage zu machen.

2.1.3. Bunte Schiefer i.a.

Nach Durchsicht von mehr als einem Dutzend Proben scheint es besser zu sein, von „Bunten Schiefern i.a." zu reden, weil es sich herausgestellt hat, daß viele Faunen deutlich zur „Flysch-Mittelkreide" tendieren. Daraus ergibt sich die Erfahrung, daß offenbar Untere und Obere bunte Schiefer hier kaum zu trennen sind. Das erinnert stark an die Verhältnisse am Ostrand des Flysch-Wienerwaldes, wo sich beide Schichtglieder ebenfalls nicht nach der Gesteinsausbildung trennen

lassen. Nachdem diese Schichten in dieser Art jedenfalls den südlichsten Teilen des Flysch-Ablagerungsraumes zugeschrieben werden müssen, könnte das auch für das am weitesten südlich gelegene Flyschfenster der Kalkalpen gelten. Gesteinsmäßig jedoch ist weitgehende Übereinstimmung der Gesteine des Flyschfensters von Windischgarsten mit entsprechenden Gesteinen des Rhenodanubischen Flysches gegeben (vergl. S. PREY, 1950).

Soweit die häufig schlechten bis sehr schlechten Aufschlüsse erkennen lassen, besteht dieses Schichtglied aus grünen bis graugrünen, bisweilen auch grauen, ferner braun- bis violettroten Schiefertonen, die in Lagen oder Paketen wechsellagern, mit zwischengeschalteten dünnen grauen Sand- oder Siltsteinbänkchen, die oft grüne Überzüge und nicht selten die bekannten kleinen Hieroglyphen an den Unterseiten aufweisen. Bei Auswittern von Kalzitklüften erhalten sie ihr charakteristisches rissiges Aussehen. In seltenen Fällen wurden Fe-Mn-Beläge an den Klüften beobachtet (z.B. Mulde W Horner).

Durch die tektonische Position begründet sind die Gesteine, ebenso wie der Gaultflysch, heftigst gestört, manchmal zu einer teigartigen Masse geworden, die Hartgesteinsbänkchen häufig zerrissen und als Brokken oder Linsen im Gestein aufbereitet. Wenn nur Schiefersplitterchen oder Rotfärbungen des Bodens zu sehen sind, kann man eine Zuordnung nach den dabeiliegenden rissigen Platten vornehmen.

Durch diese Umstände ist begründet, daß ich eigentlich kein genügend gut aufgeschlossenes Profil kenne, das deutlich genug beweisen würde, daß die Reiselsberger Sandsteinlinsen an der Grenze zwischen Gaultflysch und bunten Schiefern beheimatet sind, sondern häufig entsteht eher der Eindruck, daß sie tatsächlich meist in den bunten Schiefern stecken, wie es die Deutung der bunten Schiefer als eine Kombination aus Unteren und Oberen bunten Schiefern verlangt. So viel also zur Begründung der Kapitelüberschrift.

Und nun zu den Faunen.

Für die Oberen bunten Schiefer charakteristische Faunen sind leider selten. Die typischesten Faunen wären jene, die aus Sandschalern mit Dominanz von Dendrophryen und wenigen honigfarbenen Exemplaren von zweikieligen Globotruncanen bestehen. Solche Globotruncanen wurden hier überhaupt nicht gefunden, höchstens einmal eine *Hedbergella*. Jedoch gibt es einige Faunen, die wenigstens eine Dominanz oder stärkeres Hervortreten von Dendrophryen neben anderen Sandschalern zeigen, unter denen primitivere Gattungen vorherrschen: u.a. Ammodiscen, Glomospiren, Placentamminen, Proteoninen, kleine Hormosinen, aber auch Recurvoiden und kleine Trochamminoiden. Fast immer aber sind auch gewisse Mittelkreideelemente anwesend, wie *Reophax minuta* TAPPAN und *Trochammina globigeriniformis* J. u. P. (oft bis fast zur Unkenntlichkeit verdrückt). Einmal wurden in einer solchen Probe auch wenige Exemplare von *Uvigerinammina jankoi* MAJZON registriert.

Abnahme der Dendrophryen leitet zu jenen Faunen, die man lieber als Faunen der Flysch-Mittelkreide deuten möchte. Neben diversen Sandschalern enthalten sie öfter *Reophax minuta* TAPPAN, *Trochammina globigeriniformis* J. & P., *Dorothia filiformis* (BERTH.) und teilweise pyritisierte Radiolarien. Wer mit meinen Beschreibungen von Mittelkreidefaunen aus dem Wienerwald vergleicht, wird die Ähnlichkeit sehen. Eine Ausnahme bildet eine besonders arme Sandschalerfauna mit etwas häufiger Dendrophryen, aber kombiniert mit häufig Hedbergellen, die im ganzen Profil auftreten könnten.

Es besteht also eine Verbindung zu den schon im Rahmen des Gaultflysches dargestellten Faunen aus bunten Schiefern – eine weitere Stütze der oben erläuterten These. Wie in der eigentlichen Kahlenberger Decke des Wienerwaldes dürfte hier der Gaultflysch den tieferen und die rote Flysch-Mittelkreide mit den Reiselsberger Sandsteinen den höheren Teil dieses Profils einnehmen. Die obere Grenze ist allerdings nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Es muß also damit gerechnet werden, daß diese bunten Schiefer in Profilen ohne tektonische Kontakte bis ins Coniac reichen können.

2.1.4. Zementmergelserie

Die hiesige Zementmergelserie besteht, genauso wie im Rhenodanubischen Flysch, aus Mergelschiefern mit mehr minder deutlich gradierten Sandkalk- und Mergelsteinbänken. Letztere sind in basisnahen Profilteilen am häufigsten. Die Basis der Bänke wird häufig durch eine Lage grüngrauer Tonmergelschiefer unterlagert. In der Zementmergelserie gibt es hier ebenfalls sehr mergelreiche, meist tiefe Komplexe, aber auch Komplexe, in denen die gradierten Sandkalkbänke ziemlich eng liegen, was wiederum dem Charakter der höheren Zementmergelserie entspricht. Fucoiden und Helminthoideen sind, vor allem für die mergelreicheren Komplexe, charakteristisch. Ein wenig gröbere Sandsteinstükke stammen von basalen Bankteilen, die auch hier in höheren Profilteilen ausnahmsweise bis ca. 10 cm Mächtigkeit erreichen. Die Bankunterflächen besitzen häufig einen grünen Tonüberzug, der recht kennzeichnend ist. Bei Auswittern von Kalzitklüften können sie eine rissige Oberfläche erhalten. Sohlmarken wurden beobachtet, ebenso Flyschschichtungen wie Schräg- und Kreuzschichtungen oder Wulstschichtung und Glimmerstreuung auf den Schichtflächen, natürlich verschieden deutlich, sowie Übergänge in die hangenden Mergel. Es gibt gelegentlich schwache Verkieselungen. Helle Anwitterung und heller Gesteinseindruck sind auch hier charakteristisch. Es kann hinzugefügt werden, daß die sicherlich höchsten Anteile des Schichtstoßes eine Vermehrung und auch Vergröberung des Sandanteiles zeigen, was auch sonst schon oft in der Zementmergelserie beobachtet wurde.

Die sehr oft heftige tektonische Beanspruchung erfaßt in erster Linie die Tonmergelschiefer und Mergelschiefer. Sie werden im Extremfall zu dunklen blättrigen Schiefern. Wenn die Beanspruchung das gesamte Gestein erfaßt, wie man an der Überschiebung im Hangenden des Flysches öfter beobachten konnte, werden die Mergelschiefer stark ausgequetscht und nehmen dunkle Farbe an, die Sandsteine werden zu stark kalzitgeaderten Linsen und Knollen deformiert, sowie dunkle tonige Überzüge eingeknetet. Geringere Beanspruchung äußert sich bei den Sandkalken im Grad der Kalzitaderung.

Infolge der besseren Versteifung durch die Hartgesteinsbänke treten die aus Zementmergelserie bestehenden tektonischen Körper morphologisch hervor und zeigen dementsprechend auch vorwiegend geringe Rutschtendenz. Nicht umsonst besteht der Gipfel des

Wurbauer Kogels und etliche andere Kuppen und Rippen aus Zementmergelserie.

Von großzügigen Dünnschliffuntersuchungen der Sandkalke wurde abgesehen. Lediglich für eine erste Beweissicherung (1950) wurden einige Stücke im Dünnschliff untersucht.

Nach Dünnschliffbefunden sind die in einem feinkristallinen Kalkbindemittel liegenden wichtigsten Komponenten der Kalksandsteine und Sandkalke Quarz, schlecht kenntlicher Kalifeldspat, öfter zwillingslamellierter Plagioklas, diverse meist mikritische Kalke, Ton- und Schiefertonfragmente, Muskowit, mehr minder gebleichter Biotit, vereinzelt Staurolithe, nicht selten grüner Glaukonit, Pyrit und kohliger Pflanzenhäcksel. Interessant sind Fragmente höchstwahrscheinlich von Quarzporphyrgrundmasse, was eine Erklärung bietet für das Vorkommen nicht undulöser Quarzkörner neben undulösen.

An organischen Komponenten gibt es zwar umkristallisierte Splitter von Echinodermen und Bivalven, Inoceramensplitter u. ä., wichtig aber sind Foraminiferen: *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI, *Hedbergella infracretacea* (GLÄSSNER) und Gümbelinen-Formen, die schon 1950 erste untrügliche Beweise für das Oberkreidealter geliefert haben. Dazu kommen Rotalide Formen (z.B. „Eponiden", ?Gyroidina, ?Globorotalites), Textularia-artige Formen u. e. a.

Die Foraminiferen sind, wie auch sonst im Flysch, mit gradiert, weshalb Globotruncanen eher in gröberen, Hedbergellen aber eher in feinkörnigen Bankteilen zu finden sind.

In den feinkörnigsten Teilen der Bänke sind die Kalke oft reich an kalkigen Schwammnadeln, begleitet von wenig Kohlehäcksel, Quarzkörnchen, Glaukonit und Glimmer – Befunde, die auch aus der Zementmergelserie des Flysches gut bekannt sind.

Schliffe zeigen auch, daß die Schichtungen der BOUMA-Zyklen durch dünne tonreichere Lagen verdeutlicht werden, die reicher an Hellglimmer (auch größeren Schüppchen) und kohligem Pflanzenhäcksel zu sein pflegen.

G. WOLETZ (in S. PREY et al., 1959) charakterisiert die Kalksandsteine nach Schwermineralien als reich an Zirkon, weniger reich an Granat nebst wenig Turmalin, Rutil und Apatit – wie in der Zementmergelserie. Zum Vergleich mit der Zementmergelserie des Rhenodanubischen Flysches siehe S. PREY (1980a, S. 284).

Auch die Faunen aus den schlämmbaren Anteilen der Zementmergelserie brachten keine Überraschungen. In S. PREY (1959) wurde schon einiges gesagt. Typische Faunen sehen etwa folgendermaßen aus: Sie pflegen kleinwüchsig zu sein und aus einem Anteil an Dendrophryen-Psammosiphonellen zu bestehen, dazu, wenn auch nicht überall, primitiven Sandschalern (z.B. Ammodiscen, Glomospiren, Placentammina, Proteonina, vereinzelt kleine Hormosinen sowie meist einige Recurvoiden und sehr kleine Trochamminoiden). In typischen Proben konnte man ganz wenige zweikielige Globotruncanen, meist auch Hedbergellen registrieren. Einmal wurden auch vereinzelte winzige Eponiden, oder ein anderes Mal *Marssonella oxycona* (MARSSON), schließlich auch einmal eine kleine *Rzehakina* sp. gefunden. Die Rzehakina weist auf höhere, etwa tiefer campane Anteile der Schichtfolge hin. Mehr minder häufig sind teilweise pyritisierte Radiolarien und Limonit-(Pyrit-)Stengel; ein Fischrest wurde beobachtet.

Die typischesten Proben stammen von der Südseite des Wuhrbauer*) Kogels, aus dem selben Komplex wie das Dünnschliffgestein. Eine Probe, deren Formen durch ein wenig größeren Wuchs ausgezeichnet sind, wurde bei der obersten Stütze des Wuhrbauerkogel-Sesselliftes gesammelt, in einer an Sandkalken und Kalksandsteinen reicheren Folge, was für höhere Teile des Profils der Zementmergelserie spricht.

Andere Faunen-Versionen zeigen die Foraminiferen auf wenige Sandschaler reduziert, oder überhaupt so gut wie verschwindend, während Limonitstengel und Radiolarien übrigbleiben. Eine Probe wiederum lieferte nicht pyritisierte Radiolarien, darunter selten auch hütchenförmige.

Wer sich die Mühe nimmt, diese Angaben mit denen aus früheren Arbeiten von mir (S. PREY et al., 1959; PREY, 1980a, 1980b, 1983) zu vergleichen, wird auch hier die Übereinstimmung erkennen.

Wie in der eigentlichen Rhenodanubischen Flyschzone kommt ein santon–campanes Alter in Frage. Jüngere Schichtglieder der Rhenodanubischen Flysch-Schichtfolge wurden nicht gefunden und sind mit einiger Sicherheit hier auch nicht mehr erhalten, wahrscheinlich abgeschert.

Bemerkung zu den Sohlmarken

Sohlmarken wurden öfter beobachtet, wie meist in der Flyschzone im Gaultflysch und der Zementmergelserie. Es konnten sogar repräsentative Stücke im Lehrpfad ausgestellt werden. Leider konnte trotz vieljähriger Untersuchungen kein Aufschluß gefunden werden, der die Einmessung von Strömungsrichtungen gestattet hätte. Die Lagerungsverhältnisse sind zu chaotisch.

2.2. Deckenreste im Fensterrahmen, die dem Ternberger–Frankenfelser Deckensystem zugeordnet werden können

Mit der Zeit zeigte es sich, daß im Gunst mindestens zwei ein wenig verschiedene Serien vorliegen, die jedoch gemeinsam von Mittelkreide bedeckt sind. Deshalb kann man hier deutliche Anzeichen einer vormittelcretazischen Tektonik sehen. Die Serien selbst sind aber oft so stark gestört, daß man ihre Zusammensetzung aus verschiedenen Profilstücken rekonstruieren muß.

2.2.1. Die Scholle nördlich Bauer am Berg (Gunst)

Diese Einheit ist etwa 600 m lang und 200 m breit, allerdings ohne die Mittelkreide. Ihre Westgrenze ist durch eine Störung markiert, die fast genau nördlich P. 588 m (Bahnhof Roßleiten) gelegen ist und etwa S–N verläuft.

Tiefstes Schichtglied ist Hauptdolomit. Einen guten Aufschluß bot der später besiedelte kleine Steinbruch NNE Bauer a. Berg. Trotz enormer Zertrüm-

*) Das Wort „Wuhrbauer" findet man in Karten sowohl mit als auch ohne „h" geschrieben.

merung konnte man sehen, daß der graue bis braungraue grusig zerfallende Dolomit einige bis 20 cm mächtige Lagen von grünlichgrauem Schieferton enthält, wie sie für den Hauptdolomit vor allem der Frankenfelser Decke als charakteristisch angesehen werden (Keuper-Anklang). Mylonitisierung kann häufig sein.

In einer Rinne, die N Bauer am Berg von der Grenze Hauptdolomit-Radiolarit herabkommt, wurden im Jahre 1960 (ca. 300 m N vom Bauernhof) einige Stücke von Kössener Schichten gesichtet, und zwar dunkle Kalke mit Lumachelle und Lithodendronkalk, die leider später nicht mehr wiedergefunden werden konnten.

Ähnlich steht es mit einigen Stücken von Liasfleckenmergeln. Sie sind also hier genauso tektonisch unterdrückt wie die Rhätgesteine. Weiters fiel auf, daß hier nirgends Stücke des wenig westlicher massiv anstehenden Vilser Kalkes vorkommen, dem man auch bei starker tektonischer Beanspruchung viel größere Erhaltungschancen zubilligen muß. Es bestehen zwei Möglichkeiten: entweder der Vilser Kalk fehlt ursprünglich, oder die Scholle des Prieler Steinbruches ist aus dem Profil tektonisch (seitlich) ausgequetscht, was bei dem tektonischen Stil hier auch nicht zu verwundern braucht. Daher erfolgt die Beschreibung unter den westlichen Gunstschollen.

Im Gegensatz zu diesen stark angeschoppt und gefaltet sind die Radiolarite. In kleinen Partien nur sind sie grün, doch erhalten sie durch Eisen-Manganklüfte ein eher dunkelgraues Aussehen. Die Hauptmasse ist rotbraun, gebankt; die durch tonige Bestege getrennten Bänkchen sind zwischen 2–12 cm dick. Die kieseligen Splitterchen im Boden verraten sie überall, wenn sie anstehen. Das Vorkommen erreicht 50–100 m Breite.

Die Radiolarite gehen im Hangenden in einen roten bis grünen plattigen Hornsteinkalk über. Die aus wenige Zentimeter dicken Platten mit tonigen Lagen dazwischen bestehenden Kalke sind grün und rot, wobei die roten Hornsteine auch in grünen Partien anzeigen, daß auch diese einst rot waren und Reduktionsprozessen während der Diagenese die grüne Farbe verdanken. Während ich in den Radiolariten keine Megafossilien finden konnte, sind solche in den plattigen Hornsteinkalken ziemlich häufig. Es sind Aptychen und Belemniten. R. SIEBER bestimmte *Lamellaptychus lamellosus* PARKINSON und *Hibolites hastatus* BLAINV. (nach M. VACEK & G. GEYER, 1916, kommt auch *Punctaptychus punctatus* [VOLTZ] vor) und somit das Alter als Kimmeridge–Tithon! Die im Dünnschliff rötlichbraunen Mikrite sind reich an Radiolarien, zu denen wenige Foraminiferen u.a. kommen. Verkieselungen erfaßten vorwiegend Fossilien.

Leider lassen die roten Kieselsplitterchen im Verwitterungsmaterial keine Unterscheidung zwischen Radiolarit und Hornsteinkalk zu. Daher mußten in diesen Fällen letztere in die Radiolaritsignatur eingeschlossen werden, was besonders die Umgebung der Aptychenkalklinsen betrifft, wo sowohl Anzeichen für ein Vorhandensein als auch für ein Fehlen der Hornsteinkalke registriert wurden. Es herrscht hier sichtlich heftige Faltung.

Das eben erwähnte jüngste Schichtglied der vormittelcretazischen Serie ist Aptychenkalk. Es sind weiße bis blaßgraue, öfter graue Hornsteine führende dichte Kalke, sowie hellgraue Kalke und Fleckenkalke von tithon–neocomem Alter. Hie und da wurden schlechte Aptychenreste gesichtet. Die Dünnschliffe ergaben u. a. *Calpionella alpina* LOR. In mehr mergeligen Kalken wurde *Lamellaptychus angulocostatus* (PET) gefunden. Es ist somit ein oberjurassischer und ein neocomer Anteil nachzuweisen. Diese Kalke kommen einerseits als oft kaum darstellbare Linsen im Radiolaritareal aber auch in gut kartierbaren Zügen im Westteil der Scholle vor.

Die Fleckenkalke wurden auch im Dünnschliff untersucht: Der eine ist ein Mikrit mit umkristallisierten Radiolarien und ?Spongienresten, sowie Fleckchen mit Pyritstaub (der hier rostig verwittert). Der andere, ein wenig dunklere, ist ein Mikrit mit seltenen Kalzitfleckchen (Radiolarien), zarten Filamenten, wenig Foraminiferen (rotalide Formen, Spirillina), selten Echinodermenspat und ?Schwammresten, aber keine Calpionellen.

Darüber liegt im Norden, aber auch in einem kleineren Vorkommen im Südwestteil N–NNW Bahnhof Roßleiten Mittelkreide, die indessen beide Gunstschollen übergreift und daher im Anschluß an die westliche Scholle behandelt werden soll.

2.2.2. Die Teilschollen des Prieler Steinbruches und des Gunst-Westrandes

Diese Schollen stoßen an der vorhin erwähnten Störung an die östliche und nehmen den Westteil des Gunst ein. Der große aufgelassene Steinbruch und einige kleine Steinbrüche bieten gute Aufschlüsse. Älteres als Liasfleckenmergel steht nirgends an, doch ist ein Profil halbwegs bis in die Aptychenkalke erstellbar. Die tektonischen Störungen sind heftig und werden noch durch eingeklemmte Albienmergel unterstrichen.

Das älteste aufgeschlossene Gestein ist, wie erwähnt, Liasfleckenmergel (Allgäuschichten), der am besten in der westlichen nördlichen Steinbruchwand des Prieler Steinbruches aufgeschlossen ist. Es handelt sich um unverwittert graue, meist aber etwas verwittert hellbraune sandige Fleckenmergel. Mehr schiefrige, stärker sandige Mergel wechsellagern mit zumeist boudinierten kompakteren, mehr kalkigen Lagen (bis etwa 20 cm). Nicht sehr selten kommen limonitisch verwitterte Pyritkonkretionen oder ähnliche Ausfüllungen dünner Grabgänge vor. Nicht sehr selten, aber meist nicht gut erhalten, sind (schon altbekannt) Fossilien, meist Ammoniten. Von meinen und RUTTNERS Aufsammlungen bestimmte R. SIEBER die Gattungen *Arnioceras, Arietites* und *Vermiceras*. Die Gesteine sind tektonisch stark beansprucht. Nach G. GEYER fand man dort *Arietites* ex gr. *bisulcatus* BRUG., *Harpoceras* cf. *algorianum* GEM., *H.* cf. *kurrianum* OPP., *Phylloceras* div. sp. und *Lytoceras* sp. Eine Schlämmprobe enthielt einige Lenticulinen, ss *Nodosaria* sp., *Ammodiscus* sp., Ostracoden, einen Fischzahn und Radiolarien.

Als nächst höheres Schichtglied kann man an der Grenze Liasfleckenmergel – Vilser Kalk eine sehr geringmächtige Gesteinsgruppe als Klauskalk auffassen, auf den auch schon M. VACEK & G. GEYER (1916) hingewiesen haben. Es sind braunrote, mitunter auch graugrüne, selten ein wenig fleckige schwach knollige, mitunter auch grünliche und dunkelrötliche brecciöse Kalke. Schließlich wurde eine Wechsellagerung von hellbraunem Vilser Kalk mit dichten roten z.T. crino-

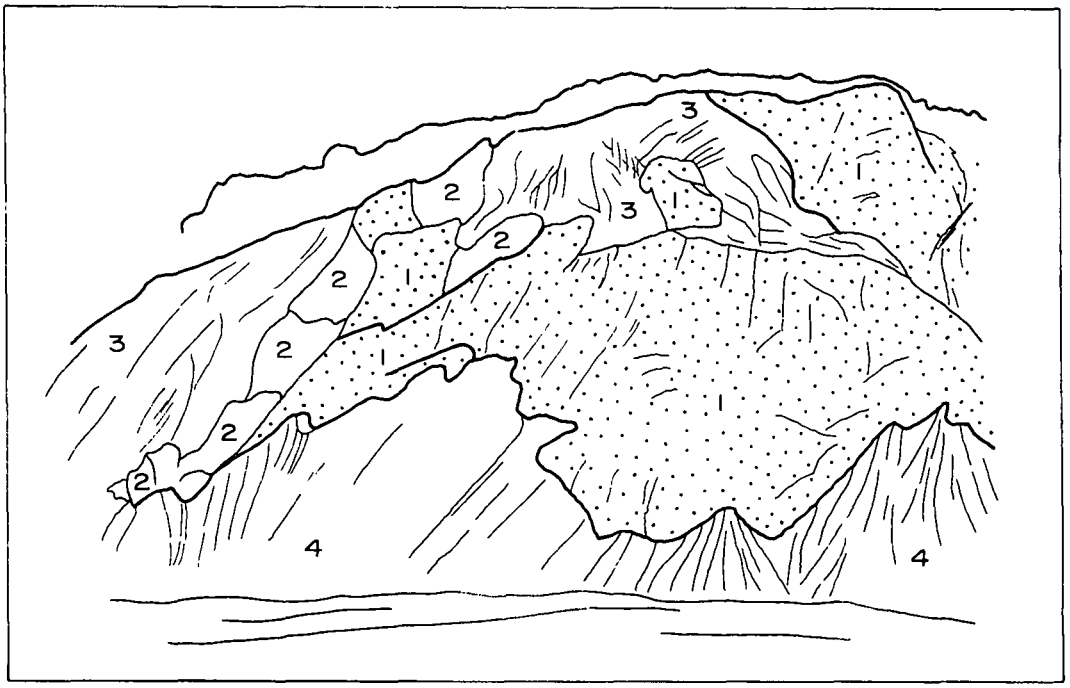


Abb. 1.
Prieler Steinbruch, westliche Steinbruchwand.
1 = Vilser Kalk; 2 = Klauskalk; 3 = Liasfleckenmergel; 4 = Schutt.

idenführenden Kalken einmal beobachtet. Es gibt auch rote dichte Kalke mit streifig-schlierig verteiltem Crinoidenspat. Meist ist aber die Grenze der Liasfleckenmergel zum Vilser Kalk tektonisch.

Stratigraphisch überkippt liegt also darüber der Vilser Kalk (altbekannt z.B. durch G. GEYER, 1916; F. HAHN, 1913 u.a.), der in typischer Ausbildung ein hell- bis rostbrauner Crinoidenkalk mit gelegentlich auch dunkel- bis hellrotbrauner Farbe ist. Die braunen Crinoiden-Stielglieder kommen sowohl als einzelne, aber auch in geldrollenartigen Verbänden vor. Ganz selten konnten auch Mergel- oder Kalkbröckchen beobachtet werden. Das Bindemittel ist kalkig, braun. Altbekannt sind die häufigen, stellenweise sogar dicht gehäuften Brachiopoden. VACEK und GEYER (1916) führen von hier an: *Rhynchonella vilsensis* OPP., *Terebratula antiplecta* v. BUCH., *T. pala* v. BUCH., *Waldheimia inversa* QU., *Posidonomya* sp. aff. *alpina* (GRAS) und einen *Perisphinctes* ex gr. *procerus* SEEB. Bei G. GEYER (1913) ist außerdem nachzulesen: *Rhynchonella solitaria* OPP., *Rh. trigona* QUENST., *Rh. trigonella* ROTPL., *Terebratula margarita* OPP., *T. bifrons* OPP., *T. subcanaliculata* OPP., *T. ovalis* LAM. und *Waldheimia inversa* var. *vilsensis* OPP. Diese in den oberen Dogger gestellten Crinoidenkalke werden als sehr charakteristisch für den Ternberger–Frankenfelser Ablagerungsraum angesehen (z.B. F. HAHN, 1913; E. SPENGLER, 1951, 1959; G. ROSENBERG, 1964).

Zwei Skizzen von der Grenzregion zwischen Liasfleckenmergel und Vilser Kalk seien hier beigefügt mit der Anmerkung, daß es ein überkipptes Profil ist (Abb. 1 und 2).

Nordwestlich vom Prieler Steinbruch steht jenseits eines schmalen trennenden Streifens von Mittelkreidemergeln (siehe Kap. 2.2.3.) eine andere Felsgruppe am Westende des Gunst an, die immer schon am Westfuß gut aufgeschlossen war. Nach einer Straßenverbreiterung wurde das noch besser. Auch hier befinden sich Reste kleiner Steinbrüche.

An der Südostecke dieses Hügels steht wiederum Vilser Kalk an mit einer kleinen Einlagerung von rotem Kalk mit Streifen mit Crinoidenspat. Geht man weiter die Felsen entlang, so trifft man nordwestlich der Mündung der Steinbruchstraße in z.T. neuen Felsaufschlüssen von Vilser Kalk hellrote braungeaderte, nach unten dunkler werdende feinspätige Kalke oder Kalke mit schlierig verteiltem grobem oder feinem Crinoidengrus, die in dichte übergehen, doch ist das Paket wenig mächtig. Nördlich davon steht ein hellroter Kalk an mit kleinen, gelegentlich aber auch großen Crinoidenstielgliedern, aber auch kleinen Schälchen, Ap-

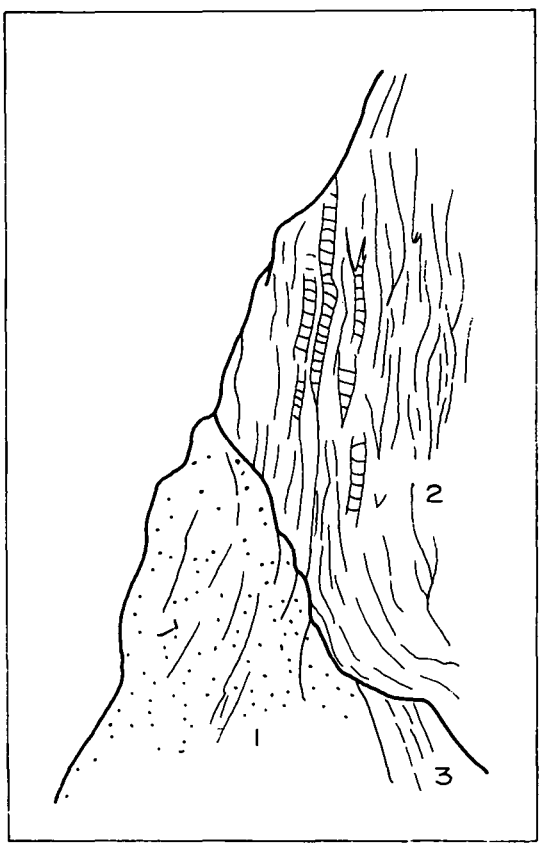


Abb. 2.
Detail aus dem Prieler Steinbruch.
Höhe ca. 6 m.
1 = Vilser Kalk; 2 = Liasfleckenmergel; 3 = Klauskalk.

tychen und kleinen Belemnitenresten. Es folgt ein hellroter gelblich geaderter oder gelbroter Kalk, dicht, etwa 10 m mächtig, in dem auch Belemniten vorkommen. Am Nordrand dieses Kalkes beginnen sich grünliche Suturen einzustellen, und es erfolgt ein Übergang in einen fleischroten Kalk mit grünlichen Suturen. Er führt ebenfalls feinen Crinoidengrus und geht in roten Kalk über, der knollige Beschaffenheit mit ein wenig dunklerem und tonigerem Zwischenmittel mit Crinoidenspat annimmt (ca. 3 m), wobei auch hier Belemnitenreste, auffallend größere Crinoiden und kleine Schälchen vorkommen. Man wird sie als Mühlbergkalke ansprechen können. Weiters geht das Gestein in typischen roten knollig-flaserigen Tithonflaserkalk mit Belemniten und in den Knollen schlecht erkennbaren Ammonitenresten über. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 5 m. Auch er ist ein Charaktergestein des Ternberger–Frankenfelser Raumes.

Einige Typen dieses Profils wurden auch u.d.M. angesehen.

Die beiden Kalke bei der Abzweigung des Steinbruchweges sind Mikrite mit kleinen dunklen Fleckchen, teilweise stärker umkristallisiert, in denen zahlreiche umkristallisierte Schälchen, vorwiegend von Bivalven, etwas Echinodermenspat (u.a. *„Pentacrinus"*) und einige Foraminiferen (Ammodiscen, Glomospiren, *„Textularia"* u.e.a.) liegen.

Der blaß gelbrote Kalk vom Südende des kleinen Steinbruches ist dem vorigen verwandt, ebenfalls mit vielen Schalenresten, ein wenig mehr Spongiennadeln und unter den seltenen Foraminiferen eine schlanke *Frondicularia* und eine ?Nodosaria.

Ein fleischroter dichter Kalk 15 m südlich einer Sitzbank ist ein Mikrit mit vielen schlecht erhaltenen, bzw. umkristallisierten Radiolarien, wenig Filamenten und Schälchenresten, Echinodermenspat, vereinzelt Foraminiferen (u.a. *Textularia* cf. *turris* d'ORB.) und *?Cadosina semiradiata*.

Der fleischrote Crinoidenkalk oberhalb der Sitzbank ist ein Mikrit mit Crinoidenspat und mehrerlei Bivalvenschalen, die dem Gestein eine etwas flaserige Textur verleihen.

Der Tithonflaserkalk ist ein roter von tonreicheren Flasern durchzogener mikritischer Kalk. Er enthält Foraminiferen (Cornuspira, Glomospirella, Lenticulina, Marginulina, Nodosarien-Dentalinen, *„Textularia"*, 1 *„Globigerina"*), ferner Filamente, Radiolarien, Schälchenreste, Ammonitenbrut und Schwebcrinoiden (*Saccocoma*).

Die Aufschlüsse lassen keine Spur eines Radiolarites erkennen; die Kalke sind durch Übergänge miteinander verbunden. Vielleicht ist der an umkristallisierten Radiolarien reiche Kalk eine Vertretung dieses Horizontes? Nachdem der Radiolarit in der östlichen Scholle so auffallend verbreitet ist, scheint mir das Anlaß genug, von zwei verschiedenen Schichtfolgen in diesem Ternberger–Frankenfelser Komplex zu sprechen. Die Kalke über dem Vilser Kalk sind somit als Oberjurakalke (Mühlbergkalke) anzusprechen.

Nach einer Störung, die allerdings kaum bedeutend sein dürfte, setzt das Profil fort mit grauen bankigen, gelegentlich auch rötlichen dichten Kalken mit dunkelgrauen Hornsteinen, die sodann in weißliche Aptychenkalke übergehen. Auch rötliche oder violettrotgrünlich gefleckte Partien mit roten Hornsteinen kommen vor. Diese Aptychenkalke wurden zwar schon im vorhergehenden Kapitel angesprochen, doch hat es sich gezeigt, daß es günstiger ist, die Vorkommen am Gunst-Westende der hier beschriebenen Serie zuzuzählen. Im bunten Kalk gibt es häufig *Calpionella alpina* LOR., selten *Calpionellites neocomiensis* COLOM und *Lamellaptychus* sp., während im typischen Aptychenkalk *Calpionella alpina* LOR. selten, aber *Calpionellites darderi* (COLOM) und *C. neocomiensis* COLOM häufiger sind (det. R. SIEBER). In grauen Kalken wurden selten auch winzige Quarzkörnchen und Glimmerflitterchen, Schälchensplitterchen, sogar Filamente gesehen. Weiters wurden *Calpionella elliptica* und *C. undelloides* beobachtet. Diese Fossilien sprechen für Tithon–Neocom.

In diesem Zusammenhang kann erwähnt werden, daß in der Aufgrabung für eine Quellfassung am Nordrand des Aptychenkalkrückens ca. 60 m südöstlich der Straße auch rote Mergel vorkommen. Die Fauna besteht hauptsächlich aus verschiedenen Lenticulinen und Dentalinen, Ostracoden, Crinoidenstielgliedern, einigen Seeigelstacheln und Schwammnadeln. Das Alter der Fauna ist unklar; es ist aber keinesfalls Gosau oder Buntmergelserie. Nebenbei wurde an der Fundstelle auch Hornstein und ein kleiner Belemnit beobachtet. R. SIEBER bestimmte *Nannobelus acutus* MILLER – sicher Unterlias. Ist es eine glaziale Mischung?

2.2.3. Mittelkreide der südlichen Gunstschollen

Zwischen den beiden Einheiten stehen, seinerzeit spärlich in der Wegböschung des Steinbruchweges aufgeschlossen, dunkelgraue, verwittert braunfleckige tonige Mergel an. Allerdings konnte nicht festgestellt werden, zu welcher der beiden Einheiten sie gehören. Sie scheinen die Senke zwischen den Kalkhügeln zu füllen, nämlich zwischen den Vilser Kalken im Westen und den Liasfleckenmergeln im Osten. Eine genauere Abgrenzung gelingt nicht.

Charakteristisch ist die Fauna: Reichlich Hedbergellen und selten *Anomalina lorneiana* d'ORB., begleitet von Lenticulinen, Dentalinen, Nodosarien (*Nodosaria* cf. *humilis* ROEMER), *Planulina schloenbachi* (REUSS), rotaliden Formen (*Gavelinella* sp., *Gyroidina globosa* [v. HAGENOW], *Pleurostomellina barroisi* BERTH., *Tristix excavata* (REUSS), *Allomorphina* aff. *trochoides* (REUSS), *Bigenerina complanata* (REUSS) (Bruchstück), *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Textularia concinna* REUSS, *Verneuilina* sp. u. e. a. Ferner sind dabei Ostracoden, Seeigelstacheln und Inoceramensplitter. Nur selten sind Limonitstengel und Limonitkügelchen. Das Albienalter dürfte genügend dokumentiert sein.

Was nun das Cenoman betrifft, so ist hier eine abweichende Fazies festzustellen, die offenbar an den Nordrand der beiden Ternberger–Frankenfelser Einheiten gebunden ist.

Eine interessante Probe stammt vom Oberrand der Rutschgebiete im Südhang des Gunst-Kammes ca. 150 m ESE der Straße bei ca. 655 m Höhe. In einem sicherlich kurzlebigen Aufschluß wurden braune sandige Mergel von mehr mürben, an Pflanzenhäcksel reichen Sandsteinen begleitet. Die Fauna war überraschend reich: Nicht selten *Rotalipora appenninica* (RENZ), begleitet von u.a. *Lenticulina (Saracenaria) sulcifera* (REUSS), *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), *Gyroidina globosa* (v. HAG.), *Palmula lozoi* LOEBLICH & TAPPAN, *Epistomina colomi* DUBOURD. & SIGAL, *Gavelinella* sp., Lenticulinen, Dentalinen, *Textularia chapmani* LALICKER, *T. trochus* FRANCKE; ähnlich wichtig sind flach linsenförmige bis abgerundet konische Orbitolinen (bis 3 mm groß). Radiolarien, Seeigelstacheln, Kleingastropoden und Bivalvenschalensplitter ergänzen die Fauna.

Die zweite Probe wurde in einem heute stark verwachsenen Hohlweg im Südostsporn des Gunst gesammelt und befindet sich in einem schmalen Streifen zwischen Oberjura–Neocom im Süden und Rauh-

wacken und Haselgebirge im Norden. Es sind weiche, heller graue Mergel. Von der Fauna sind erwähnenswert viele Hedbergellen, *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Globotruncana globigerinoides* BROTZEN, *Globotruncana stephani* GAND., Lenticulinen, Dentalinen, *Gavelinella* cf. *stelligera* (MARIE), *Nodosarella* sp., Epistomina ?, *Gyroidina globosa* (v. HAG.), ferner *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Marssonella oxycona* (REUSS), *Textularia chapmani* LALICKER, *Spiroplectammina* sp. u. w. a. Dazu kommen noch Ostracoden, Seeigelstacheln und Bivalvenschalensplitter. Das Cenomanalter ist somit belegt.

Etwa 300 m WNW davon wurde eine Probe von olivgrünen bis grauen Mergeln im Rutschgebiet genommen, die allerdings von Gesteinsfragmenten begleitet war, wie sie in der Mittelkreide des Gunst-Osthanges vorkommen. Die Fauna ist arm und schlecht: Einige wenige Sandschaler, meist Psammosiphonellen und wenige sehr schlecht erhaltene Kalkschaler, unter denen eine *Rotalipora* sp. noch am besten zu erkennen ist. Häufig sind hingegen Radiolarien.

Eine Deutung dieser Probe ist schwierig. Vielleicht gehört das Gestein doch zum Verband des Cenomans und ist nur von den anderen Gesteinen überrollt. Es ist aber ein Hinweis, daß sich die Mittelkreide des Gunst-Osthanges noch weiter fortsetzt. Verschuppung ist nicht auszuschließen.

Der Charakter sowohl der Gesteine als auch der Faunen ist von denen des Gunst-Osthanges (siehe Kap. 2.2.4.) so verschieden, und die Beziehung zu den südwestlichen Gunstschollen so auffallend, daß man sie von denen des Osthanges abtrennen sollte, eine Trennung, die noch durch Rauhwacken und Haselgebirge unterstrichen wird. Die westliche der beschriebenen Gunstschollen wird von der östlichen durch Albmergel getrennt, was man als Zeichen für vorcenomane Bewegungen ansehen kann, während sich andererseits das Bild ergibt, daß beide gemeinsam von dem mergeligen Cenoman übergriffen werden. Also mehrere tektonische Begebenheiten auf engem Raum. Die Fauna mit den Orbitolinen erinnert an eine Äußerung von G. ROSENBERG (1964), daß das „Orbitolinen-Cenoman" typisch sei für das Ternberger–Frankenfelser Deckensystem.

Vergleichbare Faunen werden übrigens vom Hang zum Dambach östlich vom Fraitgraben in Kap. 2.3.5. mitgeteilt. Weitreichende Konsequenzen kann man aber aus diesem Vorkommen nicht ableiten.

Diese Gunstschollen sind also die besonders charakteristischen Vorkommen randkalkalpiner Elemente, deren Ähnlichkeit mit solchen des Ternberger-Frankenfelser Deckensystems schon F. HAHN (1913) aufgefallen ist und ihn zur erstmaligen Vermutung eines Fensters geführt hat. M. VACEK & G. GEYER (1916) beschreiben das Profil vom Gunst. Zwar wird das Vorkommen von Vilser Kalk bei Windischgarsten immer wieder, gleichsam als Kuriosität, erwähnt (E. SPENGLER, 1951, 1959), doch rechnet sie SPENGLER (1959) zur Decke des Sengsengebirges. Die Meinung, die Flysch-Zementmergelserie und der Gaultflysch des Wuhrbauer Kogels seien Unterkreide der Kalkalpen, führte zur Ablehnung des von R. BRINKMANN (1936) entdeckten Flyschfensters, z.B. durch O. KÜHN (1937) und E. KRAUS (1944), während E. SPENGLER zwar das Flyschfenster als wahrscheinlich ansieht, ein Fenster einer tieferen kalkalpinen Decke aber ablehnt. Diesbezüglich hält auch R. BRINKMANN das Flyschfenster für nur einfach gerahmt und meint, andere tektonische Theorien bedürften einer Überprüfung – was ja durch die dieser Schrift zugrundeliegenden Forschungen geschehen ist. G. ROSENBERG (1964) hat, u.a. auch nach gemeinsamen Exkursionen, dem doppelten Fenster bei Windischgarsten zugestimmt und bei Diskussionen selbst erarbeitete Gesichtspunkte in die Waagschale geworfen. Er war ja ein hervorragender Kenner des Ternberger–Frankenfelser Deckensystems.

Mit der genaueren Kenntnis der Profile, vor allem aber dem Nachweis der Mittelkreide (mit dem gelegentlichen Vorkommen als charakteristisch geltender exoticaführender klastischer Gesteine) dürften genug Beweise vorliegen, daß hier tatsächlich Deckenreste des Ternberger–Frankenfelser Deckensystems im Rahmen des Flyschfensters vorhanden sind.

2.2.4. Die Neocomklippe des Kalvarienberges sowie Neocom und Mittelkreide im Osthang des Gunst

Abweichend von den eben beschriebenen Gesteinsserien ist das Neocom und die Mittelkreide im Osthang des Gunst und im Kalvarienberg.

Die schlecht aufgeschlossene Klippe des Kalvarienberges besteht, soweit man sieht, nur aus grauen, mitunter olivgrünlichen, teils kompakteren, teils stärker schieferigen Mergelsteinen, die stellenweise dunkler gefleckt sind. Kalzitklüfte sind sehr häufig. Die Lagerung ist kaum sicher einmeßbar, Klüfte schon eher. In der Längsrichtung des länglichen und beiderseits vom Gletschereis zugeschliffenen Hügels verlaufende Klüfte dürften den Zuschnitt der überall von Quartär umgebenen Klippe mitverursacht haben.

Nordwestlich gegenüber quert der markierte Weg auf den Gunst im untersten Teil ebenfalls Neocom-Mergelkalke, ähnlich denen des Kalvarienberges. Hier gibt es auch schwach kieselige Platten und dunkle Flecken, oft in der Art von Chondriten. Ob dieses Vorkommen eine direkte oder nur äquivalente Fortsetzung des Kalvarienberges ist, ist nicht zu entscheiden. Eine Trennung durch Haselgebirge ist aber fast vorauszusetzen. Diese Neocomscholle wird jedoch im Gunst von Mittelkreide stratigraphisch überlagert.

In der Ostflanke des Gunst findet man allerdings leider kaum einmal wirklich anstehendes Gestein, und Schutt von dem oben anstehenden Gutensteiner Kalk verdeckt außerdem viel.

Folgende Gesteine kann man sich zusammensuchen und zu einer Schichtfolge kompilieren: graue bis grünlichgraue, oft bräunlich verwitternde Schiefertone, häufig mit dünnen festeren Bänkchen, graue feinsandigkalkige Gesteine, die öfter auch dünn geschichtet und deren Schichtflächen mit feinem Glimmer und Pflanzenhäcksel bestreut sein können; schwache Verkieselung kommt vor (z.B. Kieselmergel). Manche der sandigen Bänkchen zeigen rissige Verwitterungsformen. Gelegentlich wurde der auch in den anderen Vorkommen bekannte echinodermenspätige Sandstein gefunden. Selten aber charakteristisch sind Breccien, einerseits bunte mit exotischem Material (mehr im Südteil), sowie anderseits reine Kalkbreccien mit Kalken und Dolomiten und wenig Hornstein, die nördlich der Gipfelscholle des Gunst einige Linsen bilden.

Was die Faunen betrifft, ist es möglich darauf hinzuweisen, daß die armen Sandschalerfaunen mit (in zwei Fällen) *Plectorecurvoides alternans* NOTH weitgehend mit solchen im Gebiet des Wuhrbauer Kogels übereinstimmen.

Auch die übrigen Einlagerungen in die Schiefer stimmen nach Dünnschliff mit solchen vom Horner weitgehend überein, so z.B. ein Mergelstein, ein feinkörniger Sandstein und eine Feinbreccie (vergl. Kap. 2.3.2.).

Das bunte Konglomerat vom Osthang des Gunst, südlich der ehemaligen Sprungschanze u.d.M.:

In einem häufig aus Kalzit bestehenden, mitunter aber auch stärker tonigen Bindemittel liegen Körner von häufiger undulösem und verzahntem Quarz, sehr selten Feldspäten und größere in der Mehrzahl gerundete Körner von mikritischen mehr minder trüben Kalken (z. T. mit Radiolarien, Schwammresten und Filamenten, einmal auch Echinodermenspat. In einem Fall zeigte sich eine fragliche Calpionellide), feinkristallinen Kalken. Auch Oolithkalk ist vertreten, Quarzporphyre zeigen verschiedene Ausbildung: Meist sind es Grundmassestücke mit Hellglimmerflitterchen und viel Chlorit (Pennin) sowie dasselbe mit schwarzstaubigen Mikrolithen; deutliche Einsprenglinge sind selten; einmal wurde eine Pseudomorphose aus Serizit beobachtet. Ein basisches Eruptivgestein mit ophitischer Textur (Grundmasse mit dunklen Mikrolithen, Chlorit, Feldspatleistchen), Quarzit, feinkörniger Phyllit, Schieferton und mergeliger Kieselton wurde registriert. Das Bindemittel ist meist Kalzit, doch sind die Komponenten oft so dicht gepackt, daß sie sich fast ohne Bindemittel berühren. Die Gerölle im Gestein messen häufig ca. 1 cm, aber auch bis mehrere Zentimeter.

Aus der selben Gegend stammt ein Sandstein mit ähnlichem Komponentenbestand. Hier sind kohlige Pflanzenreste in mehrere Millimeter langen dünnen Schmitzen, aber auch Kohlekörnchen ziemlich häufig. Eine größere Mergeltonschmitze scheint eher eine Sedimentlinse als ein Geröll zu sein.

Ein crinoidenführender Sandstein aus dem nördlichen Osthang des Gunst zeigt ebenfalls Beziehungen zu solchen etwa vom Horner Gebiet. Bemerkenswert ist hier die Häufigkeit von Ooiden und Onkoiden, manchmal mit Schalenresten, Echinodermenspat oder Bryozoen, oder auch nur klarem Kalzit im Kern. Selten aber gibt es auch Mikritkörner ohne erkennbare Struktur. An Fossilien waren zu erkennen: Zahlreiche Molluskenschalen (meist in Kalzit umgewandelt), Echinodermenspat, Schwammnadeln, Wurmröhrchen, Bryozoen, ein Inoceramensplitter, ferner einige Foraminiferen, u.a. *Textularia* aff. *chapmani* LALICKER, *Haplophragmoides* sp. Quarz- und Feldspatkörnchen sind sehr selten. Ferner waren vorhanden: Spongienkieselkalk, Sandkalk und feinkristalliner Kalk. Ziemlich häufig sind Verkieselungen, insbesondere in Fossilien.

Sehr unklar ist ein Vorkommen bei der Villa Rading (ca. 1,5 km NNW Windischgarsten).

Im Aushub eines Hausneubaues wurden aus der Baugrube stammende grüne, braun- bis violettrote Schiefertone beprobt, die vermischt sind mit etwas kieseligen splittrigen Kalksandsteinsplitterchen. Dabei waren auch spärliche Stücke von Ölquarziten. Die Sandschalerfauna mit Psammosiphonellen, Glomospiren, Haplophragmoiden-Trochamminoiden, Recurvoiden, sowie *Plectorecurvoides* sp., *Recurvoides imperfectus* (HANZL.), *Trochammina globigeriniformis* J. & P. und *?Dorothia filiformis* (BERTH.) gibt einen Hinweis, den man am besten als Flyschgault deutet, wenn auch kalkalpine Mittelkreide in Betracht kommen könnte.

Eine zweite Probe aus dem Aushub des dortigen Brunnens lieferte eine praktisch reine Psammosiphonellenfauna, die uncharakteristisch ist. Da helfen auch die begleitenden Blöcke wie Gutensteiner Kalk, ein Sandstein mit Glimmer und Pflanzenhäcksel und ein Neocommergel mit schwarzen tonigen Bestegen nicht weiter. Sicher ist nur, daß echtes Moränenmaterial nicht dabei ist. Lesesteinhaufen am Hügel bestehen hauptsächlich aus Gesteinen der Flysch-Zementmergelserie. Wenn man schließlich berücksichtigt, daß am Nordostfuß des Gunst bunte Flyschschiefer festgestellt sind, dann spricht mehr dafür, daß hier vorwiegend Flysch ansteht.

2.3. Deckenreste teilweise unbestimmter Stellung am Rande des Flyschfensters

Im Rahmen des Fensters gibt es einige Schollen, die mit den normalen Serien des Ternberger–Frankenfelser Deckensystems, wie sie z.B. im Gunst vorhanden sind, nicht genau übereinstimmen und die u. U. auch benachbarten Ablagerungsräumen zugehören könnten. Abgesehen von ganz ausgefallenen Klippen liegen die Abweichungen vor allem in Oberjura und Unterkreide, während die Mittelkreide mit derjenigen der deutlichen Frankenfelser Elemente gut übereinstimmt.

Gemeint sind vor allem die klippenartigen Schüblinge an der Südseite des Wuhrbauer Kogels etwa nördlich vom Wasserreservoir und die wesentlich größere Scholle beim Horner am Südostende des Wuhrbauer Kogels, ferner die kleinen Neocomlinsen am Güterweg nördlich vom einstigen Gasthaus Badhaus und SSW Hinter Puchriegl, sowie der Mittelkreidespan in der Bohrung Windischgarsten 1. Angeschlossen werden isolierte Klippen östlich Fraitgrabenmündung und am Wuhrbauer Kogel.

2.3.1. Die Tithon-Mittelkreidescholle 300 m nördlich vom Wasserreservoir am Kühberg bei Windischgarsten

Man erreicht sie über einen vom Kühberg her erreichbaren markierten Weg, der einen steileren Bergvorsprung ziemlich genau 300 m nördlich vom Wasserbehälter in Serpentinen überwindet. Heute gibt es einen guten Aufschluß am Forstweg östlich Spregaus-Steinbruch.

Diese Rippe besteht aus vorwiegend hellgrauen, oft hornsteinführenden, heftig kalzitklüftigen Kalken, die gelegentlich auch eine schwache Rotfärbung zeigen. Am Nordrand häufen sich rote und grüne Hornsteine, die man gerne in den Übergang zu den Radiolaritschichten stellen möchte. Am interessantesten sind, wenn auch spärliche, Lagen mit einer hauptsächlich kalksandigen Einstreuung, deren Komponenten bei Anwitterung eine gelbliche Farbe annehmen. Am besten sucht man sie am Fuße des Nordwesthanges im Schutt.

Das Gestein ist, wie man am Forstweg sieht, wild gefaltet und zertrümmert. Die dünnen Kalkplatten sind oft rissig, z.T. geschiefert und verschleift und zeigen häufig grüne oder rote tonige Bestege und dünne sandige Lagen. Dem vorwiegenden Streichen folgt der Bergrükken.

Der Aufschluß ist in Abb. 3 skizziert. Während im Osten die Mittelkreide liegt, sind ca. 25 m nordöstlich am selben Forstweg graue und gelbliche geschichtete Gipse eng gefaltet aufgeschlossen. Sie sind mit Dolomitasche durchsetzt und enthalten vorwiegend graugrüne Tonschiefersplitterchen.

Die gesamte Scholle ist in NE-Richtung ca. 300 m, quer dazu 150 m groß. Der größere Teil der Scholle, nordöstlich an die Kalke anschließend, besteht nämlich aus Mittelkreide („Mittelkreide" wird hier gebraucht im

Abb. 3.
Skizze des Juraaufschlusses am Forstweg E Spregaus.
Das dünnplattige Gestein ist heftig gefaltet und tektonisiert.
Aufschlußhöhe etwa 4 m.

Sinne Apt–Alb–Cenoman–Unterturon): grünliche und bräunliche Schiefertone mit kompakteren oder feinsandigen feinschichtigen Lagen und rissigen Kalksandsteinplatten. Nur selten bemerkt man auch rötliche und graugrüne Schiefertone.

In den stark gestörten Gesteinsverbänden wurden die Schiefer bisweilen teigartig. Neben den Kalksandsteinen mit braunen Verwitterungsrinden gibt es graue bis bräunliche feinspätige kalkige Sandsteine und rissig verwitternde feinsandige Kieselkalke. Mit letzteren zusammen wurden auch grobsandige Lagen mit Kalken, Quarz, grünen Phylliten und größeren Mergelkalkbrocken beobachtet. Es gibt unter den dunklen Kieselkalken Typen, die von ähnlichen des Gaultflysches schwer zu unterscheiden sind. Leider fehlen überhaupt zusammenhängende Profile, aus denen man die Position der einzelnen Schichtglieder ablesen könnte.

Ein Kalk der Klippe wurde auch im Dünnschliff untersucht:

Der mikritische Kalk enthält vereinzelt kleinste Glimmerflitterchen und etwas Pyrit. Häufig sind zu Kalzitfleckchen umkristallisierte Radiolarien, kalkige Spongiennadeln und selten *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM), sodaß man als Alter Neocom annehmen können wird. Wenn die hornsteinreichen Teile etwa dem tieferen Oberjura zuzurechnen sind, wäre der Umfang ein wenig größer.

Ein sandiger Mergel zeigt u.d.M.:

Ein feinkörniges, undeutlich geschichtetes Gemenge von Kalk, Kalkkörnchen, Quarz, schwer kenntlichen Feldspäten, sehr kleinen Muskowiten, vereinzelt Glaukonit, Pyrit und kohligem Pflanzenhäcksel.

Der spätige Kalksandstein zeigt u.d.M. folgendes Bild:

In oft wucherndem kristallinem Kalzit liegen massenhaft Echinodermenreste, oft etwas gerundete undulöse Quarzkörner, Feldspäte bzw. Quarz-Feldspatkörner, Splitter von Quarzporphyr, mikritische bis feinkristalline Kalke, selten Ooide und Glaukonit, ferner Molluskentrümmer, kleine kräftige Robuli und ?Bryozoen. Schichtung ist zu erkennen.

Schließlich wurde eine Feinbreccie aus dem Hornsteinkalk untersucht:

An Komponenten sind zu erkennen mikritische Kalke mit organischen Strukturen und Resten (Schwammreste, Radiolarien, selten Echinodermenspat) wobei es auch stärker pyritdurchstäubte bzw. limonitdurchsetzte und (mit Übergängen) feinkristalline Kalke gibt. Weiters sind vorhanden undulös auslöschende Quarze und Quarzaggregate, Gneise bis Phyllite (Quarz, Muskowit, ±Chlorit oder gebleichter Biotit, öfter erkennbar Orthoklas und Plagioklas, stark tektonisiert und später kalzitdurchtrümmert) und sandiger Tonstein. Das mergelige Bindemittel enthält kleinste Quarzkörnchen, Serizitschüppchen und kristallin wuchernden Kalzit, der auch in zahlreichen Klüften vorkommt. Unter den Komponenten gibt es sowohl ±gerundete als auch eckige.

War in den eben beschriebenen Gesteinen die Ausbeute an stratigraphisch verwertbaren Fossilien sehr gering, so lieferten die – leider auch nur wenig zahlreichen – Schlämmproben der Schiefer doch öfter brauchbare Resultate.

Wenige Proben aus Schiefertonen, wie sie vorhin beschrieben wurden, lieferten arme großteils primitive Sandschalerfaunen (meist Vertreter der Gattungen Dendrophrya, Ammodiscus, Glomospira, Placentammina, Psammosphaera, dazu öfter wenige Recurvoiden) mit öfter *Plectorecurvoides alternans* NOTH, *Trochammina globigeriniformis* J. & P. (verdrückt) und größtenteils pyritisierten Radiolarien. Übrigens gibt es natürlich auch Varianten. So wechselt der Anteil der Radiolarien bis fast zum Verschwinden. In einer Probe kamen *Marssonella oxycona* (MARSSON), in einer anderen schlecht erkennbare Formen (z. T. Bruchstücke) von wahrscheinlichen Mittelkreideformen vor.

Plectorecurvoides alternans belegt also die Mittelkreide. Schwierig ist es, diese Faunen von denen des Flyschgaults zu unterscheiden. Das Gestein und vor allem die Gesteinsgesellschaft ist entscheidend. Trotzdem könnte in diesen stark gestörten Bereichen auch gelegentlich echter Gaultflysch eingeschuppt sein, ohne daß man ihn wirklich erkennen kann.

2.3.2. Die Scholle vom Horner im Südostende des Wuhrbauer Kogels

Die wesentlich größere und durch mehr Dünnschliffe und Schlämmproben belegte Scholle vom Horner ist auch durch bessere Aufschlüsse im Graben NNW Badhaus in der Mittelkreide besser belegbar.

Das Zentrum bildet ein etwa 700 m langer und bis 200 m breiter Körper aus hauptsächlich neocomen Kalken mit selten klastischen Lagen, begleitet von stark echinodermenspätigen sandigen Kalken und einer Mittelkreide, die ungefähr derjenigen der unter 2.3.1. beschriebenen entspricht. Die Scholle ist dadurch im Osten noch wenige hundert Meter länger und insgesamt ca. 300 m breit.

Das Neocom: Graue mergelige Kalke, die manchmal ein wenig kieselig werden und öfter dunkle Flecken aufweisen, ferner grünliche Kieselmergel. Interessant sind Einschaltungen von Sandstein und Breccien mit Kalken und grünem exotischem Material. Hornsteine kommen vor. Am besten aufgeschlossen waren diese Gesteine an einem Viehweg E Horner, wo sie einen Rücken bilden. Hier waren in den grauen, mitunter schwach grünlichen Kalken und Fleckenkalken dünne feinsandige Lagen und konglomeratische Breccien mit bis ca. 10 cm großen, meist bis hasel- oder walnußgroßen Komponenten eingeschaltet, unter denen man Kalke, Phyllite bis Glimmerschiefer, auch Grüngesteine, sowie Quarzsand erkennen kann. Als Bindemittel fungiert der gleiche Kalk, in den die Lage eingebettet ist. Ein schlechter *Aptychus* muß fraglich bleiben. Man ist meist auf Lesesteine angewiesen.

Der Mergelkalk (ESE Horner und vom Viehweg E Trojer) u.d.M.:

Mikritischer Kalk mit kalzitgefüllten Radiolarien, die z.T. relativ gut erhalten sind, öfter mit Stacheln, auch hütchenförmigen Formen, vereinzelten kalkigen Schwammnadeln und dünnen Filamenten. Grab-

gänge, bzw. Flecken bestehen aus etwas tonreicherem Material. Der feine Pyritgehalt wechselt; auch feiner kohliger Pflanzenhäcksel kommt vor und scheint mit dem Ton der Grabgänge zusammenzuhängen, wie sie für die Fleckenkalke kennzeichnend sind. In einem Schliff gibt es auch später gesproßte schwach eisenhältige Karbonat-Rhomboederchen. *Stenosemellopsis hispanica* (COLOM), hauptsächlich neocom.

Wenn Hornstein vorhanden ist – so wurde beobachtet – besteht er aus einem kompakten Randteil, der sich gegen innen immer mehr in kleine Kieselfleckchen im Kalk auflöst. Kalziterfüllte Radiolarien haben sich im Hornstein besser erhalten.

Gleich zur klastischen Lage u.d.M.:

Wichtigste Komponenten sind Quarz (nur ein Teil davon undulös auslöschend, meist Quarzpflaster bis zu rekristallisiertem Mylonit), selten gut erkennbare Feldspäte (meist ein wenig getrübt), Muskowit, selten Biotit (Chlorit), Phyllite (Quarz, Plagioklas, Muskowit, selten Biotit. Chlorit bzw. ehemals Biotit in wechselnden Mengen, meist stark postkristallin deformiert), Quarzporphyr (feinkörnige Grundmasse mit ±viel Mikrolithen, mit Einsprenglingen von Quarz, Feldspat und Pseudomorphosen aus Serizit (nach ?Augit), mikritische bis feinkristalline Kalke (einer mit Hornstein) mit Echinodermenresten, sehr selten Ooide. Das Bindemittel ist dem umgebenden Kalk sehr ähnlich, nur sind winzige Glimmer und feinste Sandkörnchen etwas zahlreicher.

Die Ähnlichkeit mit den klastischen Einschaltungen der vorher beschriebenen Scholle ist nicht zu übersehen.

Diese Kalke liegen in einer Mittelkreide-Schichtfolge, die derjenigen der vorher beschriebenen Scholle ebenfalls sehr ähnlich ist.

Vorherrschendes Material sind oft ziemlich dunkle grünlichgraue, dunkelgraue, grüngraue und dunkel braunschwarze, gelegentlich etwas mergelige Schiefertone mit häufig kompakteren, nicht selten auch feinsandigen dünnen Lagen, sodaß eine dünnbankige Folge entsteht. Auch gibt es in den dunkelgrauen Schiefern geringmächtige bis ca. 35 cm mächtige Sandkalkbänke mit Flyschcharakter. Selten nur wurden bunte Lagen aus grünen und violettbraunen Schiefertonen beobachtet, in die auch dünne Sandkalkbänkchen eingeschaltet sein können. In der Schichtfolge findet man ab und zu Bänke von charakteristischen echinodermenspätigen Kalksandsteinen, die auch gelegentlich kräftig gradiert sein können, Kalkbreccien oder bunte Grobsandsteine und Breccien, die meist auch Quarz- und Kristallinkomponenten enthalten und glimmerige Grobsandsteine. Eine der Kalkbreccien lieferte einen Belemniten und einen schlechten Aptychen.

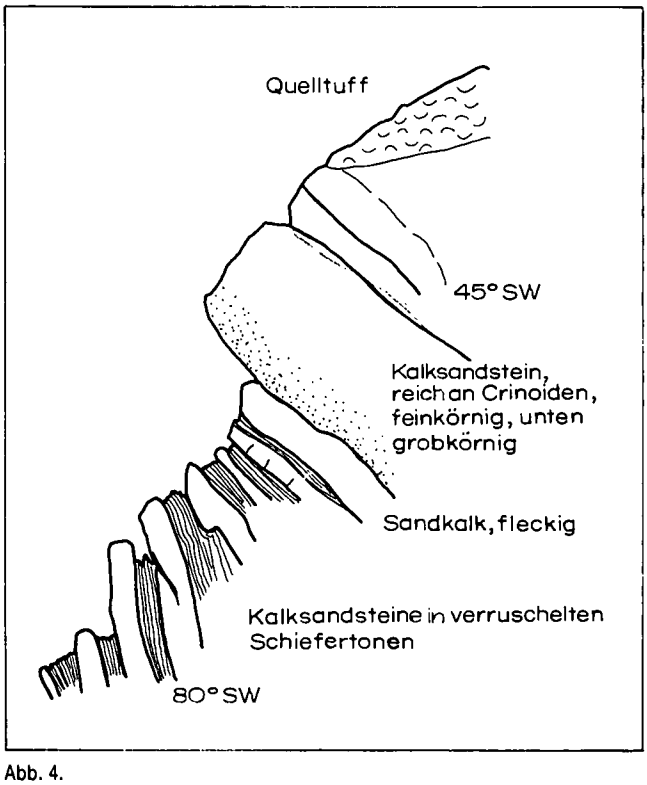


Abb. 4.
Mittelkreide der Hornerscholle im Graben ESE Horner.
Kleiner Aufschluß, ca. 4 m hoch.

Solche echinodermenspätige Kalksandsteine wurden auch als Blöcke in Gips beobachtet, die offenbar tektonisch darin stecken, z.B. in den Gipsen bei der Fraitgrabenmündung.

Im südlichsten Mittelkreideaufschluß im Graben nördlich Badhaus sah man eine Verbindung der spätigen Sandsteine mit Kalksandsteinen und schwärzlichen verruschelten Schiefertonen, wie das Beispiel aus diesem Graben zeigen soll (Abb. 4).

Nicht unerwähnt bleiben soll der Fund eines ca. 1,2 × 0,5 × 0,5 m großen Blockes von hellem Granatglimmerschiefer im Badhausgraben im Bereich dieser Schichtfolge.

Bei manchen Partien könnte man auch hier im Zweifel sein, ob man es nicht mit Gaultflysch i. w. S. zu tun hat. Aber gerade dort fehlen die jenen kennzeichnenden dunklen Quarzite und Glaukonitquarzite. Im Badhausgraben sind an einer Stelle grüne und violettbraune Schiefertone mit zerrissenen grüngrauen feinsandigen Mergelsteinbänkchen, die man auch als „Untere bunte Schiefer" ansprechen könnte, mit einer groben – man könnte sagen flyschfremden – Breccie mit exotischem Material, sowie einem echinodermenspätigen schwärzlichen Kalksandstein in Verbindung, wie sie hier für die kalkalpine Mittelkreide charakteristisch sind, sowie mit dünnbankigen dunkelgrauen bis graugrünen Schiefertonen mit schichtigen Sandkalkbänkchen, wie wir sie als Hauptbestandteil dieser „kalkalpinen" Schichtfolge schon vorgestellt haben (siehe 2.2.4.). In einem anderen Falle war die Einschaltung violettbrauner Lagen in das graue und grünliche Material direkt zu sehen. Leider sagen in diesen Fällen die Faunen zu wenig aus. Übrigens kommen in der genannten bunten Breccie auch braunrote sandige Komponenten vor, die sicherlich permisch und für so manche Cenomanbreccien charakteristisch sind.

Nun zunächst die Faunen-Befunde der Schieferproben, die größtenteils aus dem Badhausgraben und zum geringen Teil aus der Umgebung vom Horner stammen.

Die aus den Schlämmproben gewonnenen Faunen sind fast immer sehr arme Sandschalerfaunen mit wenigen Psammosiphonellen, Ammodiscen und/oder Glomospiren, *Placentammina, Proteonina* u. ä., wobei es auch Proben gibt, wo die Sandschaler fast verschwunden sind, oder nur mehr undefinierbare Reste vorhanden sind. Immerhin bemerkenswert ist in einigen Proben das Vorkommen von *Plectorecurvoides alternans* NOTH als Mittelkreideelement. Ferner gibt es einige Proben mit wenigen schlecht erhaltenen Kalkschalern, wie rotaliden Formen, in einer auch *Nodosaria-Dentalina*, *?Hedbergella* und *?Lenticulina*. Größtenteils pyritisierte Radiolarien (darunter auch hütchenförmige) pflegen oft häufig, pyritisierte Schwammnadeln und Fischzähne nur vereinzelt da zu sein. Limonitstengel kann man auch öfter finden.

Nur eine Probe – bezeichnenderweise bunte Schiefertone – aus der Mulde SE Horner lieferte eine ein wenig reichere Sandschalerfauna, in der noch zusätzlich neben *Plectorecurvoides alternans* NOTH noch *Marssonella crassa* (MARSSON), *Arenobulimina* sp., ?*Lituotuba nothi* (MAJZON) und *Verneuilina* cf. *variabilis* BRADY halbwegs erkennbar waren. In einer Probe aus dem Badhausgraben nordwestlich vom eingespießten salinaren Dolomit, die aus feinsandigen Schiefertonen mit glimmerig-sandigen Bänkchen stammt, war die Sandschalerfauna durch *Reophax minuta* TAPPAN, *Trochammina depressa* LOZO und *Recurvoides imperfectus* (HANZL.) bereichert.

Eine Probe aus einer Baugrube am Nordrand der Gehöfte beim Horner enthielt eine arme Sandschalerfauna mit Radiolarien. Eine kleine *Hormosina ovulum* GRZYB. gleicht solchen, die G. GEROCH (1959) aus der Unterkreide beschreibt. Ferner erwähnenswert ist eine *Lenticulina (Astacolus) scitula* BERTH.

Die Mittelkreide-Hinweise sind also genügend deutlich, doch ist eine Feingliederung damit nicht zu bewerkstelligen.

Nun einige Details von den Gesteinen der Schichtfolge, insbesondere Dünnschliffbefunde.

Ein tonreicher Sandmergel aus den dünnbankigen Partien

enthält feinsten Sand mit winzigen Glimmerflitterchen, etwas Pyrit und feinsten kohligen Pflanzendetritus. Gröbere Schichten wechseln mit sehr feinkörnigen. Fossilien wurden keine beobachtet.

Zu den charakteristischesten Gesteinen gehören die grauen bis dunkelgrauen echinodermenspätigen Sandsteine. Sie gehen in spätige Kalkbreccien über. Auch kieselige Typen kommen vor.

Ein Sandstein aus der Mulde SE Horner u.d.M.:

In kalkigem Bindemittel liegen kleine Quarzkörnchen und schwer erkennbare, meist feinglimmerig getrübte Feldspäte, wenig Glaukonit, Pyrit und (ein) Zirkon. Die übrigen Komponenten sind mikritische Kalke mit verschieden starker dunkler Durchstäubung – ein Mergel mit Spongiennadeln hat Ähnlichkeit mit den begleitenden Mergeln –, Echinodermenreste, Bryozoen, Foraminiferen (Robulus, Eponides, rotalide Formen, Textularia-artige Sandschaler), Schwammnadeln, Bivalvenbruchstücke und schwer definierbare organische Reste. Korngrößen im Schliff um 0,5 mm, Echinodermen 2–3 mm. An den Sandstein grenzt ein feinsandarmer, pyritdurchstäubter, örtlich leicht kieseliger toniger Mergel. Die Verkieselungserscheinungen häufen sich in den Echinodermenresten; Umkristallisationen sowie Kalzitklüfte sind nicht selten.

Eine Breccie aus dem Badhausgraben (in der ein Belemnit und ein schlechter Aptychus gefunden wurden) ist u.d.M. ähnlich:

Kalke sind häufiger, und zwar ±dunkel durchstäubte Mikrite, z.T. mit organischen Strukturen oder Spongiennadeln, einmal auch einem Echinodermenrest; sie gehen gelegentlich in feinkristalline Kalke über. Ferner wurden beobachtet: Ein mergeliger Feinsandstein, Hornstein, ein feingeschichteter Mergel, ein braunes Eruptivgestein mit kleinen Feldspatleistchen, vereinzelt Quarz, ein Phyllit, getrübte Ooide sowie Fossilreste, wie Seeigelstacheln, Bryozoen, Inoceramensplitter, Schalensplitter von Bivalven, eine Dasycladacee und Wurmröhren. Die bis einige Millimeter großen Gesteinskomponenten sind öfter gerundet. Das Bindemittel besteht aus fein- bis grobkristallinem Kalzit. Verkieselungen (Chalcedon) bilden kleine Fleckchen sowohl in Komponenten als auch im Bindemittel.

In einem Dünnschliff einer Breccie aus der Gegend SE Horner war eine große Ähnlichkeit zu dem vorigen festzustellen. Allerdings sind Ooide und Onkoide mit Kernen aus Mikrit, Gastropoden, Bryozoen, Echinodermenspat und Foraminiferen, sowie überhaupt Echinodermenreste, noch häufiger.

Nicht zu übersehen sind Anklänge an die Tristelfazies der westlichen Ostalpen, wenngleich Orbitolinen in diesen Klippen bisher noch nicht festgestellt werden konnten. Geben könnte es sie. Am Gunst wurden sie, allerdings im Cenoman, gefunden. Es spricht nichts dagegen anzunehmen, daß die fraglichen Schichten hier das Apt vertreten. Diese oft echinodermenreiche Fazies und die klastischen Einschaltungen im Neocomkalk sind es, die an Beziehungen zum Unterostalpin denken lassen, insbesondere in Hinblick auf die Tristelschichten und die Falknisbreccien. Es ist gut möglich, daß hier Reste von Einheiten vorliegen, die einst noch nördlich der heutigen Kalkalpen beheimatet waren.

2.3.3. Die Mittelkreidescholle in der Bohrung Windischgarsten 1

Zwischen den Bohrmetern 215–216,4 wurde ein grauer, ziemlich feinkörniger kalkiger Quarzsandstein durchörtert. Darunter folgen bis 417 m dunkelgraue bis grünlichgraue Schiefertone mit dünnen feinsandigen Lagen, die mitunter ein wenig wellig oder gar linsenförmig sein können. Meist ist es ein etwas unregelmäßig feinstreifig aussehendes Gestein. Örtlich gibt es Zeichen stärkerer Turbulenz bei der Ablagerung. In den Cuttings wurden selten auch braun- oder violettrote Splitterchen bemerkt. Tektonische Zerbrechungen und Anzeichen von Faltung belegen die heftige tektonische Beanspruchung.

Sämtliche fünf Proben haben zwar Foraminiferen geliefert, doch immer sehr wenig. Meist sind es primitive Sandschaler (*Psammosiphonella, Placentammina, Reophax, Hormosina*) und höchstens wenige Recurvoiden. Ein *Plectorecurvoides* sp. ist unsicher. Sehr bemerkenswert ist aber in der bei ca. 328 m genommenen Probe ein Pyritsteinkern einer *Rotalipora* sp. In der Mehrzahl der Proben treten teils pyritisierte, teils nicht pyritisierte Radiolarien auf.

Ein konkreter Hinweis beweist also Cenoman. Die Faunen sind denen der bisher erwähnten Mittelkreidevorkommen sehr ähnlich.

2.3.4. Kleine Neocomschollen N Badhaus und SSW Hinter Puchriegl

Zwischen der Kurve des Kleiner-Güterweges N Badhaus und dem neueren Haus in der Mulde nördlich davon befinden sich drei unauffällige etwa NW-streichende Rücken, von denen zwei ein wenig angeschnitten wurden. Grünlichhellgraue und auch rot angehauchte stark zerscherte Mergel und Fleckenmergel haben eine arme Fauna geliefert: Sehr wenige Sandschaler (*Ammodiscus, Glomospira, Rhabdammina*, Recurvoiden und eine sehr kleine *Marssonella oxycona* [MARSSON]) und sehr wenige schlecht erhaltene Kalkschaler (Nodosaria-Dentalina, Pseudoglandulina ?), ferner viele Radiolarien, auch Schwammnadeln, selten Ostracoden und Fischzähne. Die uncharakteristische Fauna ist am ehesten in die Unter- oder Mittelkreide einzuordnen.

Rund 50 m nördlich des Rückens steht nördlich der Kleinerstraße ein altes, durch ein neues ersetztes Bauernhäuschen, das sich an eine Hauptdolomitklippe anlehnt. Auf dieser hat man offenbar Schutz wegen der Rutschgefahr gesucht (das neue Haus und vor allem eine Villa hat man wenig unterhalb bewußt unbekümmert in die Rutschmasse hineingebaut, die höchstwahrscheinlich auf Gips liegt!).

Über die eher hellgrauen mergeligen Kalke, die an dem alten Zufahrtsweg nach Hinter Puchriegl anzustehen scheinen, ist nicht viel zu sagen, denn sie

werden von Moränen und Staubeckensedimenten umgeben, die die Hülle der Kalke zudecken. Sie haben aber ausgesprochen neocomen Habitus, etwa vergleichbar dem vom Kalvarienberg. Klastische Einschaltungen wurden nicht beobachtet.

2.3.5. Oberjura–Neocom–Cenomanschollen am Dambach östlich vom Fraitgraben und bei der Fraitgrabenmündung

Im südlichen Hang zum Dambach steht bei der zweiten nördlichen Ausbiegung des Baches östlich vom Fraitgraben eine Rippe an, die aus bräunlichgrauen feinsandigen feinglimmerigen Tonmergeln besteht. Höher oben gibt es graue rissige, meist geschichtete, etwas glimmerige fein- oder gröberkörnige echinodermenspätige Kalksandsteine, ähnlich denen südlich vom Horner. Einige Stücke von Neocomkalktypus wird man zur Serie dazurechnen können.

Während die stark tektonisierten Gesteine zum Teil an Flysch (Bunte Schiefer, Gaultflysch) stoßen, sind oft auch mit Gips verknetet, zu dem sicher auch die westsüdwestlich im Abfall zum Fraitgraben liegenden Kalkschollen von Gutensteiner Typus gehören.

Interessant sind die armen, schlecht erhaltenen Mikrofaunen zweier Proben der Tonmergel von der Hangrippe. Sie bestehen hauptsächlich aus Rotaliporen (*R.* ex gr. *appenninica* RENZ, *R. reicheli* MORNOD, die mitunter nur als Limonitsteinkerne mit anhaftenden Gesteinsresten erhalten sind, dazu wenige Psammosiphonellen, *Trocholina* sp., Pyrit-Limonitkugeln und -Stengel. Die reichere Probe enthält noch *Eponides* sp., eine große rotalide Form (schlecht erkennbarer Steinkern) und *Orbitolina* sp.

Das Cenoman-Alter ist hier also beweisbar!

Ziemlich genau westlich dieser Scholle im untersten Hang zum Schwemmland des Fraitgrabens liegt eine Klippe von weißem und rotem jurassischem Hornsteinkalk. Es handelt sich um braunrote bis grüne, grünlichweiße und blaßgraue, öfter etwas kieselige und oft hornsteinführende plattige Kalke (mit einem Belemnitenrest). Die Farben gehen bisweilen ineinander über, sodaß grünlichweiße Kalke mit rötlichen tonreicheren Flasern entstehen. Dabei lag ein Block eines Sandsteins, der an die Einlagerungen in den Kalk nördlich vom Wasserreservoir erinnert. Ein Belemnitenrest paßt zu dem wohl oberjurassischen Kalk.

Etwa 40 m nordwestlich vom oberen Ende der Cenomanrippe befindet sich am Oberrand des Rutschgebiets eine kleine Klippe von 10–15 cm gebanktem, hell- bis mittelgrauem, auch grünlichgrauem, häufig fleckigem, bräunlich anwitterndem Mergelkalk von Neocomcharakter. Am Rande war starke Zerscherung zu beobachten. Und ein stark zerschertes Vorkommen ähnlicher Art befindet sich am Hangfuß zum Schwemmland des Fraitgrabens ca. 50 m nördlich der Juraklippe.

Auch hier kann man eine Beziehung zu den Klippen 2.3.1. und 2.3.2. des Abschnittes 2.3. erkennen.

2.3.6. Weitere isolierte Schollen

Hier sei vorausgeschickt, daß gelegentlich Schiefergesteine beprobt wurden, die aber nicht eindeutig der kalkalpinen oder Flysch-Mittelkreide zugeordnet werden konnten.

Eine Ausnahme bilden zwei Vorkommen, die westlich des Gerinnes liegen, das 200 m nordöstlich der Straßenbrücke bei der Fraitgrabenmündung in den Dambach mündet, und zwar liegen sie 60–100 m bzw. 150 m nördlich der Straße.

Das südlichere Vorkommen ergab in einer Probe aus grünlichgrauen Schiefertonen mit härteren dünnschichtigen Lagen (gelegentlich Spuren von zarten Chondriten) eine ärmliche Sandschalerfauna mit *Plectorecurvoides alternans* NOTH und *Trochammina globigeriniformis* J. & P., sowie wenig Radiolarien. Gestein und Fauna sind kalkalpine Mittelkreide.

Schließlich sind zwei kleine Klippen von braunrotem Radiolarit zu erwähnen. Eine liegt 400 m NW–NNW P. 858 m (Wuhrbauer Kogel), bzw. 40 m nördlich vom Steig am Kamm im Haselgebirge am Fensterrand, eine zweite 300 m N P. 858 m*) am Westrand eines Rutschgebietes in etwa 785 m Höhe im Grenzbereich von Gaultflysch gegen Gosau. Die nächstliegende Vergleichsmöglichkeit wäre der Radiolarit oberhalb Bauer am Berg (Gunst).

2.3.7. Der rotgrüne Geröllsandstein südwestlich Groß Kleiner

Etwa W–WNW der Straßengabel südwestlich Gr. Kleiner (E. Wuhrbauer Kogel) befindet sich in der Wiese eine kleine stark verwachsene Grube mit steinigem Grund, heute hinter einer Heuhütte. Das Gestein ist ein hellroter quarzitischer Arkosesandstein, geschichtet, mit zahlreichen blaßgrauen, weißen, oft rötlichen, bisweilen auch grünlichen, bis nußgroßen Quarzgeröllen, ganz seltenen Tonschmitzen und kohligen Pflanzenresten. Das Bindemittel ist kieseltonig. Die Oberflächen erscheinen etwas porös. An Schichtflächen und Klüften findet man verbreitet grünlichweiße kaolinische Beläge.

Als wenig auffälliger Hügel ist das Vorkommen einige Zehnermeter nach Nordwesten sowie in südöstlicher Richtung über die Straße hinweg in die Nordecke der einstigen Baugrube des Hauses verfolgbar gewesen. Die sehr schmale Linse ist also immerhin etwa 100 m lang!

Dieses schon R. BRINKMANN (1936) bekannte (und von mir auch 1950 beobachtete) Gestein wurde von ihm als Buntsandstein angesprochen. Es ist möglich, daß die Diagnose richtig ist, doch gibt es im Umkreis nirgends echten Buntsandstein. Auch unter den Werfener Quarziten südlich des Fensters habe ich solche Gesteine nicht gesehen. Vielmehr erinnert unser Gestein mehr an nicht oder nur leicht metamorphen Verrucano, oder an den Permoskythsandstein des Drauzuges, oder an „Konglomeratische Werfener Schichten" aus dem Hochtatrikum der Karpaten. Auf jeden Fall wird man auch hier mit einem Rest aus tieferen Decken rechnen müssen, denn nach neueren Erfahrungen kommt auch ein Keuperquarzit in Frage, wie er immer wieder in den Klippenzonen, insbesondere der St. Veiter Klippenzone, zu finden ist.

---

*) P. 858 auf Blatt 99, nicht auf der alten Sektion (1 : 25.000) 4953/1.

2.3.8. Die tiefste Einheit in der Bohrung Windischgarsten 1

Diese Einheit in der Bohrung Windischgarsten 1, die übrigens nicht mehr ganz durchörtert worden ist, weicht von allen bisher beschriebenen dadurch ab, daß sie sowohl Gosauschichten als auch Gesteine der höheren Unterkreide (Apt–Alb) enthält. Man weiß aber auch nicht, auf welchen Gesteinen sie abgelagert worden sind. Ähnliche Verhältnisse der Kreidegesteine gibt es aber ganz selten in der Reichraminger Decke im Laussagebiet.

Unterhalb der in Kap. 2.3.3. beschriebenen Mittelkreideschuppe liegen zunächst ca. 250 m Salzhaselgebirge und darunter bräunlich-schwarzgraue feinsandige und bisweilen feinglimmerige Mergel mit gelegentlich Fossilresten im obersten Teil. Bei 725 m Tiefe ist im Kern größerer Sandgehalt zu bemerken. Bei rund 759–763,5 m Tiefe werden die Mergel von Gosaubreccie unterlagert, die vor allem aus Komponenten von dunklen und hellen Kalken und wenig Sandstein in einer schwärzlichen, nur selten auch grünen tonmergeligen Matrix besteht. Ein brauner Kalk mit grünen Suturen und seltenen kieseligen Fleckchen ist ein großer Block in der Breccie. Die Mergel zeigen häufig Harnische und Kalkklüfte und auch die Breccie ist stark zertrümmert und kalzitgeadert.

Aus den Mergeln liegen sechs Schlämmproben vor. Während die obersten Proben fast keine und keinesfalls brauchbare Faunen lieferten, folgt bei ca. 725 m die erste schlecht erhaltene Fauna mit wenig Kalk- und Sandschalern und *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI. Erst die gleich darunter genommene Probe bietet eine gute und typische Fauna: *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, Hedbergellen, *Stensiöina exsculpta* (REUSS), *Vaginulinopsis gosae* (REUSS), *Marssonella oxycona* (MARSSON), ferner *Pseudoparrella* cf. *navarroana* (CUSHM.), *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gyroidina* aff. sp., *Dorothia conulus* (REUSS), und *Verneuilina muensteri* REUSS. Darunter wurden die Proben wieder schlechter, bei ca. 764 m noch mit *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI und *Stensiöina exsculpta* (REUSS) u.w.a.

Solche Faunen sind für die tieferen Teile der coniac-santonen Gosauschichten charakteristisch. Die Breccie ist somit die Basalbildung von Gosauschichten. Allerdings muß es sich um herantransportierten Schutt handeln, denn unter ihr liegen wiederum eintönige Mergel.

Es folgen also darunter dunkel schieferige Tonmergel, die auf den ersten Blick sich von den Gosaumergeln wenig unterscheiden. Das Alter ist jedoch gut durch Faunen aus dem oberen Teil belegt. Drei Faunen aus dem Bereich zwischen ca. 792–797 m können zusammengefaßt werden: Neben häufigen Hedbergellen können *Globigerina subdigitata* CARMAN, *Gl. washitensis* CARSEY und, nicht ganz deutlich, *Anomalina lorneiana* GAND. vorangestellt werden. Dazu sind zu nennen Lenticulinen, *Nodosaria* sp., *Lagena apiculata* (REUSS), *L. sulcata* WALKER & JAC., *Eponides* sp., *Epistomina* cf. *colomi* DUBOURD. & SIGAL, *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gyroidina globosa* (v. HAG.), *Vaginulinopsis* sp., *Allomorphina* aff. *trochoides* (REUSS), *Clarella articulata* (BROTZEN), *Textularia turris* d'ORB., *T. chapmani* LALICKER, *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Verneuilinoides subfiliformis* BARTENSTEIN, *Trocholina* sp., dazu meist pyritisierte Radiolarien (auch hütchenförmige), selten Ostracoden, Inoceramenreste, Fischreste und Pyritstengel. Die Fauna paßt in die höhere Unterkreide.

Die Fauna des letzten Kerns bei ca. 900 m Tiefe ist arm, schlecht erhalten und besteht aus wenigen Sand- und Kalkschalern. Unter letzteren ist bloß eine *Gavelinella* sp. besser erkennbar. Sie widerspricht nicht einer Einreihung in die höhere Unterkreide.

Es liegt hier der etwas ungewöhnliche Fall vor, daß eine höhere Unterkreide von Gosauschichten überlagert wird. Vielleicht handelt es sich um den Rest eines Zwischenstückes, in dem die beiden Transgressionen übereinander erhalten geblieben sind.

3. Der Rahmen des Flysch- und Doppelfensters von Windischgarsten

Die Grundzüge des Baues wurden bereits erörtert (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Während dort die Tektonik im Mittelpunkt stand, sollen hier stratigraphische Fragen eingehender zur Sprache kommen, und auf wichtige Details hingewiesen werden. Anderseits wird es sich, wenn man eine geschlossene Darstellung anstrebt, oft nicht vermeiden lassen, daß vieles dort schon beschriebene wiederholt werden muß.

Wie in der eben zitierten Arbeit zu lesen ist, grenzt das Fenster im Norden an die Staufen-Höllengebirgsdecke mit einer randlich auflagernden Gosau, die aber westlich vom Windischgarstener Becken durch das System der Grünau–Windischgarstener Störungszone durchschnitten wird, denn der Tamberg bei Vorderstoder muß ihr noch zugezählt werden und damit auch das ganze Vorgelände der Decke des Toten Gebirges um Steyerling (entgegen den gängigen Deckenschemen!).

Ebenso ist dort zu lesen, daß im Süden die basalen Schichten der Haller Mauern und des Warschenecks bis in den Fensterbereich hineingreifen („Nordrandschuppen der Haller Mauern" [B. PLÖCHINGER, 1968]). Sie haben infolge einer Stockwerkstektonik aber auch einer tiefgreifenden vorgosauischen Abtragung und Überlagerung durch Gosauschichten (Gosau von Windischgarsten) eine gewisse Selbständigkeit erlangt. Dabei spielt außerdem der Umstand eine wichtige Rolle, daß die höhere Teileinheit auf einem oft mächtigen Polster aus Haselgebirge aufruht. Im Süden liegen dann die hauptsächlich aus Trias bestehenden (Teil-)Decken der Haller Mauern, des Bosruck (mit deutlichem hallstätter Einschlag) und des Warschenecks, zu denen auch noch die Decke des Toten Gebirges gehört. Die Nordränder von Haller Mauern und Warscheneck sind so auffallend ähnlich, daß eine Trennung der beiden als verschiedene Decken

im Sinne von A. TOLLMANN (1976) höchst unwahrscheinlich wird. Es haben denn auch F. TRAUTH (1937), E. KRAUS (1944) und im Grunde genommen auch E. SPENGLER (1959) eine Zusammengehörigkeit angenommen. Die Aufnahmen von B. PLÖCHINGER (l. c.) zeigen, daß diese Nordrandschuppen nördlich der Haller Mauern und südlich bis südöstlich vom Hengstpaß besonders gut ausgebildet sind, dann aber an der Windischgarstener Störung fast völlig ausspitzen und eine nur schmale Verbindung zur Reiflinger Scholle überleitet.

Deshalb wird der fensternahe Teil der Umrahmung in Zusammenhang mit den Nordrandschuppen behandelt werden.

3.1. Die Schichtfolge der Staufen-Höllengebirgsdecke und der Reichraminger Decke

3.1.1. Gutensteiner und Reiflinger Kalke (Anis–Ladin)

Die Gutensteiner Kalke sind wie üblich dunkelgraue bis schwarze oder braunschwarze weißgeaderte Kalke, in der Regel bankig, mitunter besonders dünnbankig, aber auch mit massigen Partien. Ein Übergang mit Wechsellagerungen vermittelt zu den hangenden Reiflinger Kalken, die meist graue bis braungraue höckerige 1–2 dm gebankte Hornsteinkalke zu sein pflegen. Die Hornsteinbildung kann man nach Erfahrungen in deutlich vulkanisch beeinflußten Gebieten mit dem bekannten Vulkanismus in Zusammenhang bringen.

Am Forstweg am Südhang des Zeitschenberges konnte man in der Nähe des Bergvorsprunges nördlich Zeitschen sehen, daß schon in normalen Gutensteiner Kalken Lagen von Reiflinger Typus mit kleinen Hornsteinen auftreten können. Im richtigen Reiflinger Kalk wurden öfter feinsandige Flasern gesehen, die vulkanische Einstreuungen sind. Die Hauptmasse der Reiflinger Kalke beginnt östlich des südlichen Bergvorsprunges. Dort wird z.B. eine Einlage von braunem blättrigem Tonstein (Tuffit) von sandigem Kalk mit einer klastischen Lage mit Fossilsplittern überlagert. Wenig östlich wurde eine Wechsellagerung von grünlichem Letten (Tuffit) mit dünnen (5–10 cm) sandigen Kalkbänken, die oft geschichtet sind, unter einem braungrauen dickbankigen Kalk beobachtet.

An tuffitischen Lagen wurden häufig geringe, selten aber auch größere Mächtigkeiten – bis mehrere Meter – festgestellt. Sie treten vorzugsweise im Grenzbereich von Gutensteiner und Reiflinger Kalken auf.

Nördlich vom Pietschstein spitzt der antiklinal gebaute Reiflinger Kalk gegen Westen aus; an einer Störungszone, die die Furche bei Bauernreut durchzieht, nach WNW in den Graben SW Stummerreut übertritt und südlich des Gehöftes rund hundert Meter versetzt ist. An der Störung ziehen die letzten Reste dieser Antiklinale in Form einiger Kalklinsen weiter, die von Lunzer Schichten umgeben sind. Es sind dichte, oft ein wenig fleckige grauweiße, auch grünliche oder gelbliche, nur selten dunkelgraue bankige, meist hornsteinführende Kalke oder selten hellbräunlichgraue Bankkalke ohne Hornsteine. Gelegentlich sieht man auch dunklere Suturen. Trotzdem keine Fossilien gefunden werden konnten, kann kein Zweifel bestehen, daß es sich um allerdings ein wenig untypische Reiflinger Kalke handelt. Im Graben westlich Stummerreut steigert sich die Tektonisierung dieser Kalke bis zur Mylonitisierung (bei ca. 785 m Höhe, wo ein alter Weg quert). Ein anderes Vorkommen von hauptsächlich Gutensteiner Kalken befindet sich im Hangfuß des Falkensteins bei Dirnbach. Man darf sie allerdings nicht mit den Opponitzer Kalken verwechseln, die nämlich an der Straße nach Pernkopf in ähnlicher Position anstehen.

Abgesehen von Gutensteiner Kalken an der Basis des Wettersteinkalkes vertreten Gutensteiner und Reiflinger Kalke die Beckenfazies, die die Riffazies des Wettersteinkalkes im Süden weitgehend ersetzt und zwar im Bergland um Steyrling.

3.1.2. Wettersteinkalk und -dolomit (Ladin)

Eine große Massenanhäufung bilden die Wettersteinkalke des Sengsengebirges. Es sind teils massige, teils großgebankte gelblich- bis bräunlichweiße Kalke. Die mehr massigen sind die eigentlichen Riffkalke, die gebankten gehören den rückwärtigen Teilen des Riffes an. Genauere Studien wurden nicht gemacht. Die größten weit über 500 m betragenden Mächtigkeiten liegen im zentralen Sengsengebirge und scheinen sowohl nach Osten (Krestenberg) als auch gegen Westen (Kremsmauer) abzunehmen.

Im westlicheren Gebiet, etwa zwischen der Gegend nördlich St. Pankraz und über das Durchbruchstal der Steyr hinaus sind die Wettersteinkalke im Süden z.T. dolomitisiert; es gibt Übergänge und auch nicht dolomitisierte Körper im Dolomit. Auf dem Blatt Kirchdorf (1 : 75.000) sind die Dolomite als Hauptdolomite fälschlich angesprochen und es ist anzunehmen, daß dasselbe auch für die Dolomite südlich der Kremsmauer gilt. Aber östlich der Gegend um die Einserhütte besteht der Hauptdolomit zurecht und grenzt dort an einer NE-verlaufenden Störung an den Wettersteindolomit. Von da ab weiter gegen Osten herrscht das Profil Wettersteinkalk – Lunzer Schichten – Opponitzer Kalk – Hauptdolomit.

Östlicher gibt es noch Wettersteindolomit in der Antiklinale ENE Patzlberg. Der Übergang in die Beckenfazies ist nirgends aufgeschlossen und sicher durch Störungen verschleiert, aber an der Zunahme der Mächtigkeit der Lunzer Schichten abzulesen. Einige Kilometer östlich tritt sie aber massiv in Erscheinung.

Westlich Steyrbrücke war an einem Forstweg ein interessantes Profil aufgeschlossen. Von Süden nach Norden kommt man aus dem großen Hauptdolomitgebiet um den Weißen Berg westlich der Steyr, das eine unmittelbare Fortsetzung des Tamberges ist, in eine Mulde, in der sichtlich Lunzer Schichten anstehen. Dann folgt ein markanterer Rücken, der auch östlich Steyrbrücke eine kurze Fortsetzung hat, ehe er nach Osten im Störungsbereich verschwindet. Er besteht aus einem gebankten dunkler braungrauen leicht bituminösen Dolomit, den man für Hauptdolomit halten könnte. Im Norden wird er dünnbankig und zunehmend dunkler und geht in dünnbankige Gutensteiner und Reiflinger Kalke über, die an der Bundesstraße anstehen. Nach diesem Befund vertritt er also das Niveau des Wettersteindolomites! Man muß daraus folgern,

daß dieser Dolomit in der Beckenfazies den normalen Wettersteindolomit vertritt. Man könnte also von einer Steyrlinger Fazies sprechen. Nach Aussage der geologischen Karte Blatt Kirchdorf streicht er offenbar weit ins Kasberggebiet hinüber.

3.1.3. Lunzer Schichten (Unterkarn)

Die Lunzer Schichten bestehen, grob gesprochen, aus den Reingrabener Schiefern als einem tieferen Niveau und den Lunzer Sandsteinen als einem i. A. höheren Schichtstoß. Deutlich gibt es Unterschiede zwischen den auf Hochgebieten, also Riffzonen, abgelagerten Schichten und denen in Räumen der ladinischen Beckenfazies, vor allem in der Mächtigkeit. Die ersteren sind geringmächtig, die letzteren aber ziemlich mächtig. Es ist allerdings schwer, hier genauere stratigraphische Studien zu betreiben, denn die Aufschlußverhältnisse sind ausgesprochen schlecht, wobei die große Rutschfreudigkeit sich sehr ungünstig auswirkt. Auch die starken Störungen sind mitschuldig. Die größten Mächtigkeiten wurden im Raume des östlichen Salzatales und in den Talungen zwischen Augustinkogel, Wasserklotz und Zeitschenberg, die kleinsten über dem Riffgebiet des Sengsengebirges festgestellt.

Allgemein gesagt bestehen die Reingrabener Schiefer aus dunkelgrauen bis schwarzen, höchstens schwach mergeligen, Tonschiefern, die wegen ihres hohen Pyritgehaltes oft intensiv rostig verwittern. Daher sind sie oft braunschwarz bis rostbraun. Aber gelegentlich gibt es auch heller braungraue Abarten, die möglicherweise durch Verwitterung gebleicht sind. Bei tektonischer Beanspruchung nehmen sie öfter eine teigartige Beschaffenheit an. Die Lunzer Schichten liefern lebhaft braune Verwitterungslehme. Neben der Rutschfreudigkeit ist auch die starke Oberflächenvernässung erwähnenswert, die oft zu Versumpfung und Moorbildungen (insbesondere bei Stummerreut) geführt hat.

Die frisch grünlichgrauen Lunzer Sandsteine verwittern ebenfalls meist rostig. Sie sind immer feinkörnig und nicht kalkig. Es gibt zwar kompaktere Sandsteinlagen und -komplexe, doch ist in guten Aufschlüssen immer wieder zu sehen, daß sowohl einzelne Sandsteinbänke in den Schiefern, aber auch enge Wechsellagerungen zwischen Tonschiefern oder schluffigen Bildungen mit Sandsteinlagen vorkommen. In seltenen Fällen wurden auch dünnschichtige Sandsteine oder auch Schrägschichtung in Sandsteinen beobachtet.

Es scheint nun nicht so zu sein, daß in den mächtigen Lunzer Schichten zwei Sandsteinpakete oben und ein darunterliegendes Schieferpaket unterschieden werden müssen, sondern daß vermutlich in mehreren Stockwerken reichlich Sandsteinbänke in den dunklen Schiefern liegen. Doch scheint zu gelten, daß die Sandsteine oben häufiger sind als unten. Geschlossene Sandsteinpakete gibt es natürlich auch, z.B. im Graben nördlich Patzlberg, oder zwei im oberen Hanslgraben etwa SSW Langfirst (6 und 10 m). Ferner wurde im Graben südöstlich der Salzahütte etwa 15–20 m unterhalb der (hier tektonischen) Grenze zum Opponitzer Kalk eine geringe Kohleschmitze in dunklem Schieferton beobachtet, über der Lunzer Sandstein reichlicher auftritt. Jedoch sind mir keine Anzeichen oder Überlieferungen von Kohlevorkommen in diesem Raume bekanntgeworden. Ungeklärt ist die Frage, ob im Hauptbach nördlich Patzlberg oberhalb des Zwiesels lose herumliegende Stücke eines braunen bituminösen Mergels zu den Lunzer Schichten gehören – wie es den Eindruck macht – oder zu den Opponitzer Schichten zu zählen sind.

In der starken Störung dieser Gesteine mag auch der Grund für manche stratigraphische Unklarheiten liegen.

Die Lunzer Schichten des Sengsengebirges wurden zu wenig untersucht, um Details mitteilen zu können. Genaue Untersuchungen in dem östlich unmittelbar anschließenden Gebiet wurden von M. Behrens (1973) durchgeführt. Davon sei vor allem auf die Schwerminerale hingewiesen. Zu erwähnen sind (nach abnehmender Menge): Apatit, Turmalin, Zirkon, Granat, Rutil und Spinell. Er leitet sie von saueren und basischen Magmatiten aber auch von Metamorphiten her. Es ist möglich, eine Verbindung zum Schilfsandstein des germanischen Keupers herzustellen.

Es ist plausibel anzunehmen, daß in den tieferen Becken die Sandsteine in den Reingrabener Schiefern mehr aufgefingert sind, während sie in geringmächtigen Ablagerungen als geschlossenere Komplexe aufscheinen. Der sichtlich lebensfeindliche Charakter dieser Becken äußerst sich nicht nur im beträchtlichen Pyritgehalt der Tonsteine, sondern auch in der Fossilarmut. So haben z.B. wenige Stichproben keine Foraminiferen enthalten. Auch Megafossilien wurden nicht gefunden, nicht einmal Pflanzenreste. Doch dafür sind die Schiefer in den Aufschlüssen wohl zu sehr verwittert.

3.1.4. Opponitzer Kalk (Oberkarn)

Opponitzer Kalke sind hier überall über den Lunzer Schichten vorhanden und charakteristisch. Nur in tektonisch stark gestörten Gebieten wie in der Windischgarstener Störungszone kann man bisweilen im Zweifel sein, ob nicht vielleicht Gutensteiner Kalk vorliegt. Während diese Kalke im Sengsengebirge ebenso wie die Lunzer Schichten geringmächtig sind, schwellen sie in den im Oberkarn immer noch wirksamen Bekkenregionen bis gegen hundert Meter an.

Die Kalke sind in der Hauptmasse graubraun bis braungrau gefärbt und mehr oder minder bituminös. Abarten sind auch dunkelgrau und wittern bläulichgrau an. Im Schichtstoß wechseln mehr massige oder dickbankige Komplexe mit plattigen, dünnbankigen oder sogar dünnschichtigen ab, wobei hie und da auch hökkerige Schichtflächen vorkommen. Ferner gibt es dolomitische Partien, dolomitische Platten, oder den für den Übergang in den hangenden Hauptdolomit charakteristischen „Streifendolomit", der aus einer dünnschichtigen Wechsellagerung von dunkleren dolomitisch-kalkigen und helleren Dolomitstreifen besteht. Im Grenzbereich zum Hauptdolomit wurden selten auch einige dünne Rauhwackenbänder beobachtet. In der Nähe vom Zistler wurde an der Grenze zum Hauptdolomit ein bräunlichgrauer oolithischer Kalk gesehen. Eine Grenzregion von Lunzer Schichten und Opponitzer Kalk war am Forstweg Langfirst aufgeschlossen: Dort lagen wenige dünne dunkle Kalkbänke in grün-

grauen Tonschiefern. Aber leider scheint diese Grenze fast immer tektonisch überarbeitet zu sein.

Örtlich, vorzugsweise in massigen Partien, treten Hornsteine auf, die meistens rundlich von Gestalt sind. An der Straße zum Haslersgatter waren sie besonders gut zu sehen; sie erinnern wegen der weißlichen Oberfläche an im Gestein steckende Tennisbälle.

Es ist auch wertvoll zu wissen, daß z.B. am Forstweg Langfirst in den Opponitzer Kalk zwei bis drei Lagen dunkler Reingrabener Schiefer eingeschaltet sind, die eine 0,3–0,5 m, die andere ca. 2 m mächtig. Die letztere liegt unter dickbankigem Kalk, der nach oben in dünnbankigen übergeht. Gleich beim Taleingang nördlich Patzlberg ist in einem verfallenen Steinbruch am rechten Bachufer in Opponitzer Kalk eine zu einer Synklinale zusammengebogene etwa 1,5–2 m mächtige Schicht von dünnschichtig spaltenden dunkelbraungrauen, braun anwitternden bituminösen Kalkschiefern an steilen Störungen mit besonders im Norden starker Mylonitisierung eingeklemmt.

Die Lage im Normalprofil zwischen Lunzer Schichten und Hauptdolomit (in den deutlich Übergänge stattfinden) ist für die Einordnung beweiskräftig genug. Allerdings können in tektonisch gestörten Gebieten, was hier oft genug der Fall ist, Zweifel aufkommen. Immerhin wurden an mehreren Stellen Fossilien gefunden: am Weg NE Zistler, am Weg zur Groissenalm nahe einer Quelle, am Forstweg SE Haslersgatter nahe 1200 m, im oberen Salzatal NNW Kleinerberg, am Südhang WSW Augustinkogel und an dem Sträßchen etwa N Bahnstation Hinterstoder, vor allem *Lopha montiscaprilis* (KLIPST.). Die Schalen kommen in etwa 2–4 cm dicken Kalkplatten vor neben vielen Bivalven und Gastropoden sowie ein wenig Echinodermenspat. Bei den dunkelgrauen Mikriten mit pyritstaubigen Fleckchen kann man von Schillbänken sprechen, die aber nicht häufig zu sein scheinen. Unklare Kalkvorkommen kann man – mit Glück – nach Dünnschliffen einstufen.

Es liegt eine kleine Zahl von Dünnschliffen vor.

Sie zeigen meist Mikrite, die öfter umzukristallisieren beginnen. Ab und zu durchziehen sie dünne braune gewundene Suturen. Der Mikrit ist erfüllt mit kleinen Intraklasten, die bisweilen als Ooide erkennbar sind. Dazu kommen kleine Bivalvenschälchen, Echinodermenspat und Foraminiferen (meist Glomospiren, selten Cornuspira und „Textularia"). In anderen findet man deutliche kleine Ooide und Onkoide; Foraminiferen sind wenige und uncharakteristisch. Zu diesem Kalk paßt der braune bituminöse Kalk im Teichltal bei Unterlainberg WSW Rohrau, der zahlreiche Ooide und Onkoide mit oft mehrfachen Krusten, aber auch einige Intraklaste, die dünne oder überhaupt keine Krusten haben, enthält. Foraminiferen sind sehr selten und schlecht kenntlich.

Wie die Gesteine der letzteren Dünnschliffe sind auch Proben aus der Umgebung vom Steinwändler im Veichltal gesammelt worden, um Altershinweise zu erhalten.

Hier gibt es neben den Ooiden und Onkoiden größere löcherige Algenknollen mit kalziterfüllten Lumina sowie häufig Foraminiferen, darunter viele Glomospiren, *Paratrocholina eomesozoica* OBERHAUSER, *Endothyra* sp. (aff. *E. küpperi* OBERH.), Meandrospira, Bigenerina ?, Permodiscus ?, Variostoma ?, „Textularia", Echinodermenspat und kleine Gastropoden.

Somit kann man auch den helleren Kalk östlich Steinwändler ins Karn einstufen.

Schließlich wäre die Frage aufzuwerfen, ob es hier nicht auch Reste von Salinar der Opponitzer Schichten gibt. Zwischen 500 und 1200 m östlich Muttling und im Ostteil des vom Haslersgatter nach ESE herabkommenden Forstweges wurden Verwitterungsreste von Haselgebirgscharakter, nämlich graue bis gelbbraune Lehme mit gelegentlich bunten Schmitzen und Stückchen gelber Rauhwacken, sowie gelbem und grauem Dolomitgrus beobachtet. Nachdem aber bisher kein wirklich brauchbarer Aufschluß gefunden werden konnte, muß die Frage offen bleiben. Dafür sprechen könnten die einmal beobachteten Rauhwackenlagen im Hauptdolomit an der Grenze zum Opponitzer Kalk oder die dünnen Rauhwackenlagen in dolomitischem dünnschichtigem plattigem Opponitzer Kalk an der Grenze zum Hauptdolomit in der Salzatalenge und auch die nicht allzu große Entfernung zu bekanntem Opponitzer Salinar (ca. 15 km). Weniger wahrscheinlich scheint mir zu sein, daß es mit den Salzgebirgen im Süden zusammenhängt.

3.1.5. Hauptdolomit (Nor)

Über den Hauptdolomit ist wenig zu berichten. Wie meistens ist er grau bis braungrau, gebankt, meist ein wenig bituminös und verwittert in der charakteristischen Art kleinstückig. Ton- oder Mergelzwischenlagen wurden hier nie beobachtet, auch nicht im westlichen Hintergebirge, wo ausgezeichnete Aufschlüsse an Forstwegen vorhanden sind. Das zum Unterschied vom Hauptdolomit der Ternberger Decke am Gunst (siehe 2.2.1.). Selbstverständlich ist die Bankung in den tektonisch stark beanspruchten Dolomiten der Steinwand oft gestört oder verlorengegangen. Eine zweite Form der Veränderung ergibt sich durch alte Verwitterung und Auflockerung zu Beginn der Gosautransgression (siehe 3.1.9.1.1.).

Mit einer Ausnahme wurden keine Fossilien gesehen, allerdings auch nicht gesucht, weil der Hauptdolomit als keineswegs fossilhöffig gelten muß. Die Ausnahme: In der Schottergrube beim Mitterhuber im östlichen Veichltal wurden im Hauptdolomit z.T. helle stengel- oder schlauchartige umkristallisierte Gebilde gefunden, die Korallen, Schwämmen oder Kalkalgen zugeschrieben werden können. Keinerlei ursprüngliche Strukturen sind erhalten geblieben. Stücke davon sind im geologischen Lehrpfad in Windischgarsten ausgestellt (S. PREY, 1974).

Die Mächtigkeit des Hauptdolomits ist hier beträchtlich, jedenfalls über 500 m, doch ist sie schwer abzuschätzen, wenn man die häufig erkennbare Faltung und Störung in Rechnung stellt.

Über dem Hauptdolomit sollte Plattenkalk folgen. Vereinzelte Vorkommen davon sind aber nicht auskartierbar, sodaß er besser mit den Kössener Schichten gemeinsam besprochen werden soll.

3.1.6. Kössener Schichten und Plattenkalk (Rhät und Obernor)

Das größte Vorkommen liegt westlich Hinter Ramseben am Südwesthang des Tamberges und erstreckt sich bis zur Steyr zwischen Salmeranger und Roßbauer. Das meistenteils völlig zerfallene und verrutschte Vorkommen von Kössener Schichten und Plattenkalk hat etwa dreieckigen Umriß und ist rund 2,5 km lang und (im Westen) bis 1,2 km breit. Es ist vor

allem für die Tektonik von Bedeutung, denn es steht an einer im Steyrtal verlaufenden und durch ein kleines Gosauvorkommen markierten Störung, einer Deckengrenze, der reinen Dachsteinkalkfazies unmittelbar gegenüber. Es ist die Deckengrenze zwischen der Decke des Toten Gebirges und der Reichraminger Decke.

Man findet hier dunkelgraue bis dunkelbraungraue Kalke, die aus einer gebankten Schichtfolge stammen, öfter mit hell anwitternden Schmitzen und Lagen von Mergel, dann örtlich oolithische Kalke, sowie Spuren von weicheren graubraunen Mergeln. Auch knollige Kalke sind verbreitet, die aus grauen Kalkknollen in meist bräunlich anwitternden Mergeln bestehen (z.B. nahe Immerl NE Gausrab). Im Norden konnte man gelegentlich die Gesteinsgesellschaft des Plattenkalkes sehen, was dafür spricht, daß er auch ansteht. Das ganze Vorkommen wurde aber nur übersichtsmäßig begangen.

Für die Kössener Schichten charakteristisch sind manchmal festgestellte Lumachellen mit Brachiopoden und Bivalven, ferner Reste von „Lithodendron" (z.B. W Hinter Ramseben). Im Dünnschliff zeigt ein mikritischer Kalk zahlreiche dunkel-trübe Intraklaste, aber auch *Triasina hantkeni* MAJZON, *Permodiscus* sp., einige andere Foraminiferen, etwas Echinodermenspat und Schälchensplitter. Daß rhätische Kössener Schichten vorliegen, ist damit hinreichend bestätigt.

500 m östlich Vorder Puchriegl gibt es in der östlichen Fortsetzung eines schmalen Hauptdolomitzuges graubraune tektonisch oft stark zertrümmerte Kalke. Darin fanden sich öfter Lumachellen, gelegentlich auch Korallen, Bivalvenbruchstücke und etwas Crinoidenspat. Es kann wenig Zweifel geben, daß diese Gesteine auch zu den Kössener Schichten gehören.

3.1.7. Rhätkalke i.a. bzw. vorwiegend Oberrhätkalke

Die Kalke treten in schmalen oder nur sehr schmalen öfter unterbrochenen Zügen auf, die sich jedoch zumeist zu einer fortstreichenden Zone ordnen. Sie beginnen etwa 350 m E Bergerbauer, wo sie z.T. hellgelblich bis blaßbräunlich sind und in rote übergehen können (die denen N Kleiner gleichen), ziehen über Muttling in die Südhänge des Kleinerberges und enden im Graben 600 m östlich Planholzhütte. Ableger gibt es 4–500 m ENE Bergerbauer, NNE Hinter Puchriegl und, weit entfernt im Westen, sehr kleine, 300 m SW Gürrer. Die Kalke SW Kleinerberg liegen in einer engen grabenartigen tektonischen Struktur.

Die hierher gestellten Kalke sind entweder grau, meist aber hellbraun bis hellgelblichgrau, gelegentlich ein wenig bituminös. In den grauen zeigen sich im Dünnschliff häufiger zarte dunkle Suturen. Am Weg nordöstlich Bergerbauer zeigt ein Profil im Süden über Hauptdolomit hellbraune Kalke, die nach Norden in hellgraue bis hell-bräunlichgraue übergehen. Diese erhalten allmählich eine wellige Schichtung und gehen in eine gebankte Partie über. Es darf hier erwähnt werden, daß eine Einfüllung von Gosaumaterial in Klüfte der Kalke stattgefunden hat. Gelegentlich lassen sich feine organische Strukturen erkennen, mitunter auch undeutliche Lumachelle-Linsen. Im Hügel selbst wurden außerdem noch schwach knollige oder brecciöse Strukturen beobachtet, ferner auch grünliche Bestege auf Schichtflächen. Ähnlich sind auch die Kalke im Kalkzug nördlich Kleiner, wo wiederum Einfüllungen von roten Liaskalken mit ihnen tektonisch verflößt sind. Die hellgelbgrauen Kalke stehen auch nördlich Hinter Puchriegl an. Südwestlich Gürrer steht unterhalb einer Hauptdolomitnase eine kleine Linse von hellbraunem bis hellgelblichbraunem feinkörnig aussehendem Kalk an, der sehr an die Rhätkalke erinnert. Allerdings erinnern, allgemein gesagt, nur im Schutt registrierte Vorkommen von solchen Kalken mit braunem Hornstein an die Kalke bei Klamm.

Nordwestlich Klamm gibt es nämlich graue Kalke mit dunklen Suturen und Schmitzen in Verbindung mit grauen oder braunen, sogar rötlichgrauen hornsteinführenden Kalken, deren Altersfrage z.B. in Hinblick auf Opponitzer Kalk noch zu erörtern wäre. Sie sind eher rhätisch als karnisch.

Zur Klärung des Alters der Hauptmasse dieser Kalke wurden einige Dünnschliffe untersucht. Die beste Probe aus dem Kalkzug ENE Kleiner führt *Triasina hantkeni* MAJZON, aff. *Permodiscus* und einige andere Foraminiferen, unter ihnen eine „Lingulina" mit reitenden Kammern. Hier ist also das Rhätalter beweisbar. Brauchbar scheint auch die Probe vom Westende des Hügels N Bergerbauer, wo größere Exemplare von *Permodiscus pragsoides oscillens* (OBERH.) und (?)*Trocholina permodiscoides* OBERH. erkennbar sind. Meist sind aber die Foraminiferen so stark umkristallisiert, daß eine genauere Bestimmung nicht mehr möglich ist. Ein Gestein zeigte im Dünnschliff häufig Glomospiren und *Glomospirella* cf. *friedeli* KRISTAN. Ein anderer Fundpunkt von *Triasina hantkeni* MAJZON liegt in den Kalkschollen NE Mitter Puchriegl. Der Dünnschliff zeigt dieses Leitfossil der Obertrias in zahlreichen Exemplaren, begleitet von einer glatten *Trocholina* sp. Ein weiterer Fundpunkt von *Triasina* sp. liegt in den Kalken W Knirschenstein. In Fortsetzung des Kalkes vom Bergerbauern wurde im Hügel südöstlich Schwesternheim eine Kalkprobe untersucht, wo man nur mehr nach dem Umriß ?*Permodiscus pragsoides oscillens* (OBERH.) und *Trocholina* sp. erkennen kann. Dabei sind Textularia-artige Formen, *Glomospirella* sp., Schälchenreste von Mollusken, Brachiopoden, Ostracoden und einem Gastropoden.

Die Kalke selbst sind meist Mikrite, öfter mit kleinen dunkel-trüben Klümpchen und diversen Fossiltrümmern in oft nur geringen Mengen. Die dunkleren Kalke haben häufiger komplizierte dunkelbraune bis schwärzliche feine Suturen, oder Schwärme von solchen und verschiedene, gerade noch als organogen erkennbare Intraklasten. Manchmal kann der Mikrit zwischen den Klümpchen feinsparitisch werden. Bisweilen wurden Pseudomorphosen von Kalzit nach Permodiscen u. ä. gesichtet. Auch filamentartige Strukturen und Ostracodenschälchen kann man finden. Selten einmal wurden auch Formen von „Lingulina"-Gestalt mit stark reitenden Kammern und einmal eine Ammobaculites-ähnliche Form beobachtet. Glomospiren sind fast immer vorhanden.

Ein untersuchter Kalk (ENE Kleiner) von rötlichgelber Farbe war ohne Besonderheit: ein Mikrit mit einigen kleinen dunkleren Flecken und ziemlich häufig braunen Suturen. Fast keine Foraminiferen, einige Ostracoden.

3.1.8. Liaskalke

Teils rote, teils gelbe Kalke ENE Kleiner haben etwas fleckige Farben und feine braune gewundene und oft flaserartige Suturen. Einige Schälchenreste, Ostra-

coden; Radiolarien und Schwammnadeln sind alle stark umkristallisiert.

Es sind deutlicher erkennbar die blaßroten bis hellroten Hierlatzkalke des Unterlias, die ja sehr charakteristisch sind und nicht näher beschrieben werden müssen. Hier allerdings kommen sie zumeist als rote Einsprengungen in gelblichgrauen, nur örtlich rötlichen Oberrhätkalken vor.

Eine solche Einsprengung aus dem Kalkzug ENE Kleiner (vom nördlichen Felsen der westlichen Abbrüche zum Graben nördlich der Quellen an der Kleinerstraße) u.d.M.:

Roter Mikrit mit einer wohl auf Schichtung beruhenden helleren Streifung, gewundenen braunen Suturen und locker eingestreutem Fossilgrus. Dagegen deutlicher abgegrenzt ist dicht gepackter Crinoidengrus mit einigen Foraminiferen, der übrigens gegen tektonische Einwirkung empfindlicher ist als der Mikrit. Foraminiferen: *Involutina liassica* (JONES), etwas deformiert, Dentalinen, Nodosarien, Robulus, rotalide Formen, Cornuspira, Pseudoglandulina, Lingulina ?, Marginulina ?; Ostracoden sind mitunter zweiklappig. In einem anderen Dünnschliff könnte eine Form als *Neoangulodiscus leischneri* KRISTAN gedeutet werden.

Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung können die Echinodermenstrukturen durch Umkristallisation oft stark verwischt erscheinen.

Rhät- und Liaskalke sind oft eng verbunden, wobei die Tektonik den Eindruck der Verknetung verstärkt. Jedenfalls ist es sicher so, daß die Liaskalke oft nur als Schmitzen oder Gängchen im Oberrhätkalk eingelassen sind. Bei der starken Aderung mit Kluftkalzit werden die Beziehungen der beiden meist verschleiert.

Um Klarheit zu gewinnen, wurden die Oberrhät- und Liaskalke im Tal der Krummen Steyrling nördlich vom Kaltenbrunner Jagdhaus untersucht. Dort waren in einem Straßenanschnitt hellgraue bis hellgelbgraue Kalke anstehend zu sehen, die stellenweise reich sind an roten tonigen Schmitzen und Adern (an einer Stelle auch harte schwarze Schmitzen). Interessant sind mehrere gangförmige Einschaltungen von rotem Hierlatzkalk in den meist gelblichgrauen Kalken. Es kann kein Zweifel sein, daß die Liaskalke in Klüfte, Adern und sogar Äderchen des gelbgrauen Kalkes eingefüllt sind, wie man an so manchen Stellen anderswo auch sehen kann, z.B. auch an der Bundesstraße südlich Traunkirchen.

Ein grauer Kalk von dort erwies sich im Dünnschliff als Mikrit mit örtlich kleinen Pyritkörnchen und eigentümlichen Karbonatfleckchen mit stärkerem trüb-braungrauem Rand und einem trüben Hof, die übrigens auch im Zug N Kleiner – Bergerbauer gelegentlich gefunden wurden. Ein gelbgrauer Kalk ist ein Mikrit mit häufig organogenen Splitterchen. Fossilien: *Triasina hantkeni* MAJZON, *Trocholina* sp., *Permodiscus* cf. *pragsoides oscillens* (OBERH.), Schwammreste, Ostracoden, Filamente, selten Echinodermenspat, Gastropoden und Brachiopodentrümmer.

Ein Schliff traf die im Mikrobereich tektonisch verstellte Grenze von Oberrhätkalk mit *Triasina hantkeni* MAJZON gegen roten Hierlatzkalk, der ein braunroter Mikrit mit Filamenten, Crinoiden und Brachiopodenresten ist. An der Grenze oft braune Suturen.

Der Beweis für die Oberrhätkalke dürfte ganz, der für die Hierlatzkalke genügend gelungen sein.

Hier sei eine Nebenbemerkung gestattet: An der Krummen Steyrling wurden rote Kalke untersucht, die als lose Blöcke zwischen den Hierlatzkalken lagen. Ihre Besonderheit war das Vorkommen von Jura-Globigerinen, die W. FUCHS geneigt war, nach seinen Erfahrungen als oberjurassisch einzustufen. Sie scheinen also Sturzblöcke zu sein, die offenbar nichts mit Rotkalkeinschaltungen im Hierlatzkalk (siehe 3.2.12.) zu tun haben.

Das Vorkommen der Rhät- und Liaskalke in der schon erwähnten beim Kleiner fast grabenartigen tektonisch gepreßten Struktur verursacht eine oft intensive Kalzitaderung und tektonische Zerstörung.

Etwas unklare Kalkvorkommen

Zwischen 400 m WNW Klamm und 400 m E Muttling streicht ein schmaler, zeitweise unterbrochener Kalkzug durch, der aus bräunlichgrauen Kalken mit gelegentlich schwarzen Schmitzen und einigen Suturen, örtlich gelbgrauen bis dunkelgrauen oder hellgrauen Kalken, ferner aus ziemlich dunklen graubraunen bis rötlichgrauen Hornstein-führenden Kalken besteht. NNE Muttling befindet sich an der Straße ein kleiner verlassener Steinbruch in grauen bis bräunlichgrauen oder dunkelgrauen Kalken, in deren Mitte eine andeutungsweise gebankte, 2–3 m dicke flache Hornstein-führende Partie aufgeschlossen ist.

Dünnschliffe haben keine brauchbaren Altershinweise geliefert.

Es sind mikritische bis in Flecken feinsparitische Kalke mit trüben Intraklasten, aber auch dünn umrindeten Körperchen. Außer Glomospiren gibt es wenige Schälchentrümmer, selten Echinodermenspat. Ein anderer Typus zeigt viele Kalzitklümpchen und Intraklaste, mergelige Flasern und dunkle Suturen, aber kaum Fossilien, jedoch grünliche Karbonatfleckchen mit trüber Rinde und heller trübem Hof. Selten nur zeigten sich in gefleckter Mikrit Filamente, Ostracoden, kleine Permodiscen, Echinodermenspat und umkristallisierte ?Radiolarien. In einem Gestein NNW Klamm waren Intraklaste dünn dunkel umrandet, sodaß röhrchen-, sack- oder ringähnliche Figuren entstanden. In einem anderen braungrauen Kalk (nahe dem vorigen) fanden sich sehr kleine Glomospiren und wenige „Lingulinen" mit reitenden Kammern.

Ohne Altershinweise kann man nur theoretisch erörtern, ob die Kalke nun Opponitzer Kalke (große Sturzblöcke?), Rhät- oder irgendwelche Jurakalke sind. Nachdem aber dieser Kalkzug in der genaueren Fortsetzung des Kalkzuges nördlich Kleiner gelegen ist, dürfte es wahrscheinlicher sein, daß sie – am ehesten – in den rhätischen Gesteinsverband (Kössener Schichten) gehören.

Damit schließt das Trias–Juraprofil dieses (engeren) Raumes. Nach einer starken mittelcretacischen tektonischen Phase transgredieren über Falten- und Deckenbau die Gosauschichten.

3.1.9. Die Gosau der Staufen-Höllengebirgs- und der Reichraminger Decke

3.1.9.1. Ältere Gosau

3.1.9.1.1. Basalbildungen

Im Gebiet der Reichraminger Decke des Sengsengebirges liegen die Basalbildungen der Gosau fast ausschließlich auf Hauptdolomit und werden durch ihn charakterisiert. Am Ostfuß des Tamberges hingegen reichen die bunten Gosaukonglomerate des Windischgarstener Beckens in den Raum der Reichraminger Decke herein.

An der vorgosauischen Oberfläche ist der Hauptdolomit meist deutlich aufgelockert und vergrust. Unauffällig stellen sich Umlagerungen ein, die entweder (in besseren Aufschlüssen) durch sedimentäre Schichtungen oder durch nach oben zunehmende Einstreuung von Dolomitgeröllchen erkennbar werden. Diese Sedimente gehen nach oben über in dolomitisch oder kalkig ge-

bundene Dolomitsandsteine. Die feinen bis groben Dolomitkomponenten sind in der Regel gut gerundet. Nicht selten sind größere (oft bis ca. 2 cm) Dolomitgerölle eingelagert, die sich öfter zu konglomeratischen Schlieren oder Linsen sammeln. Die grobsandigen bis feinkonglomeratischen Bildungen können mit unserem Arbeitsnamen „Erbsenstein" vortrefflich charakterisiert werden. Diese groben Sedimente gehen häufig über in feinkörnige kalkige Dolomitsandsteine und sandige Kalke, die ebenfalls Grobsand- und Geröllinsen umschließen und öfter Fossilreste enthalten, wie Inoceramensplitter, Bivalvenbruchstücke, nicht selten zusammengeschwemmte Rudistentrümmer („Rudistenkalke"), mitunter auch Seeigelstacheln und Pflanzenhäcksel. In den sandigen Bildungen kann der Kalkgehalt so groß werden, daß sie zu Karsterscheinungen (z.B. Karrenbildung) neigen. Am Hügel nördlich Bergerbauer gibt es in feinkörnigeren Dolomitsandsteinen mit Dolomitgeröllchen Inoceramensplitter; wo Hornsteinkalke in der Nähe sind, können in den Basalbildungen auch Hornsteinsplitter beobachtet werden.

Vor allem die mittelgroben Sandsteine waren wegen ihrer leichten Bearbeitbarkeit als Bausteine sehr beliebt. Zeugnis davon gibt eine Reihe von größtenteils verfallenen Steinbrüchen (Wandzug oberhalb Rieplsberg und andere kleine Steingewinnungen bis in die Gegend vom Weißensteiner). Die gute Rundung der Geröllchen spricht für eine Aufarbeitung des Dolomites durch die Brandung. Beispiele für die Verwendung sind z.B. die Kirche in Spital a. P. und Bauten der Pyhrnbahn.

Ausnahmen sind feinkörnige Bildungen, wie die besprochenen, mit eingestreutem eckigem Dolomitgrus, ja einmal sogar mit großen Dolomitblöcken, die Eingleitungen sein dürften (nordwestlich vom Steinbruch NE Rieplsberg). In der Vord. Tambergau nördlich Gehöft Hunger an einem Forstweg wurden schwemmfächerartige kleine Einstreuungen von Dolomitgrus in Gosaumergeln mit Sandsteinbänkchen beobachtet.

Gelegentlich konnte man sehen, daß in der Nähe von Kalkvorkommen in den Basalbildungen auch solche Kalke als Komponenten vorkommen können. Es gibt aber auch Basalbreccien, die nur wenige Meter mächtig sind und aus lokalen Kalkkomponenten bestehen. Im Schalchgraben (WNW Gradau) sind sie nur wenige Meter mächtig aufgeschlossen und werden von grauen Gosaumergeln überlagert, die übrigens der Fauna nach obersanton sind (vgl. 3.1.9.2.1.).

Die Mächtigkeit der Basalbildungen beträgt in der Regel einige Meter bis etliche Zehnermeter, ist aber wegen der häufigen tektonischen Störungen oft nicht genau bestimmbar.

Alles in allem wechseln die Sedimente sowohl vertikal als auch horizontal sehr rasch. Es gibt auch etwas weichere mergelige Lagen, die sogar geschlämmt werden konnten. Hinzu kommt, daß z.B. ENE Wartegg konglomeratische Dolomitsandsteine auch als Kluftfüllungen in Hauptdolomit beobachtet werden konnten.

Was die Fossilführung betrifft, so ist zu sagen, daß die meisten Fossilreste, wie Bivalven, wenig über das Alter aussagen, die Inoceramenreste sind unbestimmbar, die in charakteristischer Weise oft zusammengeschwemmt sind. Am Weg nördlich Rieplsberg wurde ein schlecht erhaltener Ammonit gefunden (der abhandengekommen ist).

Die armen, mitunter sehr armen und kleinwüchsigen, schlecht erhaltenen Foraminiferenfaunen sind immerhin charakteristisch. Man kann sagen, man findet immer einige Exemplare von *Globotruncana* ex gr. *lapparenti* BOLLI, nur sehr wenige Hedbergellen und Gümbelinen, allenfalls Lenticulinen, rotalide Formen, nicht immer einige Sandschaler, wie *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia pupoides* (d'ORB.), dreikantige Sandschaler. Eine Probe (WSW Panholz) fiel durch häufigere Milioliden auf. Als charakteristisch anführen kann man ferner häufig Ostracoden und Limonitstengel und fast immer Gastropoden, Muschelbrut, Seeigelstacheln, Schwammreste, Inoceramensplitter, kohlige Pflanzenreste, Fischzähne und in einer Probe auch *Triceratium* sp. Die Proben stammen aus weicheren mergeligeren Lagen.

Interessant sind einige von H. STRADNER bestimmte Nannofloren, weil sie beweisen, daß Gestein aus älteren Formationen umgelagert worden ist.

So lieferte eine solche weichere Lage in „Gosaukalk" NNE Mt. Puchriegl *Coccolithus barnesae* (BLACK), *Lithraphidites carniolensis* DEFL., *Parhabdolithus embergeri* (NOEL), *Calculites ovalis* (STRAD.), *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus* sp. und *Nannoconus* sp., nach STRADNER Cenoman. Oder zwei andere Proben nahe der Panholzmauer, die eine mit *Nannoconus steinmanni* KAMPTNER, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Zygolithus diplogrammus* DEFL., die andere mit *Braarudosphaera* cf. *africana* (STRAD.), *Parhabdolithus embergeri* (NOEL), *Chiastozygus litterarius* (GORKA) und *Zygolithus diplogrammus* DEFL. Beide sind nach STRADNER ?Unterkreide. Nachdem überall deutliche Foraminiferenfaunen des Coniac vorliegen, ist die Umlagerung beweisbar. Sedimente der Unter- und Mittelkreide sind also offensichtlich im Ablagerungsgebiet der hier besprochenen Gosauschichten vor und spätestens bei der Transgression praktisch restlos entfernt worden.

Aber es gibt auch Proben mit Nannofloren der Oberkreide (ab Oberturon), die allerdings auch schlecht erhalten sind (H. STRADNER): Aus dem Graben SW Panholz mit *Cretarhabdus anthophorus* DEFL. & FERT., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Micula staurophora* (GARD.), *Marthasterites furcatus* (DEFL.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK). In einer anderen Probe aus einem Seitengraben E Panholz waren dazu noch *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.) und *Zygolithus diplogrammus* DEFL. dabei.

Was die Kontakte zum Hangenden betrifft, so konnten kaum welche beobachtet werden. Sicherlich sind sie oft tektonisch überarbeitet und unkenntlich geworden. Nur einmal, und zwar nördlich Weißenstein, wurde im Hangenden von blaugrauem Kalksandstein ein Übergang in Mergel festgestellt.

Da die Basisbildungen der Gosau in einer Umgebung von Mergeln als Härtlinge auswittern, bieten sie gute Aufschlüsse. Eines der wichtigsten Vorkommen liegt in dem schmalen Rücken mit Wandzug, der etwa vom Kl. Kleiner über Muttling in die Umgebung des Bergerbauern und nördlich von Weißenstein vorbei nach Osten zieht. Vor allem südlich vom Bergerbauern gibt es gute Aufschlüsse. Die westliche Fortsetzung streicht ins Salzatal hinein bis in die Gegend von Panholz. So z.B. besteht der Gipfel des Hauptdolomitfelsens der Panholzmauer aus solchen Dolomitsandsteinen der Gosau, am besten erkennbar, wenn man im Dolomitgrus ab und zu ein kleines Dolomitgerölle findet. Ein analoges sehr kleines Vorkommen liegt westlich vom Gipfel des Radingberges. Die

Vorkommen bei der Reitbrücke und im östlichsten Tamberg sind neben Breccien auch reicher an Konglomeraten, wie sie an den Rändern des Windischgarstener Beckens bekannt sind (siehe Kap. 3.1.9.1.). Auch am Lainberg (SE St. Pankraz) gibt es außer den Vorkommen am Ostende ein kleines von Gosaubreccien etwa westlich der Eisenbahnbrücke, erhalten an einer Störung.

3.1.9.1.2. Übergangsbildungen aus der basalen Gosau

Hierher zu stellen sind graue bis braungraue feinsandige Mergel, deren Faunen enge Beziehungen zu denen der basalen Gosau aufweisen. Schon hier beginnen aber die Faunen etwas reicher zu werden, eine Tendenz, die zunächst bis ins Obersanton anhält.

Es sind die armen Faunen der basalen Gosau ein wenig bereichert vor allem durch *Globotruncana lapparenti angusticarinata* BOLLI und eine kümmerliche *Stensiöina exsculpta* (RSS.). Ferner sind erwähnenswert stellenweise *Marginulina gosae* (RSS.), *Höglundina* sp., eine größere *Chilostomella* (Limonitsteinkerne) und *Spirophthalmidium cretaceum* (RSS.). Hedbergellen und Gümbelinen pflegen nur ganz spärlich vorhanden zu sein.

3.1.9.1.3. Ältere Gosau speziell

Der Hauptbestand sind graue, meist bräunlich oder braun verfärbte feinsandige Mergel, oft schieferig, manchmal auch dünn gebankt oder ein wenig knollig, oder es wechseln weichere und härtere Lagen. Gelegentlich findet man schlechte und meist sehr kleine Reste von Gastropoden und Bivalven. In den Mergeln kann man Sandsteinlagen finden: einerseits mürbe Lagen, die auch schieferig sein und kleine Fossilreste enthalten können, andererseits auch stärkere Lagen, die aber öfter in die Mergel übergehen. Eines der wenigen sandsteinreicheren Pakete liegt im Bereich der Straße NE Muttling und (andeutungsweise) westlich davon. In braungrauen feinsandigen Mergeln liegen dort bis 70 cm starke teils feinkörnige, teils gröberkörnige Sandsteinlagen, die oft keine Gradierung zeigen. In gröberen Sandsteinen findet man öfter Fossilsplitter oder grünliches exotisches Material. Breccien mit Kalkkomponenten kommen vor. Als Seltenheit sind Konglomeratlagen zu nennen. Die einst guten Aufschlüsse sind heute wenig attraktiv.

Charakteristisch für die tiefere Gosau samt den Basalbildungen sind die von G. WOLETZ (in S. PREY et al., 1959) bestimmten Schwermineralspektren. Bezeichnend sind oft bedeutende Mengen von Chromit (Chromspinell) und Zirkon, wogegen Rutil und Turmalin, noch mehr Granat und Apatit stark zurücktreten. Aus diesen Untersuchungen geht auch der deutliche Unterschied zu den Spektren der Nierentaler Schichten hervor. Der Gehalt an Chromit (Chromspinell) ist schon Gegenstand plattentektonischer Überlegungen geworden.

Ab und zu wurden Rudisten gefunden, einerseits direkt in Mergeln, wie z.B. an dem Güterweg nach Rieplsberg, oder in Rudistenbänken; oft sind diese aber bereits in situ zerstört worden. Meine Rudistenfunde stammen aus Mergeln, sind aber oft mit konglomeratischen Gesteinen verbunden. Vorkommen konnten im Gebiet des Kleiner sogar innerhalb einer Strecke von 1–2 km beobachtet werden. R. SIEBER bestimmte (z.B. Güterweg Rieplsberg) *Radiolites styriacus*. Andere Rudisten bauen, oft in Form von Trümmerkalken, Rudistenkalke auf (H. ZAPFE, 1937). O. KÜHN (1965, 1967) gibt für den basalen Horizont der Gosau als charakteristisch an: *Hippurites gosaviensis* DOUVILLE, *H. exaratus* ZITTEL, *H. oppeli felixi* und *Radiolites styriacus*. Übrigens hält KÜHN die Rudisten unter bestimmten Umständen für brauchbare ökologische und stratigraphische Indikatoren. Jedoch hält er manche Einstufungen, insbesondere was höhere Rudistenhorizonte betrifft, für strittig. Beispiele von Rudistenkalken gibt es im Graben ESE Patzl sowie im Zug basaler Bildungen bis E Kleiner.

Gelegentlich wurden auch Inoceramen gefunden, so z.B. im Graben N ehem. Windhager Säge, meist Bruchstücke. In kalkigen basalen Sandsteinen kann man öfter Inoceramensplitter sehen. NE Weißensteiner fanden sich neben Inoceramensplittern dünnschalige Bivalvenreste. Kleine Gastropoden und Bivalven findet man mitunter ebenfalls in Sandsteinen.

Die Foraminiferenfaunen sind charakteristisch. Von Globotruncanen sind tonangebend *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, und *Gl. lapparenti angusticarinata* BOLLI, während Formen der *Gl. concavata* BROTZEN und *Gl. globigerinoides* BROTZEN eher als Seltenheiten anzuführen sind. Hedbergellen und Gümbelinen sind schon ein wenig zahlreicher geworden als früher. Begleiter sind u.a. *Globigerinella aspera* (EHRENB.), Lenticulinen, Dentalinen (z.B. *D. oligostegia* RSS., *D. calimorpha* GRZYB.), *Vaginulina gosae* (RSS.), Gavelinellen (*G. lorneiana* [d'ORB.], *G. stelligera* MARIE), *Stensiöina exsculpta* (RSS.), *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), Gyroidinen (*G. nitida* [RSS.], *G. globosa* [v. HAG.]), Höglundinen (*H.* cf. *colomi* [DUBORD. & SIGAL], *H. favosoides* [EGGER]), *Triplasia murchisoni* RSS., ferner einige Sandschaler wie *Marssonella oxycona* MARSSON und *Dorothia pupoides* (d'ORB.) sowie Dreikanter. Nur selten, bzw. nur in einer Probe ein wenig angereichert sind *Neoflabellina deltoidea* WEDEKIND, *Frondicularia* cf. *archiaciana* D'ORB., *Fr. watersi* CUSHM., *Fr. angusta* (NIELSSON), *Fr.* cf. *striata* RSS., *Fr. lanceola bidentata* CUSHM., *Palmula* cf. *decorata* LOEBL. & TAPPAN, vereinzelt *Citharina enigmata* BULLARD, *Neoflabellina delicatissima* (PLUMMER) und *N. suturalis* (CUSHM.).

An weiteren Formen, die meist allerdings nur einzeln gefunden wurden, können angeführt werden: *Globigerinella voluta* (WHITE), *Hastigerinella simplex* MORROW, *Chilostomella* sp. (groß), *Vaginulina ensis* (RSS.), *Planularia complanata* (RSS.), *Marginulina* cf. *bulleta* RSS., *Vagulinopsis* sp., *Astacolus crepidula* (FICHTEL & MOLL), *Anomalina ammonoides* RSS., *Lenticulina velascoensis* WHITE, *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Gyroidina mendezensis* WHITE, *Ramulina laevis* JONES, *Triplasia taylorensis* (CUSHM. & WATERS), *Bulimina ovulum* RSS., sowie *Lituola irregularis* (ROEMER), *L. nautiloides* LAM., *Gaudryina austiniana* (CUSHM.), *G. navarroana* CUSHM., *Textularia subconica* FRANKE, *Verneuilina triquetra* (MÜNST.), *V. münsteri* RSS., *V. bronni* RSS, *Conorboides squamiformis* (RSS.), *Spiroplectammina* sp., *Spirophthalmidium cretaceum* (RSS.) und Milioliden.

In den Proben sind oft auch Inoceramensplitter und -prismen, Ostracoden, Seeigelstacheln, gelegentlich auch Fischzähne enthalten. Ferner ist anzumerken, daß häufig ein Teil der Foraminiferen pyritisiert oder z.T. pyritisiert ist, doch ist der Pyrit meist in Limonit übergegangen.

Es ist die bekannte coniac–untersantone Gosau.

Nannoproben liegen nur wenige vor. Einige sind durch *Micula staurophora* (GARD.), andere durch *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.) gekennzeichnet. Eine Flora als Bei-

spiel: *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Marthasterites furcatus* (DEFL.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKH.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK); eine andere Probe ergab *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Micula staurophora* (GARD.), *Cribrocorona gallica* (STRAD.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK), eine dritte *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Lithastrinus grilli* STRAD., *Zygolithus litterarius* (GORKA), *Z. diplogrammus* DEFL., *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.) und *Watznaueria barnesae* (BLACK). Auch *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL. wurde mehrmals gefunden. Anscheinend sind auch hier umgelagerte Formen vorhanden.

3.1.9.2. Gosau in der Fazies der Nierentaler Schichten (Obersanton–Eozän)

3.1.9.2.1. Pelagische Mergel des Obersanton–Untercampan

Die eben beschriebenen Mergel gehen über diejenigen mit den reichsten Faunen allmählich in heller graue und ein wenig weichere Mergel, die in der Regel keine klastischen Einlagerungen enthalten, über, die reiche und in Teilen ziemlich großwüchsige Foraminferenfaunen enthalten. Diese sind zwar nur Weiterentwicklungen der vorhergehenden Faunen, die aber durch neue Elemente bereichert sind. In charakteristischer Weise sind auf einmal Hedbergellen, Globigerinellen und Gümbelinen sehr zahlreich vertreten und erinnern an Faunen des Nordultrahelvetikums. Globotruncanen sind häufig: Neben bisher charakteristischen treten immer wenige Exemplare von *Globotruncana concavata carinata* BROTZEN und sogar *Gl. stuarti* (LAPP.) als wichtigste auf. Allmählich erscheinen zuerst *Pseudotextularia elegans* (RZEHAK), später auch *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Ventilabrella austiniana* CUSHM. und *Bolivina incrassata* RSS., vereinzelt *Reussella szajnochae* (GRZYB.), *Globorotalia membranacea* EHRENB., *Gl. pschadae* (KELLER) und eine kleine *Rzehakina* sp. Damit kann man sagen, daß diese Schichten das oberste Santon bis Untercampan umfassen.

Die Nannofloren unterscheiden sich nicht wesentlich von den älteren. Eine reichere Flora pflegt zu enthalten: *Proinsonia* sp. (klein), *Cribrosphaerella ehrenbergi* DEFL., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Micula staurophora* (GARD.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Zygolithus diplogrammus* DEFL. Eine andere Flora bestand aus *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL. und *Calculites ovalis* (STRAD.). Von Interesse ist die Feststellung, daß es auch Proben dieses Niveaus gibt, die ältere Formen – offenbar umgelagert – enthalten, wie *Braarudosphaera africana* (STRAD.), *Lucianorhabdus maleformis* REINHARDT oder *Nannoconus colomii* (DE LAPP.) (darauf wird noch zurückzukommen sein).

Wenn wir uns bei benachbarten Gosauvorkommen umsehen, z.B. in der Laussa, so könnte unser Schichtglied etwa den Spitzenbachschichten (F. FAUPL, 1983) altersmäßig entsprechen, jedoch sind die gleichalten Schichten im Raume Windischgarsten auffallend arm an Sandsteinen. Es scheint tatsächlich so zu sein, daß die Profile in der Gosau rasch wechseln und daher die Aufstellung eines allgemeingültigen Standardprofils schwierig ist. Die hier behandelten Schichten scheinen auch mitunter erhebliche Mächtigkeiten zu haben.

Ich würde am liebsten den Namen „Piesling-Schichten" vorschlagen, nach dem Sensenwerk Piesling, das etwa am Nordrand des nördlich Berger (Schweizersberg) breit durchziehenden Vorkommens gelegen ist. Sie sind wegen Farbe und Beschaffenheit oft schwer von den Mergeln der Älteren Gosau zu unterscheiden. Anderseits dokumentieren sie den Beginn der Meeresvertiefung, die dann die Fazies der Nierentaler Schichten bestimmt. Es ist daher vorteilhaft, sie dem Komplex der Nierentaler Schichten anzuschließen. Die Bedeutung dieser Stufe besteht auch darin, daß etwa um diese Zeit Foraminiferenmergel angeführt werden (z.B. B. PLÖCHINGER, 1980), Transgessionserscheinungen, vor allem im Osten, deutlich sind und die Gosau der Kainach überhaupt zu dieser Zeit erst beginnt.

Im Hangenden vollzieht sich ein rascher Übergang in die roten Tonmergel der Nierentaler Schichten, die sich auch durch plötzlich ziemlich kleinwüchsige Faunen von den hellgrauen Mergeln im Liegenden unterscheiden.

Hier stellt sich nun die Frage, wo gibt es in der Gosau der Reichraminger Decke des Sengsengebirges die in der Laussa so deutlich dokumentierte Diskordanz, die an die Basis des Campans gelegt wird (A. RUTTNER & G. WOLETZ, 1956; P. FAUPL, 1983).

Diese Gosau ist hier in einem Störungssystem gelegen, das einen oft sehr raschen Wechsel der Schichten verursacht – ein Umstand, der sehr viel zu verschleiern scheint. Trotzdem kann als einigermaßen auffallend vermerkt werden, daß die Streifen Älterer Gosau zumeist ziemlich schmal sind, während die Basalbildungen oft mehr Raum einnehmen. Das könnte ein Hinweis sein, daß die Ältere Gosau ziemlich tief abgetragen worden ist.

Bessere, wenn auch nicht sonnenklare Hinweise liefern spärlich auftretende brecciöse Bildungen, die in der Umgebung des Gehöftes Patzl (Abb. 5) sowie in den aus dem Salzatal gegen Kleiner hinaufziehenden Gräben beobachtet wurden. Doch sind diese Vorkommen oft so gestört, daß man schwer entscheiden kann, ob es sich um sedimentäre oder tektonische Bildungen handelt. In eng begrenzten Vorkommen liegen in einer Matrix aus etwa obersantonen sandigen Mergeln Fragmente von feinkörnigen Gosausandsteinen und festeren Mergeln, die schlecht gerundet zu sein pflegen, sowie gelegentlich Fremdgerölle und Konglomeratreste. Eher nach tektonischer Bildung sehen Mergel mit verschleiften Bruchstücken von Sandsteinbänken aus oder die Schmitzen roter Nierentaler Schichten in diesen Vorkommen. Vor allem die Nannofloren der Matrix scheinen eine Mischung offenbar umgelagerter älterer und jüngerer Formen zu sein. An der Straße im Salzatal waren anderseits in einem Mergel Splitter von Reingrabener Schiefern eingelagert, die wenig nördlich im Hang verbreitet anstehen; hier wird man direkt gedrängt, an tektonische Entstehung zu denken. Denn auch hier gibt es rote Nierentaler Schichten in der Nähe.

Es ist also deutlich, daß beide angeführten möglichen Argumente durch die tektonische Situation stark an Beweiskraft einbüßen. Allerdings liegt der Umschlag zu den bunten Nierentaler Schichten über den untercampanen Gesteinen. Trotzdem kann man mit guten Gründen annehmen, daß die gesuchte Diskordanz wohl auch hier, wenn auch stark verschleiert und tektonisch

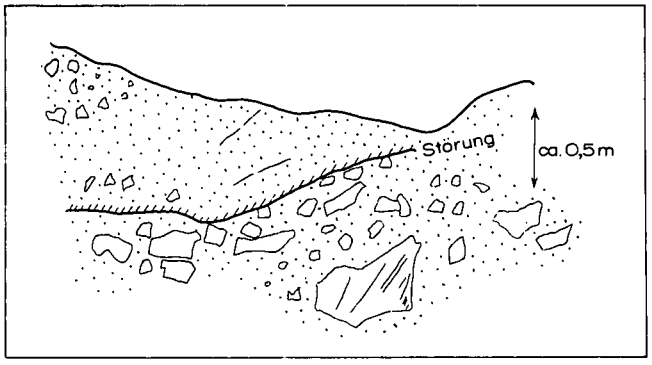


Abb. 5.
Gosaubreccie im Graben W Panholzhütten, ca. 30 m S Forstweg.

überarbeitet, vorhanden, aber nur spärlich dokumentiert ist.

Abgesehen von den eben behandelten Vorkommen gibt es solche Mergel auch südlich der Windischgarstener Störung im Nordende des Schweizersberges und der vord. Tambergau. In Nähe der Grenze liegt zwar auch eine Linse von fossilführendem kalkigem Sandstein, aber sonst erscheint diese Grenze eher unscharf. Die hier vermutete Störung ist daher fraglich.

Einige Vorkommen: E Piesling bis Vd. Tambergau, Weg NW Gürrer, Straßenanschnitt E Schalchgraben, Grabengebiet NW Kleiner bis Salzatal, S Patzl und SW Panholz, N Steinbruch Rieplsberg und im Gebiet Weißsteiner und Wartegg.

Beim Schalchgraben liegt ein interessanter Aufschluß: Über vermutlich jurassischen plattigen und stärker gestörten steilstehenden Kalken liegt relativ flach eine mergelige Basalbreccie und über dieser liegen hellgraue Mergel mit einer obersantonen Fauna! (S. PREY, 1974, Abb. 7). Die Situation erlaubt eigentlich nur eine Deutung als obersantone Transgression! Eine zweite, nicht so eindeutige Stelle ist mir von einem alten Weg in der Mulde östlich Wartegg bekannt, wo unter Dolomitsandstein hellgraue obersantone Mergel anzustehen scheinen, doch könnte hier auch eine Störung im Spiele sein.

Die Lage im ersteren Fall könnte etwa so gesehen werden: Ein wahrscheinlich begrenzter Streifen im Bereich der Windischgarstener Störung (?) dürfte gehoben worden sein, sodaß er erst im Obersanton von der Transgression betroffen wurde. Über diesem obersanton–untercampanen Horizont folgt rasch die Tiefwasserfazies der Gosau in Nierentaler Fazies, die auch Turbidite führt. Diese setzt aber (nebenbei bemerkt) eine einst größere zusammenhängende Verbreitung voraus, also eine ausgedehntere Wasser- bzw. Sedimentdecke. Daher ist nicht nur aus diesen Befunden, sondern auch aus den Ähnlichkeiten der Faunen in größeren Räumen zu schließen, daß die heutigen Gosauvorkommen mehr minder spärliche Erosionsreste einer einst weit verbreiteten Gosaudecke sind. Auch gleichzeitige tektonische Vorgänge müssen sich unter Wasserbedeckung abgespielt haben.

3.1.9.2.2. Nierentaler Schichten des Obersenons

Charakteristisch sind ziegel- bis kirschrote oder rotbraune Mergel, die in rötliche oder bräunliche, grüngraue bis graue Mergel übergehen. Sie sind entweder massig oder schieferig, nicht selten tektonisch beansprucht und dann oft von teigartiger Beschaffenheit. Vor allem in den grauen Mergeln wurde öfter eine sandige Bänderung beobachtet, einige Typen enthalten sehr feinen Glimmer. Bekannt sind graue bis bräunliche Sandsteine mit Flyschmerkmalen, wobei die Gradierung am auffälligsten ist; bis etwa nußgroße Gerölle wurden beobachtet, aber auch siltige Bänke. Die Bankmächtigkeiten betragen durchschnittlich bis ca. 30–40 cm, gelegentlich aber auch bis 1–2 m. Hellgraue Fucoidenmergel lieferten Maastrichtfaunen.

Eine besser aufgeschlossen gewesene gut gradierte Sandsteinbank bei der obersten Güterwegkehre westlich vom Gehöft Weißsteiner in Nierentaler Schichten ist auch paläontologisch interessant. Anorganische Komponenten sind oft stärker undulös auslöschende Quarzkörner, Quarzkornaggregate bis zu feinkörnigen rekristallisierten Myloniten mit Übergängen zu quarzreichen Serizitphylliten, Serizitphylliten (gelegentlich auch mit etwas Chlorit oder sogar Biotit, öfter auch mit mehr minder dichtem dunklem Pigment), Tonschiefer und vereinzelt Granat. Im feinkörnigeren Teil der Sandsteinbank sind die selben Komponenten erkennbar, nur sind Muskowitschüppchen häufiger, Chlorit selten und zersetzter Biotit ganz vereinzelt. Ferner gibt es kohlige Reste und Erzkörnchen. Quarzkörner sind oft gerundet, auch manche Tonschiefer, sonst ist die Rundung sehr unterschiedlich. Eine geringere Rolle spielen die mikritischen oder feiner sparitischen Kalke. Vereinzelt konnte man sehen: Dolomit, feinsandigen Mergelkalk und dunkler brauntrübe Mergelkalke. Pyrit und Kohlehäcksel sind nicht selten. Das Bindemittel ist meist ein trüber mikritischer Kalk. Eine große Rolle aber spielen die Fossilreste!

Von den häufigen organischen Komponenten sind am wichtigsten die *Orbitoiden* (meist Bruchstücke) und *Siderolites calcitrapoides* LAM., äußerst selten Globotruncanen, Hedbergellen, „Rotalien" und (?)*Marssonella oxycona* (MARSS.). Ferner Inoceramen- und Rudistensplitter, Echinodermenreste, Bryozoen, Lithothamnien, Sphinctozoen.

Das Maastrichtalter wurde dadurch einwandfrei erwiesen.

Sonstige Megafossilien sind mir nicht begegnet.

Die Schwermineralspektren der Nierentaler Schichten werden nach G. WOLETZ (In: S. PREY et al., 1959) durch viel Granat aber wenig Chromit, Zirkon, Rutil, Turmalin und Apatit gekennzeichnet.

Paläontologische Angaben über die Nierentaler Schichten geben etwa folgendes Bild:

Es liegen zahlreiche Mikrofaunen vor, wobei sowohl kalkschalerreiche, aber auch sandschalerreiche Faunen registriert wurden. Während jedoch die obersanton–untercampanen Mergel in der Regel großwüchsige Faunen enthalten, sind die Faunen der Nierentaler Schichten – vielleicht mit Ausnahme einiger Sandschaler – kleinwüchsig aber doch formenreich.

In Durchschnittsfaunen des Obercampans kann man etwa folgende Formen finden: *Globotruncana lapparenti lapparenti* BOLLI, *Gl. fornicata* PLUMMER, *Gl. lapparenti tricarinata* (QUEREAU), *Gl. elevata* BROTZEN und *Gl. stuarti* (LAPP.), ferner wenig Hedbergellen und Gümbelinen. Dazu kommen *Globigerinella aequilateralis* (BRADY), *Pseudotextularia elegans* RZEHAK, *Reussella szajnochae* GRZYB., *Textularia excolata* CUSHM., sowie etwa *Osangularia florealis* (NUTTALL), *Gyroidi-*

na mendezensis WHITE, *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Pullenia cretacea* CUSHM., Lenticulinen, Dentalinen, *Neoflabellina* sp., *Pseudoglandulina mutabilis* (RSS.), weitere Formen sind Psammosphaera, Psammosiphonella, *Spiroplectammina dentata* (ALTH), *Marssonella oxycona* (MARSSON), *M. crassa* (MARSS.), *Clavulinoides amorpha* (CUSHM.), *Dorothia pupoides* (d'ORB.), *Gaudryina* cf. *navarroana* CUSHM. und *Ammobaculites* sp. Als Einzelexemplare in verschiedenen Proben kann man nennen: *Neoflabellina interpunctata* (v. d. MARCK), *Dentalina calimorpha* GRZYB., *Nodosarella gracillima* CUSHM., *Pseudoglandulina concinna* RSS., *Ellipsoglandulina* sp. und Milioliden; dazu Radiolarien, Seeigelstacheln, Schwammnadeln und auch Fischzähnchen sind in der Regel dabei.

Die an Sandschalern reichen Faunen des Obersenons bestehen aus „Flyschsandschalern" wie Ammodiscen, Glomospiren, Placentammina, Psammosiphonellen (u.a. *Ps. cylindrica* [GLÄSSNER]), *Hormosina ovulum* GRZYB., kleine Trochamminoiden, Recurvoiden, Arenobulimina, Spiroplectammina, *Dorothia retusa* CUSHM., und *Reussella szajnochae* (GRZYB.), dann Kalkschalern wie Lenticulinen, rotaliden Formen, *Pullenia cretacea* CUSHM., *Parrella velascoensis* (CUSHM.), *Eponides* sp., *Pseudoglandulina* sp., *Nodosarella* sp., *Heterostomella* cf. *austiniana* CUSHM., *Verneuilina bronni* RSS. u.e.a.).

Ferner führen reiche Faunen verschiedene Formen, die speziell auf ein Maastrichtalter hinweisen: *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ und *Gl. stuarti* (LAPP.), *Gl. citae* BOLLI, *Gl. andori* DE KLASZ, *Gl. caliciformis* (LAPP.), *Gl. contusa* (CUSHM.), sowie *Abatomphalus mayaroensis* BOLLI. Ferner *Pseudotextularia varians* RZEHAK, *Planoglobulina acervulinoides* (EGGER), *Rugoglobigerina petaloidea* GAND., *R. messinae* (BRONNIM.), *R. rugosa cumulata* HERM, *R. glaessneri* GAND., *R. beldingi* GAND., *Globigerinella* cf. *algeriana* TEN DAM & SIGAL, *Biglobigerinella aspera* (EHRENB.), *Gl. voluta* (WHITE), *Gl. multispina* LALICKER, *Globorotalia pschadae* KELLER, *Bolivina incrassata* RSS., *Bolivinoides draco draco* (MARSSON), *Stensiöina pommerana* BROTZEN und *Pleurostomella wadowicensis* GRZYB. Es seien noch folgende Formen zur Charakterisierung der Faunen genannt: *Anomalina ammonoides* RSS., *Allomorphina allomorphinoides* RSS., *Gyroidinoides mendezensis* (CUSHM.), *G. globosa* (v. HAGENOW), *Pseudovalvulineria gracilis* MARSSON, *Pulvinulinella navarroensis* CUSHM., *Pseudoglandulina manifesta* (RSS.), *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), selten *Textularia excolata* CUSHM. und *Rzehakina* sp.

Beigemischt sind öfter Inoceramensplitter, Seeigelstacheln, Ostracoden u. ä.

Aus den bunten obersenonen Nierentaler Schichten hat H. STRADNER auch einige Nannofloren bestimmt, die aber auch nur eine Einstufung in „Oberkreide ab Oberturon" erlauben: *Broinsonia parca* STRAD., *Cribrosphaerella ehrenbergi* DEFL., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Micula staurophora* (GARD.), *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANG.), *Watznaueria barnesae* (BLACK) und *Zygolithus diplogrammus* DEFL.

3.1.9.2.3. Schichten des Alttertiärs in der Fazies der Nierentaler Schichten

Der Gesteinsbestand ist ähnlich dem des Obersenons, doch scheinen gegenüber den roten Tonmergeln (ziegelrot, kirschrot, braunrot) die hellgrauen und grünlichgrauen, mitunter rötlichen, bräunlichen und grünlichbraunen vorzuherrschen. Bei roten Tonmergeln wurde öfter eine feinglimmerige Beschaffenheit, bei grünlichgrauen eine schluffige und bei grauen sogar eine feinsandige Beschaffenheit beobachtet. Dünne, z.T. flyschartige sandige Bänkchen gibt es in grünlichen und grünlichbräunlichen Mergeln.

Was die Mikrofaunen betrifft, so muß man mit sehr unterschiedlichen rechnen.

Schon 1959 beschrieb ich eine Fauna aus einer Baugrube an der Kleiner-Straße WSW Vd. Puchriegl, die durch viele Globigerinen, *Globorotalia velascoensis* (CUSHM.), *Acarinina crassaformis* (GELLOWAY & WISSLER) charakterisiert ist und eine andere aus dem Graben NW Kleiner bei 815 m mit *Globorotalia crassata* CUSHM., *Acarinina crassaformis* (G. & W.) und *Hantkenina mexicana* (CUSHM.) var.

Einmal gibt es solche, die nicht genau einstufbar sind, nämlich flyschartige Sandschalerfaunen in roten Tonmergeln. Wenn man darin *Cyclammina* sp. findet, könnte das eher auf Eozän hinweisen. Faunen mit *Rzehakina epigona* (RZEHAK) bewiesen nur ein Alter von Obersenon bis Paleozän. Spärliche Kalkschaler sind oft äußerst klein. Es gibt auch Faunen mit mehr minder reichlich Globigerinen, Globorotalien u.a.

Ein Einzelfall war eine sehr arme und kleinwüchsige Fauna aus dem Graben NNW Windhag. Außer wenigen Globigerinen ex gr. *triloculinoides* PLUMMER, *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), einem *Cibicides* sp., *Lagena apiculata* REUSS und einer *Hormosina* sp. sowie häufigen Radiolarien, selten Schwammnadeln und Limonitstengeln war kaum etwas zu finden. Vielleicht kommt für diese Fauna ein Dan-Alter in Frage?

Reichlich vertreten ist eine Faunengruppe, für die ein paleozän-untereozänes Alter gegeben ist. Oft reichlicher vorhanden sind Globigerinen (*Gl. triloculinoides* PLUMMER, *Gl. linaperta* (FINLAY) und Globorotalien, wie *Globorotalia* cf. *soldadoensis* (BRONNIMANN), *Gl. aequa aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. aequa simulatilis* (SCHWAGER), *Gl. marginodentata* (SUBB.), *Gl. angulata* WHITE, *Gl. lensiformis* SUBB., *Gl. primitiva* (FINLAY) und *Gl. edita* (SUBB.). Dazu kommen meist rotalide Formen, z.B. *Osangularia florealis* (WHITE), *Nuttallides trümpii* (NUTTALL), *Gyroidinoides girardanus* (d'ORB), *Anomalinoides calymene* (GÜMB.), *Cibicides dalmatinus* VAN BEUEN, *Nonion affine* (RSS.), Nodosarien, Dentalinen und *Chilostomella chilostomelloides* VAŠ. Sandschaler sind in wechselnden Mengen, in einigen Proben spärlich vertreten. Allenfalls findet man als Begleiter noch Ostracoden, Radiolarien, Seeigelstacheln, Fischzähnchen und Limonitstengel.

Unter- bis mitteleozän ist beispielsweise eine Fauna mit Globigerinen ex gr. *triloculinoides* PLUMMER, *Gl. eocaena* GÜMB., *Gl. frontosa* SUBB., *Globorotalia aequa* CUSHM. & RENZ, *Gl. crassata* (CUSHM.), *Hantkenina mexicana aragonensis* NUTTALL, begleitet von Nodosarien, Dentalinen, Cibicides, Gyroidina, Gavelinella, Pullenia, Globorotalites und Lagena. Dazu einige Sandschaler (darunter Ammodiscus, Glomospira, Spiroplectammina, *Marssonella oxycona* (MARSSON), und *Cyclammina* aff. *amplectens* GRZYB. sowie Schwammnadeln und Fischzähnchen.

Schließlich gibt es noch Proben, die als Mitteleozän ausgewiesen sind. Inhalt: Globigerinen wie *Globigerina pseudoeocaena* SUBB., *Gl. turritilina* BANNER & BLOW, *Gl. eocaena* GÜMB., *Globorotalia* ex gr. *crassata* (CUSHM.), *Gl. spinulosa* CUSHM., *Gl. bullbrooki* BOLLI, *Gl. acarinata* (SUBB.), *Gl.* ex gr. *aragonensis* (NUTTALL), Lenticulinen, Nodosarien, Dentalinen, *Anomalinoides granosus* (HANTK.), *Nutallides trümpii* (NUTTALL), *Chilostomella czizeki* RSS., Rotalide Formen, selten Bolivina, Aragonia, Tristix, Angulogerina u.a., ferner auch Sandschaler wie Ammodiscus, Glomospira, Hyperammina, Hormosina und Recurvoides. Selten fehlen Begleiter wie Schwammnadeln, Ostracoden, Seeigelstacheln, Triceratium, Fischzähne und Limonitstengel.

Was die mir nur in geringer Zahl vorliegenden Nannofloren betrifft, so ist Untereozän einmal durch *Discoaster lodoensis* BRAML. & RIEDEL und *Coccolithus crassus* BRAML. & SULL. erhärtet. Eine Flora des Mitteleozäns (H. STRADNER) (siehe den vorhergehenden Absatz) enthält *Discoaster deflandrei* BR. & R., *Chiasmolithus grandis* (BRAML. & RIEDEL), *Chrigmacithus cristatus*, *Discoaster barbadiensis* TAN SIN HOK, *Chiasmolithus gigas* (BRAML. & SULL.), *Discoaster deflandrei* BR. & R., *Nannotetrina quadrata* (BR. & SULL.) und *Marthasterites tribrachiatus* (BRAML. & RIEDEL).

Hauptvorkommen der alttertiären Gosauschichten in Nierentaler Fazies der Reichraminger Decke befinden sich in dem Gosaustreifen nördlich des Fensters und der Fensterstörung hauptsächlich zwischen Patzl und Kleiner. Kleinere Vorkommen vermitteln zum zweiten großen Gebiet etwa zwischen Ht. Puchriegl, Rosenau und – südlich der Hengstpaßstraße – der Egglalm. Spuren gibt es beim Gürrer; verbreiteter sind sie wiederum im Nordteil des Güterweges Tambergau südlich der Teichl bei Gradau.

Alttertiäre Nierentaler Schichten gibt es in größerer Verbreitung südöstlich Panholz und im Graben nordwestlich Kleiner sowie im Grabengebiet um den Güterweg Weißsteiner, der seinerzeit viele Proben geliefert hat. Hier hatten die Nierentaler Schichten wegen ihrer Rutschfreudigkeit dem Güterwegbau oft beträchtliche Schwierigkeiten und Kosten beschert.

Wie man sieht, treten hier auch die alttertiären Schichten in einer zu der Fazies der Nierentaler Schichten passenden Fazies auf, und beim Detailkartieren kommt man in die selben Schwierigkeiten wie mit dem obersanton–untercampanen Schichtglied. Deshalb ergreife ich mit Freude die von B. PLÖCHINGER kommende Anregung, nicht von extra benannten Schichtgliedern zu sprechen, weil man sogar auf kurze Entfernungen manche „Charakteristika" nicht mehr wiederfinden und auch nicht von jedem Vorkommen Schlämmproben anschauen kann, sondern von „Jüngeren Gosauschichten in der Fazies der Nierentaler Schichten"! Es handelt sich also um eine mergelige, örtlich auch tonmergelige teilweise flyschoide Fazies, wobei die Flyscherscheinungen oft nur begrenzte Areale einzunehmen scheinen. So gibt es hier so gut wie keine Anhäufungen von Flyschbänken, wie sie für die Brunnbachschichten angeführt werden, und die alttertiären Schichten lassen die für die Zwieselalmschichten charakteristischen Klastika vollständig vermissen.

Die Schichtfolge der kalkalpinen Jungschichten endet nach meinen Erfahrungen im Mitteleozän mit Gesteinen in hochmariner Fazies, die, wie schon öfter angedeutet, auf eine einst geschlossene Verbreitung schließen lassen. Jüngere Ingressionen, die oft zu Molassesedimenten tendieren, sind in unserem Gebiet nicht enthalten. Nicht weit weg ist das limnisch-fluviatile Ennstaltertiär in das Ennstallineament eingebaut (W. JANOSCHEK, 1968, u.a.).

Einige Probleme im Zusammenhang mit den „Nierentaler Schichten"

In der benachbarten Laussa gliedert P. FAUPL (1983) die cretacischen Nierentaler Schichten in einen sandsteinarmen Komplex, der als Nierentaler Schichten bezeichnet wird und einen an Flyschsandsteinen reichen Gesteinsverband, der den Namen Brunnbachschichten erhielt. Im Raume von Windischgarsten ist ein so sandsteinreiches Paket kaum zu erkennen. Tatsächlich scheint es hier in dieser extremen Form und Mächtigkeit gar nicht vorhanden zu sein, auch wenn man die Schwierigkeiten durch starke Störung und schlechte Aufschlüsse berücksichtigt. Wenn aber P. FAUPL die Turbidite der Brunnbachschichten als Rinnensedimente bezeichnet, so könnte man das weitgehende Zurücktreten derselben im Windischgarstener Raum sogar als Bestätigung seiner Diagnose werten. Allerdings kann ich mich nicht entschließen, irgendwelche Teile der hiesigen Schichtfolge als Brunnbachschichten abzutrennen und ziehe es vor, bei dem neutraleren Namen „Nierentaler Schichten" zu bleiben.

Schlechte Aufschlußverhältnisse und starker Störungseinfluß lassen in diesem Gebiet die Suche nach der Kreide–Tertiärgrenze sehr wenig aussichtsreich erscheinen. Die als „danverdächtig" angeführte Probe wurde einem kleinen isolierten Aufschluß entnommen, dessen Nachbargesteine nirgends aufgeschlossen waren.

Nebenbei bemerkt gibt es für die hauptsächlich eozänen Vorkommen unseres Gebietes mir bekannte Vergleichsmöglichkeiten im Salzburger Raum.

Schließlich soll das mit gewissen tektonischen Konsequenzen behaftetete Problem gestreift werden, ob im Fenster auch ultrahelvetische Buntmergelserie vorkommt.

Am Nordrand des Flyschfensters sind nun leider bunte Nierentaler Schichten sehr verbreitet, die eine dem Südultrahalvetikum ähnliche Fazies haben. Es ist also von vorneherein damit zu rechnen, daß sich beide voneinander kaum abheben würden.

Einige Proben kommen immerhin nach den Faunen als Buntmergelserie in Betracht, jedoch scheiden schon einige von ihnen aus, weil sie an Stellen liegen, die vom Fensterrand zu weit abseits und überdies an Störungen liegen, an denen keine auffälligen Fremdgesteine gefunden werden konnten. Nur wenige Faunen kommen als buntmergelartig in Betracht, so z.B. die ärmliche Sandschalerfauna mit *Cyclammina* sp. und wenigen winzigen Eponiden in roten Schiefertonen südlich der Kleinerstraße nordwestlich Vorder Puchriegl (unterhalb vom Dolomitfelsen). Aber die aus ähnlichen Gesteinen gewonnene arme Sandschalerfauna mit kleinwüchsigem alttertiärem Plankton wenig südöstlich dieser Stelle (in gleichartiger Position) ist nach vielen Erfahrungen eher den Nierentaler Schichten zuzurechnen. Eher noch als Buntmergelserie kommen die roten Schiefertone mit armen Sandschalern und *Rzehakina epigona* (RZEHAK) in Betracht, die bei der Materialseilbahnstütze bei Mitter Puchriegl bemustert wurden und am Fensterrand neben etwas Haselgebirge gelegen sind. Anderseits wiederum weist eine Fauna von der Piste westlich vom Salzalift am Wuhrbauer Kogel nahe am Nordrand des Fensters bei näherer Betrachtung eher auf Nierentaler Schichten hin. Eine sehr nach Buntmergelserie aussehende reine Sandschalerfauna mit großen Trochamminoiden wurde am Nordrand des großen Vorkommens südöstlich Rosenau gewonnen, allerdings auch wieder in einer Lage, die Buntmergelserie unwahrscheinlich macht.

Andere Argumente als Fauna und Position für eine Abtrennung von südultrahelvetischer Buntmergelserie von den Nierentaler Schichten der Reichraminger Dekke haben sich nicht ergeben. Es sieht nicht so aus, als müßten größere Vorkommen von Buntmergelserie am Rande des Flyschfensters berücksichtigt werden.

3.2. Die Schichtfolgen der Decken der Hallermauern, des Warschenecks, des Toten Gebirges (Ötscherdecke s. l.) und der Bosruckscholle

Dieses Gebiet umfaßt – geologisch gesehen – auch die nördlichen Vorländer dieser südlichsten kalkalpinen Einheit(en) mit Einschluß des Windischgarstener Gosaubeckens. Die Nordgrenze dieses Komplexes zieht aus dem Laussatal zur Egglalm und nach Rosenau, dann am Weißsteiner südlich vorbei in die Gegend von Windhag und in den Südrahmen des Flyschfensters. Bis etwa Windhag ist sie also mit der Grünau–Windischgarstener Störung identisch, dann bildet sie den Südrand des Fensters. Etwa ab Windischgarsten ist die Deckengrenze von Gosau und Quartär verdeckt und wird in der Furche von Vorderstoder wieder sichtbar. Sie erreicht südlich Gausrab das Steyrtal, dem sie knapp 2 km nach Norden folgt, um dann nach Nordwesten zur Haslau umzubiegen. Weiters ist es gelungen, den Verlauf der Dekkengrenze mittels weniger Begehungen über den Almsee und Offensee weiter zu verfolgen. Durch Hauptdolomitfazies (mit Kössener Schichten) ist die nördliche Einheit, die man folgerichtig zur Staufen–Höllengebirgsdecke zählen muß, sehr deutlich von der mächtigen Dachsteinkalkfazies der ihr unmittelbar gegenüberstehenden südlichen Einheiten unterschieden. Daß östlich vom Almsee Wettersteinkalk der Staufen-Höllengebirgsdecke und Ramsaudolomit der Totengebirgsdecken einander beiderseits der Überschiebung auf gleicher Höhe gegenüberstehen, erschwert natürlich die Diagnose.

Nebenbei bemerkt, macht mir die Kasbergüberschiebung nicht den Eindruck einer Fernüberschiebung, wie es an der Basis der hier salinarreichen Totengebirgsdecke sein müßte (siehe Kap. 4.2.5.).

Auffalllend sind in der (südlichen) Einheit die neben Werfener Schichten oft mächtigen salinaren Bildungen (Evaporite) an der Basis, die durch sicherlich wiederholte Aufstiege die eigenartige Tektonik (und Morphologie) verursacht haben. Auch der Rahmen des Flyschfensters wird von solchen Evaporiten beherrscht, mit denen im Südost- und Westteil des Wuhrbauer Kogels auch Werfener Schichten und dunke Kalke von Gutensteiner Typus verbunden sind. Hierher gehört auch die auffallende Deckscholle aus Gutensteiner Kalk am Gipfel des Gunst. Durch das Übergreifen von Gosauschichten ist diese Deckengrenze öfters – z.B. bei Vorderstoder – als vorgosauisch angelegt erwiesen.

Der Faziesgegensatz der beiden Einheiten, der auch weit nach Westen immer wieder wahrnehmbar ist, zeigt mir an, daß unter dem Begriff „Tirolikum" zwei grundverschiedene Deckengruppen zusammengefaßt werden – von den Hallstätter Einheiten ganz zu schweigen. Gemeinsames Kriterium ist also nur der weitere Vorstoß südlicher Einheiten nach Norden. Dabei kommt dazu, daß dieses Tirolikum auch Deckenland umfaßt, das eigentlich Reichraminger Decke ist, denn aus ihr ist der Tirolische Bogen hervorgegangen. Daher möchte ich den Vorstoß der südlichen Einheiten zur Kenntnis nehmen, die Gegebenheit aber nicht in der Deckeneinteilung ausdrücken. Deshalb verwende ich zwar den Begriff des „Tirolischen Bogens" im Sinne von F. HAHN (1913) – als Teildecke der Reichraminger Decke –, den Begriff „Tirolikum" als Einteilungsprinzip der Decken aber nicht. Die Dachsteinkalkdecken im weiteren Sinne möchte ich in der Art der alten Ötscher- oder Hochalpinen Decke zu einem Komplex zusammenfassen. Ein auffallendes Kriterium findet sich in dieser Ötscherdekke vielfach wieder, nämlich das Herabbiegen der Dachsteinkalke an der Stirn. Beispiele: Die Stirn der Ötscherdecke bei Göstling (A. RUTTNER), aber auch der Hallermauern und des Warschenecks (siehe die Profile 1, 2 und 6, Taf. 2).

Am Südrand ist der ursprüngliche stratigraphische Zusammenhang zwischen den Nördlichen Kalkalpen und ihrer Unterlage, der Grauwackenzone, noch deutlich zu erkennen. Diese gehört also noch zur Decke dazu, vielleicht auch nur in Teilen. Mit ihr enger verbunden sind Werfener, Reichenhaller Schichten mit Evaporiten und Gutensteiner Schichten, die im Norden die sogenannten Nordrandschuppen (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) bilden. Auf diesen haben sich die Platten der Dachsteinkalkfazies in gewissem Maße, begünstigt durch Salinar, selbständig gemacht. Eine Erscheinung von Stockwerkstektonik.

Die folgenden Angaben beziehen sich auf eine, abgesehen vom Rahmen des Flyschfensters oft übersichtsmäßige, Kartierung, die jedoch öfter ein anderes Bild lieferte als die alten Kartierungen. Im Gebiet von Hinterstoder wurde eine Kartierung von W. JANOSCHEK (1966) verwendet.

Die Sedimentation der Schichtfolgen dieser südlichsten Teile der Nördlichen Kalkalpen beginnt auch in unserer Gegend mit permischen Schichten, die transgressiv die variszisch gefaltete und schwach metamorph gewordene Grauwackenzone überlagern. Es sind das die bekannten Präbichlschichten.

3.2.1. Die Präbichlschichten (Perm)

Wichtigster Bestandteil derselben sind die bei der Transgression gebildeten Breccien und Konglomerate. Die grauen, mitunter rötlich angehauchten Gesteine bestehen aus Komponenten von der unterlagernden Grauwackenzone, hauptsächlich altpaläozoischen Alters: sehr viele harte Tonschiefer und Kieselschiefer (offenbar gebleicht), wenig Quarz, Dolomite und Kalke, sowie eisenschüssige Dolomite und Kalke, die wegen ihrer Rostfarbe besonders auffallen und von den Eisendolomiten der Grauwackenzone hergeleitet werden müssen. Wegen der durch ein tonig-kieseliges Bindemittel bewirkten Härte sind sie als gerundete Blöcke auch von den eiszeitlichen Gletschern verfrachtet worden. Man kann sie z.B. in dem heutzutage meist trokkenen Bett des Trattenbachfalles südlich Spital a. P. finden.

In der Umgebung gibt es z.T. eisenschüssige Sandsteine und dunkelgraue schwach glimmerige Tonschiefer.

Die dürftigen Angaben betreffen die Gegend östlich Liezen und sollen nur der Ergänzung der Profilbeschreibung dienen.

3.2.2. Grüne Werfener Schichten (Perm)

Die grünen Werfener Schichten sind von W. HEISSEL (1954) aufgestellt und auch als permisch betrachtet worden. Der Vergleich bietet sich hier zweifellos an.

Lebhaft grüne harte Tonsteine wechsellagern mit feinsandigen Lagen und ebenso lebhaft grünen feinkörnigen Quarziten mit etwas Glimmer, wie sie im Pyhrnbachtal nordöstlich von Liezen anstehen. Kleine mit einer hellen karbonatischen Kruste ausgekleidete Hohlräume im Quarzit könnten als Reste einstiger Gipsknollen gedeutet werden. Mylonitklüftchen und andere Störungen zerlegen das Gestein.

Nach G. GEYER (1907) beobachtete man in den tiefsten Werfener Schichten im südlichsten Teil des Bosrucktunnels der Eisenbahn, also im Südteil des Pleschberges 2–6 cm dicke Lagen von weißem und rotem Gips zwischen feinglimmerigen Schiefern und plattigen Sandsteinen. Man kann diese Gipse als den oberpermischen Salinarhorizont der grünen Werfener ansprechen, muß aber dazu sagen, daß in diesem Horizont keinerlei Bellerophonschichten (Dolomite) erkennbar sind. Man sollte vorsichtig sein, Vorkommen solcher in verschiedensten Niveaus vorkommender salinarer Dolomite als Bellerophondolomite zu deuten.

Die Quarzite der grünen Werfener Schichten sind hart genug, um sie nicht allzu selten in Moränen des Pyhrnpaßgebietes als Geschiebe finden zu können.

3.2.3. Werfener Schichten (Skyth)

Die flachmarine und kontinental beeinflußte Schichtfolge der skythischen Werfener Schichten erreicht gerade im Pyhrngebiet besonders große Mächtigkeiten, die nicht allein durch Tektonik erklärbar sind.

Sie bestehen aus einer Wechsellagerung von oft harten, mitunter glimmerreichen Tonschiefern mit Quarzsandsteinen und Quarziten. Die Tonschiefer sind entweder braunrot oder kirschrot, mitunter auch violett oder blaßrötlich, anderseits graugrün bis grüngrau jeweils in größeren Paketen oder enger Wechsellagerung. Die Sandsteine sind Quarzsandsteine mit wechselnder Glimmermenge und ein wenig Ton. Sie sind vorwiegend mehr feinkörnig, mitunter aber auch grobkörnig, ihre Farben sind grau oder weiß, aber auch rot, rötlich und grün. Das Bindemittel ist entweder kalkigmergelig oder kieselig. Bänke mit größerem Karbonatgehalt sind eher selten. Nicht selten findet man karbonatführende Bänke verwittert und infolge des Eisengehaltes ocker bis rostbraun (Eisenkarbonat?). Eisenkarbonat dürfte auch die Ursache für die vorkommenden Rostklüfte sein. Tektonische Klüfte sind anderseits gerne mit Quarz verheilt.

Eine Großgliederung ergibt sich dadurch, daß Pakete mit vorherrschender grüner oder roter Färbung und solche mit raschem Rot-Grün-Wechsel das Profil beherrschen.

Der flachmarine Charakter äußert sich u.a. auch in Strukturen, die durch Wiederaufarbeitung von Schichten in situ entstanden sind, z.B. Schwärme von Tonschieferscherben; sie fallen besonders auf, wenn sie beispielsweise in grauem Sandstein liegen, aber rot oder grün gefärbt sind.

Fossilien wurden kaum gefunden, am häufigsten noch die als *Myacites fassaensis* HAUER bekannten Reste.

Ausnahmsweise wurden östlich vom Weg von der Fuchsalm auf den Bosruck unterhalb der Wiesen der Lahnalm etwas abweichende Werfener Schichten beobachtet, die höchstwahrscheinlich die höchste Position innerhalb der Schichtfolge einnehmen. Sie enthalten gewöhnlich sandige Kalkbänke, die mit geschichteten blaugrauen, meist braun verwitterten kalkigen Sandsteinen mit Glimmerbelägen wechsellagern. Im Liegenden gehen die geringmächtigen Schichten aus bunten Werfener Schichten hervor und werden überlagert von bunten Tonschiefern mit verwitterten, früher kalkigen Sandsteinen, an denen auch Wülste, Tonbrockenlagen, Abdrücke von Regentropfen u.a. festgestellt wurden. Die sandigen Kalkbänke zeigten nicht selten schlecht erhaltene Ammoniten, gelegentlich auch Gastropoden.

Diese Ausbildung der Werfener Schichten erinnert ein wenig an die Werfener Schichten des Hallstätter Raumes, wie ich sie in der Gegend östlich von Gosau gesehen habe. Dort waren eben Ammoniten nicht selten.

Nebenbemerkung: Bei der Kartierung muß man am Ostrand des eiszeitlichen Pyhrngletschers oft vorsichtig sein, weil entkalkte Moränen dort oft reich an Werfener Splittern und Geschieben sind, die Verwitterungsmaterial anstehender Werfener Schichten vortäuschen.

Hauptverbreitungsgebiet sind das Pyhrnbachtal, Saal-, Harting- und Pleschberg, die nördlichen Vorlagen der Hallermauern von Spital/P. nach Nordosten und schließlich in der Gegend der Schaffelmühle östlich Windischgarsten, u.a.

3.2.4. Rauhwacken, Rauhwackenbreccien und Haselgebirge (Oberskyth bis unterstes Anis), Reichenhaller Schichten

Dieses Schichtglied ist oft sehr ausgeprägt entwickelt und mit den Reichenhaller Schichten gleichzusetzen. Stark hervor treten Rauhwacken und Rauhwackenbreccien, die mit oft nicht genau abgrenzbaren Körpern von Haselgebirge verbunden sind. Weitere Bestandteile des Komplexes sind nicht sehr große Körper von schwarzen, öfter dolomitischen Kalken, seltener Dolomiten von Gutensteiner Typus, ferner grüne und rote, manchmal sandige und z.T. glimmerige Tonschiefer. Die Mächtigkeit der Reichenhaller Schichten kann schätzungsweise einige hundert Meter erreichen.

Die Rauhwacken und Rauhwackenbreccien fallen durch die gelben, bei genauerem Hinsehen aber auch gelbgrauen bis grauen Farben auf. Selten sind es Zellendolomite, häufig aber Rauhwackenbreccien, deren Komponenten oft mürbe, meist bituminöse (leicht auswitternde) Dolomitfragmente („Stinkdolomite"), seltener schwarze Kalke, ferner grüne, rote oder bunte Schiefertonscherben und selten Sandsteinfragmente sind. Die Auswitterung der mürben Dolomite ist sehr oft die Ursache der löcherigen Oberflächen. Nicht vergessen sollen größere Brocken werden – die gleichen wie die kleinen. Eingelagert finden sich z.B. im Gebiet des südlichen Fraitgrabens oder im Nordfuß des Imitzberges Lagen grüner oder roter, öfter glimmerreicher Tonschiefer von z.T. kartierbarer Mächtigkeit

und auch mit sandigen Einschaltungen. Die vorkommenden schwarzen Kalke bis Dolomite sind von Gutensteiner Kalken und Dolomiten nicht unterscheidbar.

Was die Bildungsbedingungen der Rauhwakkenbreccien betrifft, so kann man festhalten, daß sie als Ergebnis wiederholter Wiederauflösung von Gips (Anhydrit) mit eingelagerten Dolomitlagen und feiner Dolomitasche sowie neuerlicher Sedimentation der unlöslichen Rückstände definiert werden müssen. Beispiele solchen Gipsgebirges wurden wiederholt gesehen. Zu den Rückständen der Salinarauflösung gehören weiters auch Scherben einstiger Tonschieferlagen und Kalklagen. Das salinare Milieu wird z.B. durch Funde von Tonwürfelsalz (gemeinsam mit Prof. W. KLAUS z.B. bei Imitz) deutlich. Ein quarzitisches Sandstein-Geschiebe aus eiszeitlichem Schotter bei Rosenau zeigte eine Schichtfläche mit Abdrücken von Salzwürfeln bedeckt. Bei Zottensberg wurde beobachtet, wie Komponenten schwarzer dolomitischer Kalke in der Breccie von einem sich randlich auflösenden größeren Gesteinskörper ausgingen. Das Verwitterungsmaterial von Haselgebirgslagen in den Breccien ist lehmig, pflegt die gleichen Gesteinsfragmente wie die Breccien zu enthalten und ist daher oft nicht eindeutig zu bestimmen.

Gipshaselgebirge gehört nämlich zu dem selben Komplex. O. SCHAUBERGER (1986) stellt es zum Stinkdolomitisch-anhydritischen Grausalzgebirge.

Noch ursprüngliche mit den vorhin angedeuteten vergleichbare Strukturen zeigt jener Gips, der am Weg zum Trojer ansteht. Der bräunlichgraue gut geschichtete Gips ist durchsetzt von grauer Dolomitasche und führt boudinierte Lagen dunkelgrauer bituminöser Dolomite von zumeist nur einigen Zentimetern Mächtigkeit – eben jene Dolomite, die in den Rauhwackenbreccien häufig vorkommen und durch die mürbe Beschaffenheit auffallen.

Anders ist das Gipshaselgebirge, wie es etwa im Gipsbruch Mitterweng einst gut aufgeschlossen war. Hier ist die Hauptmasse ein Gemenge von Gipskristallen mit meist grünen, auch graugrünen, violettroten und roten Tonsteinscherben, sowie quarzitischen Brocken und Dolomitfragmenten. Dazwischen liegen örtlich rot gebänderte Gipskörper und rote Gipsbrokken. Im Nordteil des Gipsbruchs war wiederum weiß und grau gebänderter Gips mit dünnen Lagen von schwarzem Dolomit zu sehen. Selten beobachtet wurden auch schwarze Tonsteine sowie neben faustgroßen sogar bis halbmetergroße geschichtete und geklüftete Blöcke grüner Tonsteine. Im schwarzen Material fand W. KLAUS Sporen, von denen er sagte, daß sie „frühestens aus den Partnachschichten bekannt" seien. Marienglas ist nicht allzu selten. Lehmerfüllte oder offene Klüfte und Schlote sind jüngsten Datums.

Es ist erwähnenswert, daß von hier ein Schwefelisotopenwert von 13,9 ‰ (E. PAK, 1981) vorliegt, der für skythisches Alter spricht.

Haselgebirge, wie es hier vorliegt, halte ich für eine durch Wiederauflösung und Neukristallisation einst geschichteter Salinarbildungen entstandene Ablagerung, die allerdigs durch Tektonik und Salztektonik kräftig durchgearbeitet worden ist. Die geschichteten Gipse sind noch einigermaßen verschont gebliebene Reste der ursprünglichen Sedimente.

Von dem Gipsbruch Hintersteiner Alm besitze ich nur Notizen aus dem Jahre 1973. Inzwischen hat sich der Bruch sicherlich wesentlich verändert. Damals zeigte sich an der Basis ein rotbrauner Ton mit gelegentlich glimmerig-sandigen Lagen, wie er auch zwischen den Rauhwackenbreccien vorkommt. Darüber legte sich unten dünnschichtiger, an Tonlagen reicher, stellenweise rötlicher Gips, der im Hangenden in kompakten reinen Gips mit einer Feinschichtung durch dünne tonhältige Bändchen und nur selten tonreichere Lagen sowie Anhydritkörpern überging. Nach Angabe machen die Verunreinigungen nicht mehr als 16 % aus. Interessant sind die als Kriställchen im basalen Gips eingelagerten Steinsalzspuren. Über diesem folgt wiederum geschichteter tonreicherer Gips mit öfters boudinierten Tonlagen und Steinsalzspuren und darüber nochmals roter Ton. Die Aufschlußhöhe betrug ca. 50–60 Meter.

Vor dem Gipsabbau befand sich über dem reinen Gips eine größere Fläche sehr schönen Gipskarstes. Im Steinbruch zeigten sich die Schlote mit Verwitterungsmaterial und z.T. torfartigen dunklen Sedimenten gefüllt.

Übrigens: schöne Gipstrichter wurden auch an mehreren anderen Stellen gefunden, z.B. südlich vom Pyhrnpaß westlich der Fuchsalm, südlich vom Moltersberg (südlich Spital a. P.) oder am markierten (Fuß-)Weg von Spital zum Gleinkersee. Fast als Kuriosität sei erwähnt, daß einst (vor 1960) am Kühberg etwa 50 m nördlich vom Wasserreservoir im Wald ein Gipstrichter aktiv war. Sogar Waldbäume rutschten in den mit schlammigem Wasser erfüllten Trichter. Ziemlich bald verschwand er wieder.

Verwittertes Haselgebirge besteht aus bräunlichhellgrauen, grauen, grünlichen, schwärzlichen oder bunten Lehmbildungen mit (schwerer verwitternden) Tonsteinsplitterchen, Rauhwacken- und Dolomitfragmenten. Leider aber kann verwitterte Rauhwacke ähnlich aussehen, sodaß bei der Beurteilung, ob Haselgebirge oder Rauhwacke, auch morphologische Gesichtspunkte herangezogen werden sollten. Man sollte übrigens versuchen, für die Kartierung Haselgebirge und echte Werfener Schichten möglichst zu trennen, denn sonst würden so manche für die Tektonik wichtige Kriterien verlorengehen.

Neben Steinsalzspuren im Gipsbruch der Hintersteiner Alm und gelegentlichen Funden von Tonwürfelsalz in den Rauhwackenserien ist Steinsalz auch aus dem Salinar des Bosrucktunnels, offenbar in nicht allzu geringen Mengen, bekannt (G. GEYER, 1907). Bemerkenswert ist ferner, daß häufig von Anhydrit (auch in „Massen", „Bänken" oder „Klumpen") die Rede ist. An einer Anzahl von Stellen traten Methangase auf, häufig in Dolomiten, Rauhwacken und Anhydrit, also meist klüftigen oder porösen Gesteinen.

Zersetzung von Sulfaten kann zur Bildung von Schwefelwasserstoff-hältigen Quellen führen. Folgendes sei dazu bemerkt: Am Südhang des Wuhrbauer Kogels wurde eine Schwefelquelle nördlich des nach ihr benannten ehemaligen Gasthauses zur Schwefelquelle für einen primitiven Badebetrieb genützt („Badhaus-" oder „Buriegler-"[= „Puchriegler"-]Quelle). In einem Brunnen der ehemaligen Gerberei gab es Schwefelwasser, ebenso beim Egglhof. Ferner werden von R. ZELLER (1867) angeführt: eine Quelle beim Trojer, die bis 1938 genutzt worden

ist und noch ergiebiger als die Badhausquelle gewesen sein soll, eine schwache Quelle am östlichen Nordfuß des Garstnerecks (heute unbekannt), eine am Weg zur Vogelgesangklamm, eine in einem Feld des Laiminger an der Poststraße nach Kirchdorf, ferner eine Salzquelle beim Bauer am Pyhrn. Ins salinare Milieu gehört auch die als Dilly-Quelle bekannte Glaubersalzquelle in Windischgarsten. Eine bessere Zusammenfassung siehe J. STROHMANN (1988).

In jüngster Zeit hat O. SCHAUBERGER (1979) bisher bekannte Daten über die Mineralquellen (zwischen Salzach und Enns) mitgeteilt. Seine Auswahl ist dadurch begrenzt, daß heute manche früher bekannte Quellen (z.B. P.G. HAUENSCHILD, 1871) nicht mehr auffindbar sind. Folgende seien aus seiner Zusammenstellung herausgegriffen (von allen diesen Quellen liegen bloß orientierende Untersuchungen vor [E. KOMMA & F. SCHEMINZKY, 1961]): Die Scheer-Quelle (bei der Pension Scheer, Windischgarsten), ist als hochkonzentriertes sulfathältiges Kochsalzwasser zu bezeichnen. Die Dilly-Quelle kann man als Mg-Ca-Na-Chlorid-Sulfatwasser definieren, die Puchriegler-Quelle als Kalziumsulfat-Schwefelquelle. Letztere schüttete 1958 und 1961 1,6–2,0 l/min bei einer Temperatur von 8°. Hauptbestandteile sind Ca, wenig Na, Mg, HCO_3 und Cl. Der Badebetrieb wurde zwischen 1920 und 1930 eingestellt, das Badehaus um 1960 abgerissen.

Bezüglich des Alters der salinaren Horizonte wurden schon in den ersten Zeiten meiner Kartierung Beobachtungen gemacht, die auf ein hauptsächlich oberskythisches Alter der Rauhwacken samt dem zugehörigen Haselgebirge schließen ließen: An der Straße zum Größweiner (SW Rosenau) wurde im Hangenden von typischen Werfener Schichten ein ungestörter stratigraphischer Kontakt mit der hangenden Rauhwacke festgestellt. Dasselbe zeigte sich auch an anderen Stellen. Anderseits sind deutliche Anzeichen dafür vorhanden, daß der Rauhwackenkomplex im Hangenden mit dem Gutensteiner Kalk, der die Gipfelkappe des Imitzberges bildet, stratigraphisch verbunden ist. Die Rauhwacke, die die Position der Reichenhaller Rauhwacke und sicherlich auch deren Alter hat, ist hier über hundert Meter mächtig. Bei dem Vorkommen bei der Eglalm ist der Kontakt tektonisch überarbeitet und daher undeutlich. An der Westseite des Imitzberges liegt zwischen den Rauhwacken und dem Gutensteiner Kalk konkordant ein einige Zehnermeter mächtiger Stoß dunkler grauer, heller ausbleichender feinstglimmeriger Tonmergelschiefer mit oft dünnschichtigen dunkelgrauen Kalklagen. Verwirrend ist nur, daß diese Tonmergelschiefer den noch zu beschreibenden (siehe 3.2.4.1.2.) fossilbelegten, in den Rauhwacken an der Imitzbergstraße eingebetteten Rhätschiefern gleichen. Diejenigen von Imitz haben noch keine Fossilien geliefert. Sie erinnern jedoch an die „Glanzschiefer", wie sie aus den Salzbergen beschrieben wurden (W. MEDWENITSCH, 1957) und denen man ein vorwiegend liassisches Alter zuschrieb.

Übrigens erwähnt G. GEYER (1907) in seinen „Hauptergebnissen", daß die Hauptmasse des Haselgebirges in den oberen Werfener Schichten gelegen sei, wenn er auch gleichzeitig davon spricht, daß es in den Werfener Schichten mehrere Salinarhorizonte gebe.

Diesem von mir immer vertretenen Befund eines oberskythischen bis eventuell unteranisischen Alters der Rauhwacken und des Haselgebirges stand das Dogma entgegen, daß das ganze alpine Salinar oberpermisch sei. Ich sehe aber auch südlich vom Bosruck eine ganz ähnliche Situation wie am Imitzberg, denn dort liegen über den Werfener Schichten ebenfalls Rauhwacken und darüber das Salinar, als dessen Hangendes sich der Gutensteiner und Bosruckkalk anbietet. Bezüglich der Reichenhaller Schichten stimme ich zwar mit W. NOWY & R. LEIN (1984) überein; das Salinar darüber aber als permisches Haselgebirge durch eine Deckengrenze von diesen zu trennen, halte ich für unnötig, zumal auch durch andere Methoden das oberskythisch-unteranisische Alter dieses Salinars erhärtet wird. Nebenbei bemerkt ist dieser Horizont kürzlich auch im ehemaligen Salzbergbau von Hall / Tirol nachgewiesen worden (Ch. SPÖTL, 1988).

Denn nun konnte O. SCHAUBERGER (1986) dank neuer Methoden das oberskythische bis basal anisische Alter des Salinars bei Windischgarsten und Spital a. P. bestätigen. Das hier, aber auch in Hallstatt, bekannte „Stinkdolomitisch-anhydritische Grausalzgebirge" hat (nach E. PAK, 1981) Mittelwerte für die Schwefelisotopen δ^{34} von 26 ‰, das „Grüntongebirge" der Bohrung Windischgarsten 1 von 13,7 ‰ ergeben, beides Werte, die z.T. merklich höher sind als die des permischen Salinars (8–12 ‰). O. SCHAUBERGER (1986) sagt, daß „nach NIELSON & PILOT (1972) die Feststellung eines oberskythischen Salinarhorizontes als gesichert gelten kann"(!). Dem können nämlich die höhereren Schwefelisotopenwerte zugeordnet werden. Speziell aus dieser Gegend gibt E. PAK (1981) folgende Werte an:

Vom Bosrucktunnel wenige Werte zwischen 12,2–12,3 ‰ (letzteres graugrünes Grenzgebirge) und vier Werte zwischen 15,4 und 29,2 ‰; aus der Bohrung Windischgarsten 1 zwei Werte: 23,8 und 28,6 ‰, einen von 13,6 ‰ (dieser aus grünbuntem Haselgebirge) und einen Wert aus dem Gipsbruch Edelbach (Mitterweng) von 13,9 ‰. Die niedrigen Werte beziehen sich hier auf das Grüntongebirge, das O. SCHAUBERGER als permoskythisch einstuft. Damit soll ausgedrückt werden, daß im Salinar des Bosrucktunnels (Bahn und Autobahn) trotz einer Anzahl von Proben kein spezifisch nur für permisches Haselgebirge kennzeichnender Wert angegeben wird. Das zum Bosruckprofil von W. NOWY & R. LEIN (1984). Es darf hier der Hinweis nicht fehlen, daß der Befund oberskythischen bis basal anisischen Alters des stinkdolomitisch-anhydritischen Grausalzgebirges von Hallstatt auch durch Sporenbefunde von W. KLAUS (1965) ebenso wie die Befunde aus dem Grüntongebirge von dort unterstützt wird. Den von den genannten Autoren von den Reichenhaller Dolomiten und Rauhwacken abgetrennten „Bellerophondolomit" muß man daher vermutlich für eine Verwechslung mit dem Stinkdolomit halten.

Ergänzend sollen noch zwei Schwefelisotopen-Daten angeführt werden, die E. ERKAN (1989) soeben publiziert hat, und zwar eines aus Spital a. P. (leider ohne nähere Ortsangabe) mit ^{34}S 10,8 ‰ (Perm) und ein zweites aus dem Kaltwassergraben (Gebiet B. PLÖCHINGER, 1968) mit 25,4 ‰ (Mitteltrias!). Dieses Gebiet gehört zwar nicht zu meinem, liegt aber in der nördlichen Unterlage der Hallermauern und ist eines der guten Studienobjekte für skythisch-unteranisisches Haselgebirge!

Auch die Reichenhaller Schichten des Gschaidriegls (westlich vom Wurzner Kampl) haben einen interessanten Pollenbefund (W. KLAUS) geliefert: in schwarzen Schiefertonsplittern fand sich eine untertriadische (sicher nicht permische!) Flora (S. PREY, Aufnahmsbericht, 1968). Darüber liegen rote feinsandig-glimmerige Tonschiefer und Gips. Sie fallen steil unter Liasfleckenmergel ein.

Dabei soll aber keineswegs geleugnet werden, daß es auch oberpermisches bis unterstskythisches Salinar gibt. Beweis dafür ist das bunte und grünbunte Salz-Haselgebirge in der Bohrung Windischgarsten 1 (siehe Kap. 5.).

Es gibt Beobachtungen, daß durch Salzaufstieg verschiedene Gesteine in das oberskythische Salinarbecken gelangt sind. Dazu gehört ein wenig oberpermisches Salz, das z.B. aus dem durch G. GEYER (1907) aus dem Südteil des Bosrucktunnels (siehe 3.2.2.) beschriebenen Horizont stammen könnte. Ferner gibt es bei St. Leonhard (bei Spital/Pyhrn) mindestens zwei Schollen echter Kössener Schichten sowie an der Imitzbergstraße ein kleines Vorkommen fossilführender rhätischer Schiefertone in Salinar bzw. Rauhwacken – alle in germanischer Fazies! Die Vorkommen liegen weit südlich des Nordrandes des Herrschaftsgebietes des Dachsteinkalkes, wo die Kössener Schichten fehlen. Von diesen Vorkommen wird im nächsten Kapitel die Rede sein.

Man könnte zwar an Beziehungen der oberpermisch–unterskythischen grünen Werfener Schichten zu dem Grüntongebirge denken, aber von noch älteren Salinarhorizonten ist im Bereich der Präbichlschichten im Bosruckgebiet gar nichts zu bemerken.

Rauhwacken liefern gelegentlich auch den Kalk für Kalktuffe (z.B. SE Lofer).

Zum Schluß kann noch erwähnt werden, daß die Rauhwackenbreccien gelegentlich mit Gosaubreccien verwechselt worden sind, so z.B. die Breccien am Sattel NW Wurzner Kampl (Blatt Liezen von G. GEYER).

3.2.4.1. Fremdgesteine im Salinarkomplex

3.2.4.1.1. Kössener Schichten bei St. Leonhard

Südöstlich vom Bahndurchlaß südöstlich St. Leonhard bei Spital a. P. war zur Zeit meiner Begehungen im Weganschnitt anstehendes Gestein zu sehen, u. zw. dunkel- bis hellblaugraue, z.T. hellbraun anwitternde meist flaserige Kalke und enorm gequälte Mergelschiefer. Funde von Lumachellen und Korallen (Lithodendron) sprechen deutlich für Rhät, die Fazies ist diejenige der Kössener Schichten. Ein Teil des Aufschlusses war ca. 10 m lang, einige kleine Ausbisse erstreckten sich auf weitere ca. 20 m. Diese Kössener Fazies hat keine Äquivalente in der reinen und mächtigen Dachsteinkalkfazies, die sich beiderseits im Warscheneck und den Haller Mauern auch topographisch wesentlich höher ausbreitet.

Das Vorkommen liegt in Haselgebirge in einer aus Haselgebirge, schwarzen, in Rauhwacken übergehenden Kalken und Werfener Schichten bestehenden Zone, mit wenig Moräne.

3.2.4.1.2. Rhätische Tonmergelschiefer an der Imitzbergstraße

An der Imitzbergstraße wurde oberhalb der Kehre nahe der Flinderlmühle etwa nordöstlich vom Stadel des Gehöftes Winkl in Rauhwacke ein zerfallener kleiner Körper aus dunkelgrauen mergeligen feinserizitischen Tonschiefern, die helloliv fleckig ausgebleicht sind, gefunden. Glücklicherweise sind auch diese Tonmergel durch kleine Fossilien wie Brachiopoden und Bivalven, vor allem aber durch *Rhaetavicula contorta* PORTLOCK, als Rhät erwiesen – in einer zur Dachsteinkalkfazies in keiner Weise passenden Ausbildung, die jedoch zweifellos zur Kössener Fazies gehört. Die gleiche Herleitungsart wie bei den Gesteinen SE St. Leonhard gilt somit auch hier.

Zwei Pollenbefunde von I. DRAXLER sprechen ebenfalls für rhätisches Alter: massenhaft cf. *Circulina* sp. in allerdings sehr schlechtem Erhaltungszustand. Diese Form hat ihre größte Verbreitung im Rhät, während sie im Karn erst vereinzelt einsetzt.

Der Vollständigkeit halber sei hier noch einmal darauf hingewiesen, daß die Tonschiefer mit z.T. grauen geschichteten Kalklagen vom Westfuße des Imitzberges im oberen Teil der Rauhwacken eine größere Ähnlichkeit mit diesen Rhätschiefern haben. Sollte es sich herausstellen, daß sie tatsächlich Rhätgesteine sind, dann müßten sie ebenso als Fremdgesteine im Salinar an dieser Stelle Platz finden. Möglicherweise könnte man in diesen auch Fossilien oder wenigstens Sporen finden.

Vielleicht ist es ein gewisser Hinweis, wenn hier eine Gelegenheitsbeobachtung hinzugefügt wird, daß mir nämlich diese Rhät-Tonmergelschiefer denjenigen zu gleichen scheinen, die im Rhät der Stangalm zwischen den Kalkbänken liegen. Hier bestünde sogar die echte Möglichkeit einer Beziehung.

3.2.4.1.3. Schollen südlich Rosenau

Südlich Rosenau wurden am Hang westlich Lerchbauer einige Schollen gefunden, die nicht in die Umgebung von Reichenhaller Schichten und etwas Haselgebirge passen. Im Osten liegt eine Scholle von rötlichgrauen, gelegentlich ins Rötliche übergehenden Kalken, in denen ein Korallenrest gesehen wurde. Es könnten ev. Oberrhätkalke sein. Etwa 300 m WSW davon liegen in einer quellenreichen Parzelle in Reichenhaller Schichten graue Dachsteinkalke mit Triasinen und rotbraune Lias(?)-Kalke mit örtlich ein wenig Echinodermengrus. Südöstlich davon liegen hellrote bis weißliche Hierlatzkalke mit spärlich Brachiopoden. Ob sie Stirnschollen der Hallermauern sind oder auf andere Weise hierher gelangt sind, ist sicher schwer zu entscheiden.

3.2.4.1.4. Hallstätter Kalke der Gammeringalm südlich Wurzner Kampl

In dem an Blockschutt reichen Südhang des Wurzner Kampl sind erst durch den ihn querenden Forstweg zwei Kalkschollen deutlich sichtbar geworden: die eine im Walde gleich westlich der Schipiste (mit der Standseilbahn), die zweite am Südkamm des genannten Berges. Jede ist beiläufig hausgroß.

Es handelt sich um etwas ungleichmäßig graue, stark zertrümmerte, eng von Kalzitklüften durchzogene Kal-

ke. Einerseits sind örtlich viele scherbenartige Faserkalzitgebilde charakteristisch, die häufig an kalzitisierte dickere Bivalventrümmer, anderseits aber auch an großoolithische Strukturen erinnern. In Nestern angereichert gibt es aber auch sichere Halobiidenbrut. Eine genauere Fossilsuche steht leider noch aus. Es ist aber kaum daran zu zweifeln, daß es Hallstätter Kalke sind, die aus dem Salinar der Gammeringalm ausgewittert sind und sicher von diesem mitgebracht wurden. Vergleichsmöglichkeiten scheinen mit Hallstätter Kalken des Gipfelgebiets des Bosruck zu bestehen (siehe W. DULLO et al. [1987]), von wo sie W Lahnerkogel *Daonella lommeli* (WISSM.) angeben (vgl. 3.2.7.).

3.2.4.1.5. Basische Eruptivgesteine im Salinar

Trümmer solcher Gesteine liegen im Haselgebirge des Fensterrahmens besonders reichlich, sind aber bis weit nach Süden nachweisbar. Die Größe bewegt sich etwa zwischen Block- und Zimmergröße.

Zwei Gruppen lassen sich unterscheiden: Abkömmlinge von Melaphyren und Abkömmlinge von Serpentiniten und Ophikalziten, die eine Abkunft von Meeresbodengesteinen nahelegen, obwohl die Lokalisierung eines solchen Meeresbodens Schwierigkeiten bereitet.

Die Melaphyre sind zahlreicher als die Serpentinite. Die meisten sind feinkörnige Gesteine mit Intersertalgefügen aus sehr dünnen Plagioklasleistchen, die trotz teilweiser Zersetzung zu Kieselsäure, Albit und Kalzit noch deutlich als solche zu erkennen sind und in einer trüben Grundmasse mit Erzkörnchen oder braunen Mikrolithen, oder einer Grundmasse aus hellen Zersetzungsprodukten, wie Kieselsäure, Kalzit, Glimmermineralien und Chlorit liegen. Dieses Material geht nicht selten über in ein Gestein mit ähnlicher heller Grundmasse mit wenigen kleinsten Plagioklasen, darin größeren zersetzten Plagioklasen und Pseudomorphosen nach Augit aus Glimmermineralen, Kieselsäure und Karbonat. Andere pseudomorphosenartige Gebilde bestehen aus Kalzit und Chalcedon oder nur aus Kalzit und könnten aus einem anderen mafischen Mineral entstanden sein.

Klüfte gibt es in mehreren Generationen. Quarzklüfte sind älter, jünger sind Klüfte mit eisenschüssigem Karbonat und Limonit.

In mehreren Dünnschliffen beobachtete kleine rundliche Fleckchen aus Kieselsäure, mitunter auch aus Karbonat, scheinen gefüllte Bläschenhohlräume zu sein.

Eine genauere Beschreibung eines Gesteins dieser Art, das ca. 2 km südöstlich vom Wurzner Kampl im Gipsgraben gefunden wurde, haben E. ANIWANDTER & E. J. ZIRKL (1955) gegeben. Es werden beschrieben: Pseudomorphosen aus Muskowit, Chalcedon und Albit nach Plagioklas (0,5–5 mm), solche aus Quarz, Muskowit, Karbonat und wenig Hämatit nach Augit und welche aus Karbonat mit Limonitstaub an den Rändern nach Olivin in einer Grundmasse aus karbonatfreiem Filz aus Muskowit, Quarz, Hämatit und winzigen Titanmineralien. Es kommt auch vor, daß die dunklen Gemengteile chloritisiert sind (Augit, Olivin), nicht wie sonst karbonatisiert oder verkieselt. Hämatit gibt es z.T. im Gestein aber auch an Klüften. Die Gefüge werden als porphyrisch-intersertal angegeben.

Als vermutlich ursprünglicher Mineralbestand wird angeführt: als Einsprenglinge Plagioklas, Augit, Olivin; in der Grundmasse Plagioklas, Augit, Ilmenit(?).

Die hier beschriebenen Gesteine entsprechen durchaus den von mir untersuchten und beobachteten.

Das Gestein des Felsens vom Häuserl am Stein im Nordteil von Windischgarsten ist in Teilen eine Eruptivgesteinsbreccie und besteht jedenfalls aus zweierlei Material: einmal eines von Melaphyr-Charakter. Intersertal oder büschelförmig angeordnet oft zersetzte Feldspatleisten liegen in einer zersetzten braun oder schwärzlich getrübten Grundmasse. Einige Einsprenglinge sind gelbliche Pseudomorphosen nach vermutlich Augit. Das zweite Material ist zersetztes glasiges Material von oft filziger Beschaffenheit und grünlichgelber Färbung, das aber meist in Schichten und in rundlicher Anordnung bis zur Undurchsichtigkeit rötlich-braunschwarz getrübt ist. Darin liegen wenige etwas größere Feldspatpseudomorphosen. Was die Struktur der ophicalcitischen Gesteinspartien betrifft, so liegen verschieden große Körper des Eruptivgesteins Pillow-ähnlich in einer oft getrübten kalzitreichen Matrix. Braunes älteres Karbonat wird von jüngerem klarem grobkristallinem Karbonat und ähnlich beschaffenen Kluftzonen durchsetzt.

Die Serpentinitabkömmlinge sind sehr reich an Kalzit mit ein wenig dunkelstaubigem Erz und braunschwarzem Limonit, in dem Fragmente und Flasern aus bräunlichgrünem Serpentin und Chloritmineralien mit kleinen Erzkörnchen liegen (Ophicalcite). Zahlreiche Karbonatklüfte zerteilen das Gestein. In einem anderen Schliff gibt es außer den Bruchstücken aus Serpentin und größeren verbogenen Chloriten (Klinochlor) auch solche aus erzdurchstäubtem undulösem Quarz mit Karbonat und Chloriten. Ältere Klüfte bestehen aus stengeligem Quarz, jüngere aus teilweise stengeligem oder einfach kristallinem Karbonat. Scherflächen werden auch durch Limonit markiert.

Gefunden wurden Blöcke solcher Basite vor allem im Gebiet des Wuhrbauer Kogels in der Umrahmung des Fensters südöstlich Patzl (wo sich in den Blöcken wenig Pyrit und Kupferkies fand und zwar ca. 500 m WSW Kleiner im Graben an einer Störungszone) innerhalb der Gosauzone (an der auch die Panholzmauer liegt) – ferner westlich des Grabens an der Schlepplift-schneise im Nordhang des Wuhrbauer Kogels (wo das Eruptivgestein sedimentäre Kalkbrocken umschließt), in der Mulde südöstlich der Weggabel östlich Wuhrbauer (siehe S. PREY, 1964), zwei Vorkommen ca. 100 m und 400 m westlich Vd. Puchriegl, im „Badhausgraben" etwa ESE Horner, westlich der „Seelospiste" ca. 100 m nördlich Waldrand, spärliche Stücke am Fußweg südlich Spregaus-Steinbruch, ENE Windhag (klein), beim Häuserl am Stein (der größte Block ca. 10×15 m, 3–4 m hoch), ferner an der Eisenbahnstrecke westlich Grundner, im ehemaligen Gipsbruch Mitterweng, in einer stark rutschenden Quellmulde SSE Lofer (bei Spital) und 2 km SE Wurzner Kampl (ANIWANDTER, 1955) und sicher noch andere.

3.2.5. Gutensteiner Kalk und Dolomit (Anis)

Über diese Gesteine ist wenig Neues zu berichten. Zur Vervollständigung wird aber gelegentlich auch auf ältere Literatur zurückgegriffen.

Wie üblich sind es dunkelgraue, teils massige, teils bankige bis dünnbankige Kalke, die oft etwas dolomi-

tisch sind, oder in Dolomite übergehen. Wenig häufig sind flaserige, ganz selten knollige Kalke, die oft lagenweise in ungegliederten Kalken liegen. Dasselbe gilt für die mitunter feinstreifigen Kalke. Gelegentlich wurden in plattigen Kalken die bekannten und charakteristischen „Wurstelbänke" beobachtet.

Fossilien pflegen sehr spärlich vorhanden zu sein, vor allem Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden und Crinoiden. G. GEYER (1907) erwähnt nördlich des Weges zur Frumaualpe (Pyhrnpaßgebiet) und vom Ausgang des Grünaugrabens (bei Spital a. P.) schlechte Exemplare von *Myophoria* cf. *costata* (heute *Costatoria* cf. *costata* [ZENKER]) und *Natica* cf. *stanensis* (heute *Neritaria* cf. *stanensis* [PICHL.]). Im oberen Teil des Kl. Warschenecks (bei Rosenau) befindet sich eine geringmächtige Linse von weißem Diploporenkalk (Steinalmkalk).

Die Grenze gegen die liegenden Rauhwacken (mit Haselgebirge) ist nur selten zu sehen. Daß Haselgebirge in den Rauhwacken enthalten zu sein scheint, trägt dazu bei, daß der Imitzberg im Gipfelgebiet weitgehend in Blockwerk zerfallen ist, das abwärts wandernd die Hänge weitgehend bedeckt. Was man sieht, spricht dafür, daß diese Grenze keineswegs scharf ist. Denn es gibt in dieser Position graue Dolomite, ja sogar Zellendolomite, anderseits auch Wechsellagerungen von Kalken mit Rauhwacken und Rauhwackenbreccien sowie grünen Tonschieferlagen.

Dem Gesteinszerfall kommt die Klüftung und die Labilität des unterlagernden Salinars entgegen. Manche dieser Klüfte und Kluftzonen fallen durch eine mehr minder lebhafte Rotfärbung auf. Ihnen folgen oft auffallende Rinnen, in denen auch Kluftbreccien sichtbar sein können.

Reiflinger Kalke scheint es hier nicht zu geben.

Die allgemeinen Befunde passen auch für die Gutensteiner Kalke und Dolomite im Liegenden des Bosruckkalkes (vergl. G. GEYER, 1907) oder die Vorkommen im Liegenden des Raumsaudolomites, wo sie meist allmählich in die hangenden Steinalm- und Ramsaudolomite übergehen.

Als größere Vorkommen sind die Gutensteiner Schichten des Imitzberges, des Kl. Warschenecks und die dolomitreiche Scholle WNW Rosenau zu nennen sowie als kleinere z.B. der Hügel bei Vorderstoder und die Gipfelkappe des Gunst. Aber kaum zu zählen sind die vielen kleinen, oft von Rauhwacken begleiteten Vorkommen im Verbreitungsgebiet der Werfener Schichten und des Salinars im nördlichen Vorfeld der Haller Mauern, des Bosrucks und des Warschenecks.

3.2.6. Äquivalente des Schreyeralmkalkes bzw. Lercheckkalkes (Hallstätter Kalke, Anis)

Es war mir zwar nicht möglich, diese Vorkommen selbst anzusehen, aber es liegt eine eingehende und glaubhafte Beschreibung von G. GEYER (1907) vor. Die Hallstätter Kalke sind auch von neueren Bearbeitern (W. NOWY & R. LEIN, 1984; W. DULLO et al., 1987) akzeptiert worden.

Im Bosruckgebiet liegen somit über den Gutensteiner Kalken und Dolomiten wenige Meter mächtige rote und grüne knollige oder knollig-flaserige kieselreiche hornsteinführende plattige bis dünnschichtige Kalke mit *Spirigera* (heute *Retzia*) *trigonaella* (SCHLOTH.), *Spiriferina fragilis* (SCHLOTH.), *Sp.* (heute *Mentzelia*) *mentzeli* DUNK., *Waldheimia* (heute *Aulacothyris*) *angusta* DUNK. und *Encrinus* sp. Das wichtigste Vorkommen obertags nennt G. GEYER südlich vom Kitzstein oberhalb vom Roßboden, ferner Äquivalente aus dem Bosrucktunnel der Eisenbahn. Es scheint sich um z.T. linsenförmige Vorkommen zu handeln. Den Vergleich mit den Draxlehner Kalken hat GEYER gezogen. Allerdings werden jene Kalke heute als karnisch eingestuft, während diejenigen des Bosruckgebiets nach von L. KRYSTYN bestimmten Conodonten als pelsonisch ausgewiesen sind (W. DULLO et al., 1987). Es werden genannt: *Gondolella* sp. und *Nicorella kockeli* KOZUR (Schreyeralmkalk). Daß es sich um randliche Bildungen des Hallstätter Raumes handelt, dürfte feststehen.

3.2.7. Bosruckkalk (Oberanis bis Unterkarn) Tisovec-Kalk

Der Name wurde von mir als Arbeitsname aufgestellt zu einer Zeit, wo der wahre Umfang der Folge äußerlich sehr einheitlicher Kalke und Dolomite nicht feststand. Während G. GEYER (1907) eine bis ins Nor reichende Riffentwicklung als „Hochgebirgskorallenkalk" annahm, war ich geneigt, ein hauptsächlich ladinisches Alter für wahrscheinlicher zu halten. Heute steht fest, daß er ins Unterkarn hinaufreicht.

Soweit ich den Bosruckkalk kenne, ist er in seiner Hauptmasse ein grauer, mitunter bläulichgrauer oder bräunlicher stark klüftiger und häufig dolomitischer Kalk. Biogene und Riffschutt wurden öfter beobachtet, insbesondere dann, wenn die hellen Komponenten in einem wenig dunkler gefärbten Kalk liegen. Örtlich zeigen die zahlreichen Klüfte und Störungen rötliche Färbungen, die Kalke auch gelegentlich rötliche Partien. Fossilsuche habe ich keine durchgeführt. G. GEYER (1907) spricht von Diploporen und Korallen, im Gipfelgebiet westlich vom Kitzstein von „Halobienbrut".

Die Mächtigkeit ist übrigens wegen der enormen Störungen schwer abzuschätzen. Im Südhang kann man etwa 500 m ablesen.

In der Altersfrage sind neuere Forschungen von W. DULLO et al. (1987) sehr hilfreich, sieht es doch so aus, als wäre sie nun geklärt. Die Autoren beschreiben aus dem Gipfelgebiet des Bosruck Conodonten (det. L. KRYSTYN) und eine Anzahl von Mikrofossilien (Punkte am Gipfel und am Weg westlich Lahnerkogel), die beweisen, daß die Kalke bis ins Unterkarn (Jul) reichen. Sie werden als Tisovec-Kalk eingehend beschrieben. Der Kalk zeigt Hallstätter Einfluß durch *Daonella lommeli* (WISSMANN) (westlich Lahnerkogel) Es dürfte sich um ähnliche Vorkommen wie das von GEYER erwähnte handeln; also nicht um Halobien, wie GEYER dachte. Der Karnische Komplex besteht aus Riff- und Riffschuttkalken sowie nur wenig Lagunensediment. Die Verbandsverhältnisse sind offensichtlich durch die enormen Störungen verschleiert.

Für die obersten Teile des Bosruckkalkes altersbestimmend sind (W. DULLO et al., 1987) zwei Conodontenfaunen: Eine vom Gipfel des Bosruck mit *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella inclinata* KOVACS und *G.* cf. *polygnathiformis* BUD. & STEF.; und eine zweite westlich vom Lahnerkogel mit *Epigondolella mostleri* (KO-

ZUR), *Gladigondolella tethydis* (HUCKR.), *Gondolella polygnathiformis* BUD. & STEF. und *Gondolella* cf. *auriformis* KOVACS.

Nach diesen Befunden und der Vergleichbarkeit der Fazies bezeichnen die genannten Autoren den Bosruckkalk als Tisovec-Kalk (Typlokalität in der Slovakei).

Letztenendes ist es ein im Süden zurückgebliebenes Stück des ladinisch–unterkarnischen Riff-Lagunensystems, das im Norden dolomitisiert ist (Ramsaudolomit) und im Süden mit dem Hallstätter Faziesraum in Verbindung steht.

Diese Ordnung – Riffkalk im Süden, Ramsaudolomit im Norden mit Übergang – kann auch aus kleineren Vorkommen, die in Störungszonen zu liegen pflegen, abgelesen werden. Schon aus der Anordnung erkennt man die nordwärts zunehmende Dolomitisierung. Neben dem Hauptvorkommen von teilweise dolomitisiertem Kalk am Bosruck sind kleinere teilweise dolomitisierte Schollen z.B. südlich vom Moltersberg (S Spital a. P.) und zwei kleinere 500 m bzw. 900 m nördlich Mausmayralm zu nennen. In ähnlicher Position im Vorfeld der Hallermauern und des Warscheneck gibt es Schollen am Präwald- und Klammberg bei Roßleithen und im Kampleck–Gowilalmgebiet NNW Pyhrgaß, die schon als Ramsaudolomit angesprochen werden müssen.

3.2.8. Ramsaudolomit (Wettersteindolomit) (hauptsächlich Ladin)

Der Ramsaudolomit ist auch hier der typische, in der Regel weiße oder sehr blaßgraue oder blaßbräunliche zuckerkörnige Dolomit, ungeschichtet oder schlecht geschichtet, aber stellenweise auch gut gebankt mit stromatolithischen Strukturen. Er entspricht gut dem Wettersteindolomit der nördlich benachbarten Gebiete. Der charakteristische kleinstückige bis grusige Zerfall ist die Regel und läßt ihn schon morphologisch vom Dachsteinkalk unterscheiden. Klüfte und Harnische sind nicht selten hellrot gefärbt.

Als Charaktergestein der gebankten Dachsteinkalkfazies kann er über tausend Meter Mächtigkeit erreichen.

3.2.9. Raibler Horizont (Karn)

Um auszudrücken, daß diese Karnischen Schichten ein wenig anders sind als die Lunzer Schichten, wurde hier der andere Name bevorzugt. Denn abgesehen von der in weiten Gebieten sehr geringen Mächtigkeit enthalten sie auch z. T. andere Gesteine. Außerdem scheint das Band stellenweise auszusetzen und durch helle Kalke ersetzt zu sein. Örtlich haben wohl die klastischen Sedimente die wachsenden Riffe nicht überdecken können – ein Bild, wie es z. B. M. SCHLAGER im Untersberg gezeichnet hat. Hingegen ist der Raibler Horizont in der Hochmölblinggruppe ein wenig mächtiger, wenn auch eine tektonische Anschoppung möglich ist.

Wohl herrschen schwarze Mergelschiefer und Tonschiefer vom Typus der Reingrabener Schiefer vor; ein wenig Sandstein kommt vor. Nicht in der Lunzer Fazies zuhause sind die Oolithe.

Nachdem diese Carditaschichten von mir nicht näher untersucht wurden, sei das von G. GEYER (1913) aus der Röll beim Almsee (Totes Gebirge) angeführte Profil wiedergegeben: Unten schwarze, z. T. sandige oder glimmerige Schiefermergel, darüber grünlichgraue rostig anwitternde feinkörnige dünnplattige Sandsteine und ockergelbe Kalkoolithe mit Crinoiden, Cidaritenkeulen und Muschelscherben – zusammen (nur) 6–8 m mächtig – und darüber ein dunkler plattiger Dolomit und Dachsteinkalk.

W. JANOSCHEK (1966) beschreibt aus dem Weissenbachtal bei Hinterstoder bzw. der Bärenreith graue bis schwärzliche Tonmergel, Mergel und Sandsteine mit Kohleschmitzen (ohne Makro- und Mikrofossilien) und weiter südlich dünnbankige oder massige bituminöse Breccien mit solcher Matrix und Kalken und Dolomiten als Komponenten. Genauere Untersuchungen dieser Breccien wären wünschenswert, um vor allem ihre fazielle Bedeutung erkennen zu können.

3.2.10. Dachsteinkalk (Nor–Rhät)

Der Dachsteinkalk ist im Toten Gebirge, den Haller Mauern und dem Warscheneck das auch in der Landschaft dominierende und für diese Einheiten charakteristische Gestein. Mit über 1000 m Mächtigkeit baut er imponierende Berggestalten auf wie Großen Priel, Spitzmauer, Kl. Priel und Trabanten, das Warcheck und den Pyhrgaß samt umgebenden Gipfeln.

Seine Gesteine sind vorwiegend gut bekannt: graue, in höchsten Teilen öfter fast weiße gut gebankte Kalke. Kennzeichnend sind die verbreiteten Loferite, sowie die Megalodontenbänke, die besonders häufig in den oberen Teilen des Schichtstoßes gefunden werden. An künstlichen Aufschlüssen, z.B. am Schiweg bei der Talstation der Wurzneralmbahn, kann man sehen, daß öfter ganz dünne Mergellagen zwischen den Bänken liegen. Höchste Teile zeigen neben weißen häufig auch buntere zarte Farben, wie braungraue oder rötlichgraue, und in den Kalken liegen Lagen und Schmitzen von ziegelroten, z.T. ein wenig kieseligen und hornsteinähnlich auswitternden Mergeln und Tonmergeln, die naturgemäß stellenweise auch grün sein können. Seltener sind rötlichgraue buntscheckige Kalke mit roten Schmitzen und Lagen (in den Bankfugen). Es wurde allerdings auch beobachtet, daß solche Schmitzen mit Faserkalzit umgeben sein können, wohl ausgefüllte Hohlräume um syndiagenetisch geschrumpfte Tonmergel. Einmal (S Schmidalm) wurde eine eingeschaltete ockergelbe Mergellage mit Klumpen und wulstigen Lagen von grauem Kalk gesehen, oder einzelne dunklere Kalklagen. In dem roten Material weisen gelegentlich vorkommende Dachsteinkalkfragmente auf synsedimentäre Aufarbeitungen hin. Ausnahmsweise wurden hier kleine graue Hornsteine sowie spärlich Fossilgrus beobachtet. Auch in Klüften findet sich das rote oder grüne Material wieder. Es handelt sich um weit verbreitete Erscheinungen, die ich schon oft im Toten Gebirge und am Dachsteinplateau gesehen habe.

Im Großen wechseln manchmal dicker und dünner gebankte Folgen ab. Aber auch schlecht oder nicht gebankte Einlagen werden gelegentlich sichtbar, wie mitten in der Wand des Seesteins über dem Gleinkersee, oder z.B. am Präwald- oder am Klammberg, die aus riffkalkähnlichen Gesteinen bestehen. Das an Großaufschlüssen öfter sichtbare Auskeilen einzelner

Bänke hat offenbar nicht immer tektonische Ursachen, sondern dürfte öfter auch durch Abtragungsvorgänge in der außerordentlich seichten Lagune verursacht sein.

Schließlich ist die Oberfläche des Dachsteinkalkes trockengefallen und teilweise auch verkarstet. Das war auch der Anlaß für Schuttbildungen, die sodann bei der Transgression in die roten Liasgesteine aufgenommen worden sind. Gelegentlich findet man sogar Füllungen von Karstklüften oder Karstschläuchen mit Hierlatzkalk.

3.2.11. Spitaler Marmor, Basalbreccien des Lias

Der Spitaler Marmor ist eine oft grobe Breccie aus eckigen Trümmern fast weißen Dachsteinkalkes in einer Matrix aus intensiv rotem Mergel- oder Kalkmergelstein. Das bunte Gestein wurde bis in jüngere Zeit gerne als Dekorationsstein verwendet und in den großen Bergstürzen zwischen Lofer- und Mittagmauer in Talnähe nordwestlich St. Leonhard gewonnen und verarbeitet. Auch in den Moränen z.B. des Gleinkerseegebietes sorgen diese Gesteine für lebhaft bunte Farben.

Die Breccie liegt am Plateaurand oberhalb des Bergsturzgeländes, über dem Dachsteinkalk. Das rote Bindemittel ist in Klüfte des Dachsteinkalkes eingefüllt, die sich nach unten allmählich verlieren. Das Alter ist, der Situation nach, Unterlias; sie unterlagert den Hierlatzkalk. Solche lokale Breccien sind an der Basis des Lias auch andernorts bekannt. Sie umschließen mitunter auch über metergroße Dachsteinkalkblöcke. Je nach dem aufgearbeiteten Gestein kann man auch Blöcke mit den Eigentümlichkeiten der höchsten Dachsteinkalke, örtlich auch roten Hornstein finden (z.B. Stubwiesalm).

Es wurde aber auch deutlich, daß diese Breccie keineswegs überall vorhanden ist, sondern daß größere Gebiete ausgewiesen werden können, wo mit scharfer Grenze Hierlatzkalk direkt auf Dachsteinkalk liegt, wie z.B. am Forstweg südlich unterhalb Schmiedalm.

Eine genauere Kartierung des Gebiets um die Wurzner Alm auf inzwischen erst erschienenen besseren topographischen Karten war geplant, wurde aber nicht mehr verwirklicht, weshalb gewisse Unsicherheiten geblieben sind.

Etwas unklar und genauer untersuchenswert ist daher die stratigraphische Position von Breccien, die von den sicher basalen abweichen. Dazu gehören z.B. Breccien, die in der Nähe des Halssattels anstehen und neben Dachsteinkalk auch Hierlatzkalk als Komponenten haben. Eine andere Breccie aus diesem Gebiet besteht aus Dachsteinkalkfragmenten wie die anderen, aber mit Hierlatzkalk als Matrix, die aber im Hangenden des Hierlatzkalkes liegen und unter die Kieselschichten eintauchen. Ob auch in dem Hierlatzkalk solche Breccien vorkommen, müßte erst geklärt werden. Jedoch dürfte die Deutung als Basalbildungen für die basalen Konglomerate und Breccien sicher sein. Diejenigen, die im Pieslingtal am Güterweg nördlich der Riegleralm anstehen, haben als Komponenten dunkler grünlichgraue, heller grünlichgraue und rötliche Kalke, die häufig eckig sind und vereinzelt auch als große Blöcke vorkommen (man kann sie aus den höchsten Teilen des Dachsteinkalkes herleiten). Das reichliche rotbraune Bindemittel ist crinoidenführend. Es erinnert an gewisse später zu beschreibende Einschaltungen in basale Hierlatzkalke. Die Beobachtung, daß jenseits eines schmalen Schuttstreifens blaßroter, schlechte Brachiopoden führender und erst in einiger Entfernung dunkelbraunrote Färbung annehmender Hierlatzkalk ansteht, spricht bei Vergleich mit Hierlatzkalkprofilen südlich Schmiedalm sehr für eine Deutung als Abart der Basalbreccien.

3.2.12. Hierlatzkalk, Manganknollenhorizont (Unterlias)

Es scheint, daß basal in kleinen Vorkommen hellrote Kalke auftreten, die dem Bindemittel des Spitaler Marmors ähneln. Es gibt hier vereinzelt auch rote Hornsteinkalke.

Der Hierlatzkalk als in verschiedenen Schattierungen rote, vielfach aber dunkelrote und dunkelbraunrote Crinoidenkalkmasse bedarf keiner besonderen Charakterisierung. Im Crinoidenspatkalk kommen kennzeichnende Brachiopoden vor, wie es dieser Fazies zukommt, ferner auch Involutinen (*Involutina liassica* [JONES]), wie der Fund in einer aus Brachiopoden, Crinoiden und Involutinen bestehenden Lage oberhalb der nordwestlichen am markierten Weg gelegenen Hütte der Filzmoosalm zeigt.

Wenn auch eine genaue Kartierung aussteht, so brachten neuere Forstwege im Gebiete der Schmied- und Gammeringalm so interessante Beobachtungen, daß sie hier mitgeteilt werden sollen. Sie betreffen die tieferen Teile des schätzungsweise etwa bis sechzig Meter mächtigen Kalkes.

Der Forstweg südlich unterhalb Schmiedalm, der das Gehänge in rund 1000 m Höhe in einer langen Schleife quert, zeigt zunächst generell, daß mit scharfer Grenze und ohne Breccien zuerst ein blaßroter, schlieriger, ein wenig dunkler gemusterter Crinoidenkalk auf dem Dachsteinkalk liegt, der örtlich sogar blaßrosa bis weiß sein kann. Ein wenig anders ist die Basis nach der Kehre westlich vom querenden alten Weg. Denn dort liegen über dem Dachsteinkalk zuerst ca. 2 m braunen feinkörnigeren tonigen Crinoidenkalkes, der nach oben in normalen hellen Hierlatzkalk übergeht. Am Übergang sind kleine Brachiopoden häufiger, und einige Meter höher folgt noch eine brachiopodenführende Lage.

Bei der Hintersteiner Alm wurden an der Basis einige bis halbmetermächtige Linsen von rotem Kalk mit Crinoidenspreu beobachtet.

Zurück zu den früheren Aufschlüssen am Forstweg: Der hellere schlierige Crinoidenkalk, der beiläufig 6–10 m mächtig ist, geht nach oben in einen dunkelroten, z.T. feinspätigen, örtlich knollig oder schlierig struierten tonigeren Kalk mit Eisenmangankrusten und einigen Eisenmanganknollen über. Diese Knollen sind etwa faustgroß und rundlich schalig gebaut, nie sehr zahlreich und auch nicht überall vorhanden. Die Lage selbst wird wiederum mit unscharfer Grenze von dem normalen meist dunkelroten oder dunkelbraunroten Hierlatzkalk überlagert.

Dieser Aufbau des tiefen Teiles des Hierlatzkalkes ist z.B. auch in den Anschnitten des Forstweges, der am Südrand der Gammeringalm den Nordfuß des Brunnsteins begleitet, deutlich zu sehen. Allerdings gibt es dort eine Verdoppelung des hellen Crinoidenkalkes, deren Ursache aber noch nicht untersucht wur-

de. Ferner konnte an der Straße zum Gipsbruch Hinterstein das Weiterstreichen der Lage mit Mangankrusten und -knollen über hellem und unter dunkel braunrotem Hierlatzkalk festgestellt werden.

Bekanntlich sind solche schalige Eisenmangankonkretionen und Krusten in der heutigen Tiefsee ziemlich verbreitet, und zwar in Gebieten mit geringer Sedimentationsrate und oxydierendem Milieu, wie es das kalte Tiefenwasser mit sich bringt. Es ist heute das Gebiet des Roten Tiefseetons. Meeres-Strömungen könnten durch die Wälzung der sich bildenden Konkretionen dokumentiert sein. Fe und Mn werden meist vom Festland hergeleitet. Auch enthalten sie andere Metalle und Tonminerale.

Dankenswerterweise hat P. KLEIN (Fachabteilung Geochemie der GBA) zwei Proben solcher Knollen vom Fundpunkt südlich Schmiedalm analysiert (Bericht Hc-28/91 vom 9. 1. 1992). In Tabelle 1 findet sich ein Vergleich der Analysen zweier Proben von S der Schmiedalm mit der Durchschnittsanalyse von zwei Proben einer Manganknolle aus Miesenbach (W Hohe Wand) von B. PLÖCHINGER sowie eine Zusammenstellung der Schwankungsbreiten der chemischen Elemente von Manganknollen aller Ozeane von verschiedenen Autoren, zusammengestellt von P. KLEIN.

Tabelle 2.
Chemismus von Manganknollen.

		Proben S Schmiedalm 1	2	Miesenbach Gh. Apfelbauer
SiO_2	[%]	< 0,5	6,0	8,20
TiO_2	[%]	0,42	0,13	
Al_2O_3	[%]	4,30	1,60	5,60
Fe_2O_3	[%]	24,10	5,65	33,80
MnO	[%]	0,43	0,44	1,50
MgO	[%]	1,10	0,75	1,71
CaO	[%]	40,30	46,20	14,50
Na_2O_3	[%]	0,04	0,04	1,10
K_2O_3	[%]	0,49	0,27	0,17
P_2O_5	[%]	0,13	0,12	
H_2O	[%]	0,76	0,22	
GV	[%]	27,00	38,60	23,35
Co	[ppm]	660	115	475
Cr	[ppm]	35	115	475
Cu	[ppm]	190	290	44
Mo	[ppm]	10	< 2	
Ni	[ppm]	3300	530	2216
Pb	[ppm]	440	130	

Schwankungsbreite von Durchschnittsgehalten einiger chemischer Elemente in Manganknollen aller Ozeane [in %].

Mn	15,3 –32,1	Co	0,17 –0,59
fe	9,1 –22,4	Ba	0,17 –0,59
Si	4,1 –11,0	P	0,18 –0,54
Na	(2,3–2,6)	Cu	0,06 –0,59
Mg	1,15– 1,8	Pb	0,03 –0,25
Al	0,73– 3,1	Mo	0,035–0,20
Ca	0,27– 2,7	V	0,042–0,073
K	≈0,8	B	0,005–0,03
Ni	0,39– 0,99	Cr	≤0,007
Ti	0,37– 0,81		

Bei den Krusten und Knollen unserer Hierlatzkalke könnte man aus der hellen Farbe des den Knollenhorizont unterlagernden Hierlatzkalks den Schluß ziehen, daß die Metalle vielleicht durch thermale Wässer aus diesem ausgelaugt und dann neuerlich gefällt wurden. Auf welche Weise eine Entstehung der Knollen und Krusten in der Tiefsee (wie nach heutigen Beispielen angenommen werden müßte) mit der häufig geäußerten Meinung, daß die Crinoidenkalke Ablagerungen auf Schwellengebieten seien, in Einklang zu bringen ist, muß dahingestellt bleiben. Die Annahme einer Tiefschwellenposition hat sicher viel für sich. Daß der Meeresboden aus Dachsteinkalk nach Trockenfallen und Verkarstung ziemlich rasch in immerhin beachtliche Tiefen abgesunken sein muß, ist plausibel. Schon in der unteren Hierlatzkalklage und im Manganhorizont ist die Tiefe erreicht. Die darüber folgenden Sedimente deuten den Fortbestand ähnlicher Sedimentationsbedingungen an. Auch die Kiesel- und Radiolaritschichten sind ja Bildungen tiefen Wassers.

Das Gebiet zwischen Schmiedalm, Brunnstein, Stubwiesalm und westlich Hintersteineralm ist eines der größten Vorkommen von Hierlatzkalk in diesem Raume; ein etwas kleineres neuentdecktes bei der Riegleralm westlich der Dümmlerhütte und häufiger kleinere (W Gleinkersee, Eisernes Bergl) und sehr kleine, z. B. am Plateau des Warschenecks, beweisen, daß es früher eine zusammenhängende Bedeckung durch Hierlatzkalk in diesem Raume gegeben hat.

Im Hangenden wird der Hierlatzkalk bedeckt von einerseits rötlich gelbgrauem, eher dünnbankigem und darüber dunkelbraunrotem knolligem Kalk mit feiner Crinoidenspreu, der an die Kalke erinnert, die die Knollen enthalten (oberhalb der Teichlbachschwinde). Östlich Filzmoosalm und bei der Schmiedalm sind es braunrote dünnschichtige Hornsteinkalke und rote Kalke. Auch unterhalb vom Stubwieswipfel wurden die roten Hornsteinkalke nach oben übergehend in rote Mergelkalke mit Hornstein und Mergel und schließlich in die Fleckenmergel und Kieselschichten (nach alten Notizen) registriert.

Damit ist der Zusammenhang mit den nächstfolgenden Schichtgliedern gegeben.

3.2.13. Fleckenmergel, Kiesel- und Radiolaritschichten (Oberlias bis Untermalm)

Hier sind Schichten zusammengefaßt, die durch dunkle Farben und einen gewissen Reichtum an Kieselsäure gekennzeichnet sind. Erst im Radiolaritniveau werden die Farben lebhafter grün und rot. Eine genauere Gliederung wurde nicht vorgenommen und ist sicherlich ziemlich schwierig.

Tiefe Partien bestehen aus meist dunklen fleckigen Mergelkalken, die oft wolkig mit diffuser Kieselsäure durchsetzt sind, bläulichgrauen Kalken mit spärlich Echinodermengrus und dunklen Mergeln – einmal mit einer Lage mit eingestreuten eckigen Kalkbrocken –, sandigen kieseligen Kalken und Fleckenmergeln. In einem sicherlich höheren Niveau gibt es unter dem Stubwieswipfel graue bis grünliche Mergel und Tonsteine mit oft kieseligen und brotkrustenartig anwitternden dunklen, grauen oder blaugrauen fleckigen Bänken, z.T. mit dunkelgrünlichgrauen Hornsteinen. Auch sandige Bänke sind vorhanden. Solche erreichen (z.B. an der Straße zum Gipsbruch Hinterstein) bis etwa 10 cm Dicke und werden durch zentimeterdikke Tonlagen getrennt. Das vermittelt zu flyschartigen Schichten, deren Bänke entweder feingeschichtet sind oder, wenn sie mächtiger sind, eine mehr minder deutliche Gradierung zeigen, wobei beispielsweise ein gröberer kompakterer Basisteil von laminierten Bankteilen

überlagert wird. Manchmal werden diese Schichtungen durch Schräg- oder angedeutete Wulstschichtung bereichert. Breccieneinschaltungen sind nicht allzu selten. In einer Folge von sandigen Kieselkalken, die mit grünlich-schwärzlichen Kieselmergeln wechsellagern, wurden Lagen mit hellen Kalkfragmenten und Hornsteinen in dunklem Kieselkalk registriert. Eine andere Lage in der flyschartigen Folge enthielt bis etwa nußgroße, selten bis faustgroße Komponenten von grauen, selten auch graurötlichen Kalken, Tonstein- und grünlichgrauen Mergelbrocken und Hornstein.

Übrigens besitze ich eine Schlämmprobe von Schiefertonen dieser kieseligen Serie von der Straße zum Gipsbruch Hinterstein. Neben zahlreichen Radiolarien verschiedener Spezies enthält sie Schwammnadeln (als Kieselsäurelieferanten) und wenige Foraminiferen, darunter Lenticulinen und ganz selten Nodosarien.

Neben diesen im Wurzner Kampl, im Gipsgraben, bei der Hintersteiner Alm (unter dem Gips), im Stubwieswipfel, im Gscheidriedl und um das Becken In der Filzen verbreiteten Gesteinen gibt es solche der tieferen Teile der Serie etwa zwischen Mausmayralm und Pflegerteich im Nordgehänge des Bosruck und im Osthang des Schwarzenberges. Sie scheinen im Salinar zu stecken als Spuren von Etappen des Salzaufstiegs (vgl. 4.1.). Meist sind das dunkelgraue, oft blaugraue bräunlich anwitternde oft fleckige Mergel und plattige rissige Kieselkalke mit zahlreichen weißen Spatadern. Letztere signalisieren starke Störung. Sie sind auch oft intensiv gefaltet.

Ich sehe Vergleichsmöglichkeiten mit den Strubbergschichten des Tennengebirges. Der Radiolarithorizont pflegt im Untermalm zu liegen, während die tieferen Teile der Folge Oberlias und Dogger sein dürften. Schließlich sei noch einmal darauf hingewiesen, daß auch hier das Radiolaritniveau im Bereich des Wurzner Kampls (Gammering A.) deutlich synsedimentär eingeglittene Gipse enthält.

Den obersten Teil dieser Schichten bilden also grüne und rote Radiolarite. Besonders aufgefallen sind verhältnismäßig große Radiolarien, die als weißliche Tupfen im Gestein sichtbar sind. Gebankte Radiolarite machen deswegen oft den Eindruck einer gradierten Schichtung. Ob diese aber eine echte Gradierung ist, bleibt zweifelhaft. Besonders aufgefallen sind diese Gesteine in den Gräben nördlich der Hintersteiner Alm.

Nebenbei sei angemerkt, daß sich die Fleckenmergel hier durch dunkle Farbe und Kieselsäuregehalt wesentlich von den Fleckenmergeln z.B. des Gunst unterscheiden, die einen durchwegs hellen Farbeindruck vermitteln. Die dunkle Farbe hat W. DULLO et al. (1987) dazu veranlaßt, sie im Kärtchen des Bosruck als Gutensteiner Schichten einzutragen, was ich nicht für richtig halte.

Leider hatte ich keine Gelegenheit mehr, im Gebiet des Wurzner Kampls dieses hochinterressante Beispiel von Eingleit- und Salinartektonik selbst genauer zu untersuchen. Einige Dinge sind problematisch geblieben. Als hinderlich muß die verbreitete Bedeckung mit Rutschungen, Hangschutt u.a. angeführt werden.

So befinden sich die Radiolarite nördlich der Hintersteiner Alm beispielsweise in einer Stellung, daß man sie sowohl als eingewickelten als auch als bloß überfahrenen Teil des Radiolarithorizontes deuten könnte. Die Basisfläche der Eingleitmasse müßte dann im Süden (Gipsbruch) über die grauen Kieselschichten, weiter nördlich jedoch über basale Radiolarite hinweggehen. Ich habe auch erwogen, ob nicht die auffallende Gradierung dieser Radiolarite mit lokalen Gegebenheiten z.B. Umlagerungen zusammenhängen könnte. Übrigens scheint im Gipfelgebiet dieser mächtigen Gipsmasse südwestlich vom Stubwieswipfel der hangende Radiolaritteil an Störungen, die mit Faltung verbunden waren, aufgebrochen zu sein. Es wurde versucht, diese Eingleittektonik im Profil 3 auf Tafel 2 darzustellen.

Ein weiteres Problem ist die salinare Masse, die am Gscheidriedel unter graue Kieselschichten einfällt. Ein Teil davon ist, vermutlich später, in Rauhwacken umgewandelt worden. Die Kieselschichten werden von dem hier salinarfreien Radiolarithorizont überlagert! Hat man es mit einem älteren (ungewöhnlichen?) Eingleithorizont oder einem tektonischen Effekt zu tun? Östlich Filzmoosalm scheint eine E–W-streichende Verwerfung mit Salinar ausgefüllt zu sein.

Nicht ganz verständlich ist die Eintragung von G. GEYER auf dem alten Blatt Liezen, wo die Kieselschichten als Gosau deklariert sind, was zur Deutung der ganzen Schichtfolge als Deckscholle beigetragen haben mag. Und die Radiolarite und ein Teil der Kieselschichten sind als Werfener Schichten angegeben! Die Richtigstellung ist hier sehr wichtig!

Das Alter ergibt sich jedenfalls schlüssig aus ihrer stratigraphischen Stellung zwischen dem Hierlatzkalk im Liegenden und den Malmkalken im Hangenden (über die im nächsten Kapitel gesprochen werden wird).

3.2.14. Malmkalke

Das Hauptsächlich in Erscheinung tretende Gestein ist der Plassenkalk des Kimmeridge–Tithons, wie er am schönsten im Massiv des Stubwieswipfels entwickelt ist. Es sind weiße, gelbliche, öfter auch ein wenig bunt angehauchte massige Kalke. Fossilien sind am ehesten in den Bergsturzblöcken der Südseite angewittert zu finden, und zwar mannigfaltige organische Reste wie Crinoiden, Hydrozoen (Sphaeractinien), Korallen u.a. Im großen ganzen dürfte es sich um die von A. FENNINGER (1966) beschriebene Entwicklung handeln. Sie überlagern die Radiolarite, die untermalmisch sind.

Am Westende des Stubwieswipfels zeigt sich die Riffkalkmasse durch eine Einlage von Wurzner Kalk geteilt. Am Wurzner Kampl herrscht nicht weit vom Riff entfernt die Lagunenfazies, die A. RUTTNER und ich „Wurzner Kalk" genannt haben. Er ist ein häufig etwa halbmeter- bis metergebankter hellbrauner, oft auch rötlich getönter Kalk mit braunen Hornsteinen. Er beginnt über dem Radiolarit mit einer plattigen Lage. Schlecht erhaltene Ammonitenreste wurden beobachtet. Nach B. PLÖCHINGER (1964) wäre der Wurzner Kalk auch als Wechselfarbige Oberalmer Schichten zu bezeichnen.

In der Gipfelkappe des Wurzner Kampls sind etwa bis 200 m des Kalkes aufgeschlossen. Auch die Riffkalkwand des Stubwieswipfels ist etwa 200 m hoch.

Der Felsklotz des Kl. Bosruck ist nach meiner Meinung ebenfalls Wurzner Kalk.

Übrigens dürfte eine genaue Kartierung noch mehr bringen.

Plassenkalke, auf die die obige Beschreibung paßt, sind auch an anderen Stellen vorhanden. Auch der organische Inhalt ist gleich – doch leider selten zu sehen. Das gilt zunächst für den dem Bosruck im Norden vorgelagerten Wandzug. Anscheinend randlich beobachtete rote Aderung oder lokal brecciöse Beschaffenheit mit rotem Bindemittel könnten mit der Transgression der Gosauschichten zusammenhängen. Die spärliche Fossilführung gleicht derjenigen des Stubwieswipfels. Am Kalk klebende Gosaukonglomerate sind tatsächlich aufgeschlossen als Liegendes der vom Pyhrnpaß ostwärts ziehenden Gosaumulde. Einige Schollen begleiten ihre Fortsetzung bis in die Gegend der Mausmayralm. Bei der Hintersteiner Alm liegen wenige kleine blockartige Vorkommen zwischen Radiolarit und dem überlagernden Gipshaselgebirge.

Auch am Osthang des Schwarzenberges bzw. Seesteins besteht ein Wandzug aus Plassenkalk. Hier ist aber auch die Basis desselben zu sehen gewesen: Dünnplattige Mergelkalke mit schwarzen Hornsteinschnüren und wenigen Breccienlagen aus den selben, z.T. aus fremden Kalken und mit Hornsteinfragmenten in einem bräunlichweißen, oft auch grünlichen kalkigen Bindemittel, das auch örtlich durch Hornstein ersetzt sein kann – offenbar eine Andeutung der Malmbasisschichten. Das Hangende bildet ein bräunlicher brecciöser Kalk mit grünen Bestegen, sicherlich ein Äquivalent des Tressensteinkalkes. Talseitig sind die Platten meist steilgestellt, und an den Flächen sehen rundliche oder walzenförmige Hornsteine wie angeklebt aus. Südwest bis westlich Krenbauer schließen am Wandfuß die Radiolarite an, die bergwärts nach einer Knickfalte flach unter die Kalke hineinziehen. Auch hier gibt es in Randteilen der Malmkalke rot geaderte und rot-brecciöse Partien sowie nicht weit weg z.T. rote Gosaukonglomerate.

Die malmische Schichtfolge dieses Gebiets wurde von A. FENNINGER & H. HOLZER (1972) neu bearbeitet, mit Schwerpunkt bei den Malmkalken. Die Plassenkalke werden als Intrasparite und Biosparite eingeordnet, und eine Reihe von Fossilien genannt: Korallenreste, Bryozoen, Schalenbruch, Bruchstücke von Hydrozoen und Algen, ferner *„Macroporella" pygmaea* (GÜMBEL), Bryozoe (?)-B_1 RADOICIC und *Tubiphytes morroensis* CRESCENTI (oberer Malm). Was die Wurzner Kalke betrifft, so werden sie als Bio- und Biopelmikrite definiert, die gelegentlich auch resedimentäre Breccien enthalten und eine Übergangsfazies zu den Oberalmer Schichten sind und nicht eine fazielle Abart des Tressensteinkalkes, wie B. PLÖCHINGER (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968) bei Beschreibung des Raucher Schobers feststellte. PLÖCHINGER hat aber selber später den Vergleich mit den Wechselfarbigen Oberalmer Schichten in den Vordergrund gerückt.

Damit endet nach meinen Beobachtungen die voralpidische Schichtfolge des Gebiets mit Dachsteinkalkfazies. Über sie transgredieren Gosauschichten mit Basalkonglomeraten. Bekanntlich sind sie deshalb von Wichtigkeit, weil sie öfter eine Trennung von alt- und jungalpidischer Tektonik und sogar eine Erkennung auch intragosauischer Tektonik möglich machen. Ihrer Beschreibung ist das nächste Kapitel gewidmet.

3.2.15. Gosauschichten der südlichsten Decken – Ötscherdecke s.l. (Gosau des Windischgarstener Beckens zwischen Rosenau, Hinterstoder und Pyhrnpaß)

Sie werden getrennt von denen der Staufen-Höllengebirgsdecke abgehandelt, weil hier fast nur die tiefen Teile der Gosauschichten erhalten sind und noch deutliche Beziehungen zur Unterlage erkennen lassen. Größere Teile davon sind wesentlich weniger von Störungen betroffen als die ersteren. Nierentaler Schichten sind hier größtenteils nicht mehr erhalten. Die Grenze zwischen beiden wurde (willkürlich) gezogen u.zw. ungefähr von der Teichlbrücke über den Schweizersberg nördlich am Berger vorbei gegen die Tambergau, wo sie schließlich von Querstörungen abgeschnitten wird. In dieser Zone schließen an die Ältere Gosau gegen Norden zuerst die obersanton–untercampanen grauen Mergel und an diese obercretacische bunte Nierentaler Schichten an. Man könnte hier von einer mehr minder stratigraphischen Grenze sprechen, wäre nicht dort nordwestlich Berger auch eine Linse von kalkigem Gosausandstein. Zwei Linsen von Rudistenkalk liegen beim Gehöft Krail (bei Pießling). Also: ob tektonische Störung oder vielleicht Wirkung des Abtragungshorizontes über der älteren Gosau, muß offen bleiben.

Ausgeklammert werden die Gosaubildungen ganz am Südrand der Kalkalpen.

Größere Teile dieser Gosau liegen etwa zwischen der Windischgarstener Störung und Spital a. P. auf salinaren Gesteinen, weshalb die Basalbildungen unauffällig sind. Im Pyhrngebiet hingegen liegen die Gosauschichten meist auf Plassenkalk, und die Basalbildungen bestehen aus Konglomeraten und Breccien, die sich am Ostrand des Schwarzenberges nach Norden ausbreiten.

Der Tamberg muß wegen des mächtigen Hauptdolomits und der Verbindung mit Plattenkalk und Kössener Schichten (W Hinter Ramseben) noch der Staufen-Höllengebirgsdecke zugerechnet werden. Da die Gosau hier, wenn auch gestört, dieser Decke und gleichzeitig der Basis der Warscheneckdecke aufliegt, wird die Deckengrenze zwischen Staufen–Höllengebirgsdecke und Warscheneckdecke als hauptsächlich vorgosauisch erwiesen.

3.2.15.1. Basalbildungen

Im Pyhrngebiet und im Osthang des Schwarzenberges, wo sie auf Plassenkalken aufliegen, und beim Gleinkersee, wo Salinar darunterliegt, sind es verbreitet und auffallend bunte Konglomerate mit kalkalpinen Komponenten in einem hellgrauen oft aber ziegelroten Bindemittel (Abb. 6). Auch eine Wechsellagerung von Konglomeratbänken mit roten Tonmergeln kommt vor. Die Breccien an der Basis treten jedoch weniger hervor. Sie gehen aus einem im Zusammenhang mit der Transgression örtlich rotgeaderten Plassenkalk hervor. Darüber folgen feinglimmerige Mergel mit härteren sandreicheren Lagen.

Am Wuhrberg (N Spital/P.) sieht die Basis etwas anders aus. Anzeichen salinarer Gesteine sind zwar nicht unmittelbar, aber in der Umgebung festzustellen. An der Ostseite gibt es unten Actaeonellen- und Nerineensandsteine, darüber einen Stapel von Konglome-

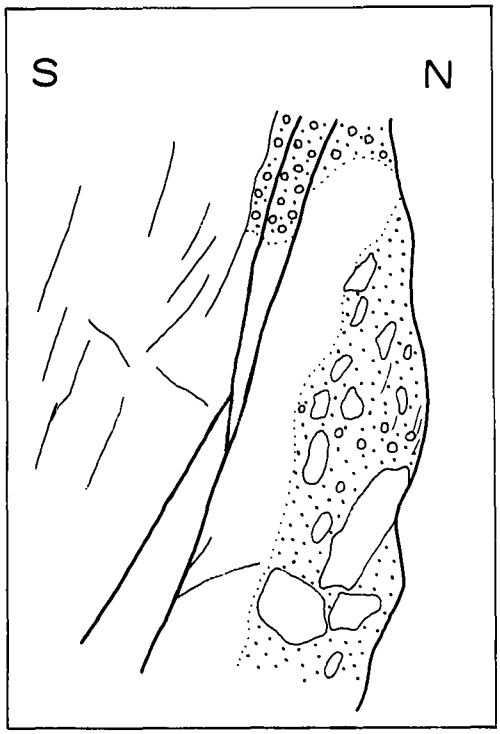


Abb. 6.
Rote Gosaubreccien auf Plassenkalk östlich vom markierten Weg E Pyhrnpaß.

raten, die mit Sandsteinen wechsellagern, mit denen sie öfters sogar linsig verwoben sind. In dieser Gegend müssen die fossilreichen Sandsteine sogar ziemlich häufig sein, denn es finden sich viele Blöcke in den Moränen.

Den lokalen Einfluß sieht man deutlicher in den Basalbildungen auf dem Hauptdolomit des Tamberges in der Tambergau. An dem Vorsprung westlich vom Gehöft Hunger scheinen zunächst basal glimmerige Sandsteine mit viel Pflanzenhäcksel anzustehen. Gut aufgeschlossen sind Folgen mit rotem (z.T. bauxitischem?) Material mit Breccienbänken aus Hauptdolomit, örtlich auch mit Plattenkalk- und Rhätkomponenten oder Dolomitgrus. Im Westen flach nordfallend dreht sich ein wenig östlich das Fallen in Südostrichtung. Darüber liegen dickbankige dunkelgraue gröbere Sandsteine, die der Matrix der Schneckensandsteine gleichen, von denen auch einige Vorkommen ganz in der Nähe bekannt sind. Sie zeigen braune Verwitterungsrinden. Etwas höher im Profil gibt es auch Lagen und Schnüre von Geröllen darin. Dazwischen treten auch Dolomitsandsteine und -breccien in Bänken auf mit Material von Hauptdolomit, untergeordnet auch Plattenkalk und Kössener Schichten; letztere stehen westlich Ht. Ramseben verbreitet an, während im Osten sichtlich nur Reste davon erhalten sind, wo nämlich eine Verwerfung die Basisfläche der Gosau stört. Die einst an den Forstwegen gut sichtbar gewesenen grauen Mergellagen zwischen den Bänken verbirgt heute die Begrünung.

Bunte Konglomerate in basisnaher Lage gibt es etwas nördlicher im Bereich der Sulzbachereben. In höheren Teilen der Schichtfolge treten bunte Konglomerate mehr zurück.

Andere Basalbildungen an den Südhängen des Tamberges sind Mergel mit Grobsandsteinlagen, die oft Bivalvenschalen (u.a. Austern) und exotische Gerölle (hauptsächlich Porphyrgerölle) führen. Ferner gehören hierher graue Mergel, bituminöse, oft weißlich anwitternde blättrige Mergelschiefer mit weißen Muschelschalen und kohligen Schmitzen, braune Mergel und gröbere Sandsteinlagen mit Pflanzenhäcksel und oft massenhaft Gastropoden (*Glauconia kefersteini* [GOLDF.]), die z.B. im Bereich der Grabenrinnen östlich Vd. Ramseben häufig auswittern.

Ca 1 km NNW Gausrab sind an der Steyr Gosaubildungen zwischen Ramsaudolomit der Totengebirgsdecke im Westen und der Staufen–Höllengebirgsdekke, zu der ja der Tamberg gehört, im Osten eingeklemmt. Über einem (indifferenten) Dolomit liegt eine kalkig-sandige Schicht, ferner graue Mergel mit Resten von bituminösen Mergeln, Sandsteine mit kohligem Pflanzenhäcksel und inkohlten Holzresten, schwarze Schiefer mit ebenfalls kohligen Pflanzenresten. Am anderen Flußufer waren wenig z.T. feinkonglomeratische Sandsteine und sandige Mergel zu sehen. Den stark beanspruchten Gesteinen merkt man die tektonische Position an der Überschiebung der Totengebirgsdecke sehr deutlich an.

Ganz ähnliche Basalbildungen mit Mergeln, Sandsteinen und bituminösen Mergeln mit Bivalven wurden am Südosthang des Steyrsberg-Rückens beobachtet.

Sicher in die gleiche Gruppe von Basalbildungen zu stellen sind kleine schlecht aufgeschlossene Vorkommen. Das eine befindet sich im hinteren Pieslingtal, einige hundert Meter hinter dem Pieslingursprung, wo früher ein kleines Kohlenbergwerk existierte. Am bekanntesten ist es durch das Vorhandensein von Gagat, der als Schmuckstein verarbeitet worden ist (W. FREH, 1954). Es wird auch unter dem Ortsnamen Roßleithen geführt.

Man findet Angaben, daß die Kohle einen Heizwert von 5000 kal. (die besten Werte ca. 6500 kal), einen Aschengehalt von 5 % und 30 % flüchtige Bestandteile gehabt habe. Die zwei geringmächtigen Flöze hätten ein sehr flaches nordwestliches Einfallen gezeigt. Der Abbau erfolgte mittels zweier Stollen; später blieb der hundert Meter tiefer angesetzte Unterbaustollen ohne Erfolg. Informationsquelle im Gelände ist leider nur die alte Halde des Bergbaues. Von den Gesteinen sieht man vor allem kohlige Schiefertone und bräunlichgraue (Gosau-)Mergel und in den ersteren gelegentlich weißlich-kreidige Muschelschalen. Die Schlämmproben lieferten bloß Bivalvenschalenbruch, Gastropoden, Radiolarien, Ostracoden und Characeen.

Eine Fortsetzung wird angegeben im „Paulusgraben", offenbar heute „Pauln- oder Päulngraben", vermutlich unweit von dem folgend erwähnten Aufschluß.

Das zweite von mir beobachtete Vorkommen – sicherlich eine Fortsetzung des ersteren im nördlichen Randgebiet der Warscheneckdecke – besteht, wie ein Aufschluß am Güterweg 500–600 m südlich Grabenbauer (nach der Karte im oberen Päuln- oder Retschitzgraben) zeigte, aus grauen Mergeln mit gelegentlich Pflanzenspuren, sowie fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen. Die Schlämmprobe lieferte hauptsächlich Schwammnadeln, Molluskenschalensplitter, Gastropoden, Inoceramenprismen, Characeen, Seeigelstacheln und Ostracoden; Foraminiferen fehlen. Somit handelt es sich auch hier um deutlich basale Gosauschichten. Schließlich sei das kleine Vorkommen südlich der Gowilalm erwähnt, das aus dem Schutt her-

vorsieht. Die Lage ist ganz ähnlich wie die der vorigen. Man konnte Mergel und feinkörnige glimmerige Sandsteine feststellen, die kaum eine Mikrofauna geliefert haben. Die darüber anstehenden, in der geologischen Karte als Gosaubreccien eingetragenen Gesteine sind aber diluviale Hangschuttbreccien.

Nicht genau genug untersucht wurden Vorkommen im Sulzbachtal (Tambergau). Beobachtet wurden kohlige Schiefer mit kreidigen Bivalvenschälchen, ferner am Kamm südlich des Tales sandige Actaeonellen- und Nerineenkalke, sowie Rudistenkalke. Allerdings weist eine verwachsene Halde mit fraglicher Stollenpinge im Sulzbachgraben ca. 150 m westlich der Wiese (beim Güterweg) auf einen Schurfversuch auf Kohle, daher auf echte Basalbildungen hin. Die Lage wäre noch zu klären. Man sollte bedenken, daß solche Bildungen in verschiedenen Stockwerken auftreten könnten als Auswirkungen von intragosauischen Bewegungen und Salinartektonik. Die sandigen Gosaukalke befinden sich in größerer Nähe zu den im südlicheren Tal vorhandenen salinaren und Werfener Gesteinen der Warscheneckbasis.

Es gibt auch einige Linsen ähnlicher Gesteine, die keine augenscheinliche Beziehung zu Basalbildungen erkennen lassen. Beispiele sind die fossilreichen sandigen Kalke bei Krail (Pieslingtal) mit Bivalven, Rudisten, Gastropoden, aber auch Korallen, Bryozoen u.a. sowie Rudistenkalke, die hauptsächlich aus Trümmern von Rudisten bestehen. Die Linse WNW Berger (Schweizersberg) könnte auch an einer Störung eingeklemmt sein.

Sandsteine mit Porphyrgeröllen streichen als langgestreckter Gesteinszug durch das Garstnereck, den Moosgieler Berg und mit kleiner Versetzung in die Wasserfallstufe des Fraitgrabens. In nächster Nachbarschaft des ganzen Zuges kommen auch meist kleine Linsen kalkiger Sandsteine mit Gastropoden, Actaeonellen und Rudisten vor. 100 m S Schmalzbichl waren in einer von mehreren Sandsteinlagen meist exotische Gerölle mit Actaeonellen kombiniert. Es gibt neben den exotischen Geröllen auch Quarz- und selten Kalkgerölle (z. B. N Plötschl, S Garstnereck).

Überhaupt gibt es in den feinkörnigeren Sandsteinen öfter zarte Bivalvenschälchen. Eine etwa halbmetermächtige Bank nördlich oberhalb Keixen besteht aus grauem feinsandigem Mergelkalk mit Actaeonellen und Nerineen und Fossilgrus. In der Nähe wurden exotische Gerölle gesehen, wodurch die Ähnlichkeit mit den Sandsteinen des Garstnerecks hervorgehoben wird.

Ob es hochgeschuppte Basalbildungen oder stratigraphische Einschaltungen sind, ist nicht ganz klar. Für letzteres könnte der Befund sprechen, daß die liegenden Gosaumergel einem etwas höheren Niveau der älteren Gosau zugehören.

Das fordert die schlecht lösbare Frage heraus, ob die Schichten des Windischgarstener Beckens eine stratigraphische Folge oder ein Stapel mit kleineren Transgressionen oder ein Stapel von Schuppen ist. Man hat den Eindruck eher unruhiger Sedimentation, wobei auch an örtliche intragosauische Transgressionen oder auch Störungen zu denken ist.

Oft große Blöcke von Actaeonellen-Nerineensandsteinen und Rudistenkalken sind in den Moränen des Windischgarstener Beckens sehr verbreitet. Vor allem die ersteren werden gerne in Gärten aufgestellt aber auch zu kunstgewerblichen Gegenständen verarbeitet. Oft sind die kalkigen Sandsteine auch reich an Pflanzenhäcksel. Dazu kommen noch tonig-kohlige Schmitzen und kohlige Pflanzenreste. In einem Sandstein wurden auf Schichtflächen die Abdrücke langer parallelnerviger Blätter beobachtet (S. Prey, 1974).

3.2.15.2. Ältere Gosau i.a.

Hauptbestandteil der tieferen Gosauschichten sind graue, bläulichgraue, meist braun verwitterte Mergel mit wechselndem Sandgehalt. Sie sind teils schieferig, teils dünnschichtig, nicht selten bröckelig zerfallend, manchmal aus einer Wechsellagerung von mehr schieferigen Mergeln mit Mergelbänkchen bestehend und enthalten oft Sandsteine. Diese haben graue oder bläulichgraue Farbe, sind aber meist ebenfalls braun durch Verwitterung. Ein Teil ist mürb und bildet einzelne Lagen oder Wechsellagerungen mit den Mergeln. Der größere Teil der Sandsteine ist härter als die Mergel, teils fein-, teils gröberkörnig und hat mergeliges Bindemittel. Fossilsplitter und -reste sind nicht allzu selten. Manche sind schieferig, und manche werden nur von schieferigen Lagen durchzogen. Ausnahmsweise wurden Tonflasersandsteine beobachtet. Charakteristisch ist ein wechselnder Glimmergehalt und Pflanzenhäcksel. Vereinzelt wurden sogar Fischschuppen beobachtet. Es treten auch sanderfüllte Grabgänge auf.

Besondere Erwähnung verdienen mehr oder weniger deutliche Turbidite mit Gradierung und mitunter sogar großen Wülsten und Lebensspuren an der Basis. In der groben Basallage können sich Fossilsplitter und in konglomeratischen Einschaltungen exotische Gerölle, meist Porphyre, anreichern. Für Turbidite charakteristische Schichtungen fehlen oft. Bei mächtigeren Sandsteinbänken kommen auch wulstige Sohlmarken vor, wie z.B. nördlich vom Gehöft Rahbichl.

Die Mächtigkeit der Sandsteinbänke liegt häufig zwischen wenigen Zentimetern und etwa 1 m, manchmal bei mehreren Metern. Sie können aber auch verschieden mächtige Komplexe bilden.

Viele der seinerzeit von G. Woletz (1955) auf Schwerminerale untersuchten Proben stammen aus der Gosau des Windischgarstener Beckens. Demnach gibt es hier oft bedeutende Gehalte an Chromit (Chromspinell), dazu häufig Zirkon, seltener Granat und Apatit. Es wurden bereits darüber plattentektonische Spekulationen angestellt.

Deshalb muß hier auch eine Beobachtung zur Sprache kommen, die diese Schwermineralbefunde unterstreicht, und zwar massive Hinweise auf die Aufarbeitung basischer Vulkanite (Serpentine u. ä.) in einigen Proben. In den Schlämmrückständen wurden grüne bis braune, oft glasig aussehende Körner und faserige Stengel mitunter in größerer Menge gefunden. Sie wurden in Streupräparaten untersucht: Farben hell- bis flaschengrün, gelblichgrün bis grünbraun oder braun, öfter unregelmäßig getrübt oder schwarz durchstäubt. An den stengeligen bis faserigen Körnern wurde geringe Licht- und Doppelbrechung, sowie positive Hauptzonen festgestellt (Asbeste). Auch schlecht kenntliche Serpentinminerale kommen vor. Vergleiche mit einem ähnlichen Präparat von G. Woletz vom Pernsteiner Serpentin ergab viele Übereinstimmungen, wenn man von verwitterungsbedingten Farbunterschieden absieht.

Das nur als Hinweis, daß die plattentektonische Problematik existiert. Naheliegend wäre allerdings eine

Aufarbeitung von im Salinar steckenden basischen Vulkaniten bei der Gosautransgression.

Megafossilien kann man beispielsweise in Sandsteinen aber auch in Mergeln finden. Härtere Mergelsandsteine mit großen Inoceramen wurden beim Autobahnbau im Bereich des Gehöftes Puchegger unweit Spital/Pyhrn freigelegt und im Zuge von Dammschüttungen weiter nach Norden verfrachtet. Die anderen nicht näher bestimmten Fossilreste wurden bereits erwähnt.

Zu den charakteristischen Gesteinen der älteren Gosau gehören die meist dunkelgrauen Actaeonellen-, seltener Nerineenkalke. In dunkelgrauem feinsandigem und an kohliger Substanz mit Pflanzenhäcksel und gelegentlich kohligen Pflanzenresten und -schmitzen reichem Kalk liegen mehr minder dichtgepackt weißliche Actaeonellen. Das sicher dekorative Gestein wird gerne zu diversen Kunstgegenständen verarbeitet oder in größeren Blöcken in Gärten aufgestellt.

Die Actaeonellen sind neu bearbeitet von H. KOLLMANN (1967). Folgende Arten aus unserem Raum sind dort angeführt: *Trochactaeon (Neocylindrites) gradatus* KOLLM., *Trochactaeon (Trochactaeon) lamarcki lamarcki* (SOW.), *Tr. (Tr.) projectiliformis* KOLLM., *Tr. (Tr.) kuehni* KOLLM., *Tr. (Tr.) giganteus giganteus* (SOW.), *Tr. (Tr.) giganteus subglobosus* (MUENSTER), die sich hauptsächlich in dem Streifen Fraitgraben – Garstnereck – Vorderstoder verteilen. Andere Vorkommen befinden sich am Ostfuß des Wuhrberges, in der Gegend des Sulzbachtales (Tambergau) und vom Hunger sowie im Stodertal (z.B. Baumschlagerreith), häufig auch in den Moränen.

Erwähnt seien auch Gosaukalke, wie sie bei Krail (Pieslingtal) und WNW Berger vorkommen. Es sind blaugraue, braun verwitternde Trümmerkalke, bestehend aus Fossiltrümmern von Bivalven, Rudisten, Hippuriten, Nerineen und anderen Gastropoden in einem stellenweise auch feinsandigen Kalk. Bei Krail sieht man noch einen kleinen Steinbruch.

Was die Mikrofaunen betrifft, so liegen aus diesem Raum (südlich der Linie Dambach – Berger – Partl) ungefähr 120 Proben vor. Nachdem hier nur tiefere Gosau gefunden wurde, haben die Faunen einige gemeinsame Züge, sodaß man sie als Reihe darstellen kann. Leider aber ist es nicht so, daß sich daraus ein sicheres Profil erstellen ließe. Zwar zeichnet sich im Süden ein Randstreifen mit armen Faunen deutlicher ab (Basalbildungen), aber sonst kann man den Eindruck gewinnen, daß die Faunen auch in vertikaler Richtung stärker wechseln, wobei die ärmsten Faunen an die mächtigeren sandigen Komplexe gebunden zu sein scheinen wie diejenigen, die vom Garstnereck bis in den Fraitgraben durchziehen. Man könnte ja auch an Einflüsse synsedimentärer Tektonik oder Salztektonik denken.

Unter den Foraminiferenfaunen gibt es, allerdings selten, solche, in denen kaum bestimmbare Formen vorhanden sind. Dann gibt es Faunen, in denen wenige zweikielige Globotruncanen, eventuell auch *Stensiöina exsculpta* (RSS.), *Quadrimorphina allomorphinoides* (RSS.) und einige schwer bestimmbare Formen dabei sind. Aber fast in allen Proben sind mehr minder zahlreich Ostracoden, Gastropoden (manchmal auch nur limonitische Steinkerne), Seeigelstacheln und nüßchenähnliche Characeen enthalten, in so manchen auch Radiolarien, Bivalvenreste (oft Brut), Inoceramenprismen, Schwammnadeln, kohlige Pflanzenreste und Limonitstengel. Daß mitunter auch extreme Bedingungen vorkommen, zeigt eine Probe aus dem Graben E Steinbauernreith, in der nur Schwammnadeln gefunden wurden.

Ein wenig reichere Faunen enthalten noch Formen, wie z.B. *Gavelinella stelligera* MARIE, *Gavelinopsis* sp., *Höglundina favosoides* (EGGER), Ammobaculiten (*A. subcretaceus* CUSHM. & ALEX.), *Vidalina* sp., *Dorothia pupoides* (d'ORB.), Psammosiphonellen, Milioliden. Bei fortschreitender Bereicherung der Faunen, was man als zunehmende Verbesserung des Milieus werten kann, pflegen Globotruncanen ex gr. *lapparenti* BOLLI, vereinzelt Hedbergellen hinzuzukommen, ferner auch *Globotruncana angusticarinata* GAND., ganz selten nur *Gl. marginata* (RSS.), eine *Gl. arca*-ähnliche Form, vereinzelt *Gümbelina* sp., wenige Exemplare von Lenticulina, Dentalinen, Nodosarien, rotaliden Formen; weiters findet man *Vaginulina gosae* (RSS.) *Gyroidina nitida* RSS., *Gavelinella lorneiana* (d'ORB.), *G. stelligera* (MARIE), *Höglundina favosoides* (EGGER), *Höglundina stelligera* (RSS.), *Gavelinopsis* sp., *Stensiöina exsculpta* (RSS.), *Planularia liebusi* BROTZEN, *Astacolus crepidula* (FICHTEL & MOLL), *Lagena apiculata* RSS., *Globorotalites micheliniana* (d'ORB.), *Quadrimorphina allomorphinoides* (RSS.). Nicht häufig vertreten sind *Neoflabellina deltoidea* WDKD., *N. latecompressa* TOLLM., *Frondicularia* sp. (Bruchstücke), *Fr. goldfussi* RSS., *Fr. angusta* (NIELSSON). Auch die Sandschaler sind in sehr wechselnder Menge vorhanden: *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia pupoides* (d'ORB.), *Spiroplectammina praelonga* (RSS.), *Spirophthalmidium cretaceum* (RSS.), *Ammobaculites subcretaceus* CUSHM. & ALEX., *A. aequalis* (ROEMER), Ammobaculiten-Bruchstücke, *Triplasia murchisoni* RSS., *Verneuilina bronni* RSS., *V. muensteri* RSS., *Dorothia conulus* (RSS.), *Gaudryina rugosa* d'ORB., *Ammomarginulina texana* (CUSHM.), *Tritaxia pyramidata* RSS. und *Vidalina* sp., nebst einigen landläufigeren Formen.

Die Ostracoden, Gastropoden u.a. sind auch hier fast immer vorhanden, doch in wenigen Proben können sie auch fehlen.

Häufig findet man einige bis viele pyritisierte Formen. Allerdings ist der Pyrit fast immer in Limonit umgewandelt. Auch Steinkerne sind darunter. So kann die Pyritisierung auch am schlechten Erhaltungszustand mancher Formen oder Faunen schuld sein.

Das Alter dieser Schichten ist hauptsächlich als coniac–untersanton anzugeben. Das Obersanton tendiert schon zu den Nierentaler Schichten und wurde südlich der Linie Berger – Vd. Tambergau nicht mehr beobachtet.

Beobachtungen über die diluvialen Ablagerungen des Raumes Windischgarsten – Spital/P. sind ebenfalls ziemlich umfangreich geworden, sodaß es besser ist, sie getrennt abzuhandeln. Ein Abriß davon ist inzwischen in S. PREY (1974) erschienen. Das ist auch als Hinweis gedacht, falls die geplante Abhandlung nicht mehr zustandekommen sollte.

Die Abtragung der Alpen setzt sich bis heute fort, wobei die Eiszeiten wesentliche Abtragungsleistungen vollbracht haben. Sie haben verbreitet z.T. mächtige Moränen abgelagert und in Stauräumen glaziale Seeablagerungen wie bei Mt. und Ht. Puchriegl und N Windhager Säge sowie links vom Dambach zwischen Rosenau und Fraitgraben oder im einstigen Zungenbecken WNW Pichl (Bohrung für die neue Teichlbrücke).

Nicht zu vergessen sind die Bach- und Flußschotter, und die Schutthalden im Hochgebirge.

Bemerkenswert sind Rutschungen, wobei die rutschfreudigsten Gesteine Flysch und Haselgebirge mit Gips und Salz sind, besonders beide zusammen, z.B. am Südhang des Wuhrbauer Kogels, weiters die Nierentaler Schichten samt Alttertiär, sowie die Lunzer Schichten, wo sie mächtiger sind (um den Pazlberg und im Raume Edelbacherreut – Steinfeldnerreut).

4. Geologische Entwicklung und Gebirgsbau

4.1. Für diesen Gebirgsbau wichtige Ereignisse der Erdgeschichte

Am Rande wichtig ist die variszische Gebirgsbildung, ist doch sie es, die heute den Sockel, die Unterlage der kalkalpinen Schichtfolgen, schuf. Das damals entstandene Gebirge fiel rasch der Abtragung anheim. Darüber transgrediert ein stark landbeeinflußtes Flachmeer mit brecciös-konglomeratischen Basisbildungen (Präbichlschichten, grüne Werfener Schichten) des Perms und die hier sehr mächtigen Werfener Schichten des Skyths. In verschiedenen Horizonten kam es zur Bildung von Salzpfannen; die salinaren Gesteine beeinflußten örtlich bis in die Kreide hinein die Schichtfolgen der südlichsten Bildungsräume der Kalkalpen, wobei hier nicht, wie sonst oft, das oberpermische, sondern das oberskythische Salinar eine besondere Rolle spielt.

Darüber breitete sich das mitteltriadische Meer aus. Es lagerte weithin die dunklen Gutensteiner und dazu im nördlicheren Gebiet darüber die Reiflinger Kalke ab. Stellenweise wird diese „Beckenfazies" durch meist kleinere Riffgebiete ersetzt, wie etwa Sengsengebirge, Traunstein, Höllengebirge und Gamsstein mit Wettersteinkalken und -dolomiten, sowie im Süden in der Ötscherdecke i. w. S. Ramsaudolomite, Bosruckkalk und Hallstätter Kalke.

Ein einschneidendes Ereignis war die weitläufige Überschüttung dieser Riff- und Beckenfazies durch Ton und Feinsand im Karn – „Reingrabener Wende" nach W. SCHLAGER & W. SCHÖLLNBERGER (1975) – die die Kalkbildung unterbrach. Diese Lunzer Schichten, Raibler Schichten oder wie man sie nennen mag, spiegeln in unserem Raume auch die Tiefenverhältnisse des Meeresbodenreliefs wider, indem sie im Gebiet der mitteltriadischen Beckenfazies wesentlich mächtiger sind als über Riffgebieten, die sie ganz im Süden oft gar nicht mehr ganz überschütten konnten (z.B. Bosruck).

Gewisse Änderungen machen sich in der hangenden Obertrias bemerkbar: Über der Lunzer Fazies etablierte sich ein Flachmeer, sogar mit Evaporitbildung (Opponitzer Schichten), eine Fazies, die sich südwärts verliert. Dort etablierten sich Riffgebiete in Verbindung mit Hallstätter Kalken, die gegen Norden die Lagunenfazies der gebankten Dachsteinkalke und die weit verbreiteten Hauptdolomite ernährten. Letztere sind ein charakteristischer Baustein fast der ganzen Kalkalpen.

In einiger Entfernung erst gehen die rhätischen Teile der Dachsteinkalke gegen Norden in die Mergelfazies der Kössener Schichten mit einigen kleineren Riffkörpern über.

Als Auftakt des nun Kommenden wurden die Dachsteinkalke örtlich über den Meeresspiegel gehoben und verkarsteten sogar, sanken dann aber relativ rasch in größere Meerestiefen ab („Adneter Wende" nach SCHLAGER-SCHÖLLNBERGER l. c.). Dabei wurden in unserem Raume die roten Crinoidenkalke, die Hierlatzkalke abgelagert, deren basale Rotkalke häufig auch in Klüfte, Spalten und sogar Karstschlote eindrangen. Dabei entstanden oft Breccien aus weißem Dachsteinkalk in rotem mergelig-kalkigem Bindemittel. Im Warscheneckgebiet wurden nicht weit über der Basis rote Mergelkalke mit Manganknollen und -krusten, ähnlich wie heute in manchen Tiefseegebieten, gebildet. Dieser „Tiefschwellenfazies" der Hierlatzkalke steht viel weiter im Norden die tiefere graue Beckenfazies der Liasfleckenmergel gegenüber, die in unserem Raume nur die tiefsten, im Norden abgelagerten Deckenreste charakterisiert. All das ist jedenfalls Ausdruck erster Zerfallserscheinungen der Kontinente.

Die unruhige Verteilung der Juragesteine bleibt weiter bestehen. Das Meer vertiefte sich aber noch allmählich bis in die Zeit des Radiolarithorizontes („Ruhpoldinger Wende" nach SCHLAGER-SCHÖLLNBERGER), womit gleichzeitig eine besonders weite Verbreitung der Tiefsee einherging. Während in den Dachsteinkalkgebieten über dem Hierlatzkalk kieselreiche Schichten (Strubbergschichten?) verbreitet sind, die in den Radiolarit übergehen, gibt es im Norden teilweise Mangelsedimentation oder andere Fazies wie z.B. die Vilser Crinoidenkalke, die bei uns ausschließlich im Rahmen des Flyschfensters vorkommen, aber für die nördlichsten Decken charakteristisch sind (F. HAHN, 1913), dazu auch Radiolarite, Tithonflaserkalk u.a. Über dem Radiolarit wird es am Südrand der Kalkalpen rasch wieder seichter, und Riffwachstum (z.B. Plassenkalk) wurde neuerlich möglich. Von diesen Riffen gehen die Lagunenbildungen (Oberalmer Schichten, Wurzner Kalk u.a.) aus. Nur weit im Norden halten sich Tiefwasserbereiche mit landfernen Kalken (Tithonflaserkalk, Aptychenschichten), die hier auch im Fensterrand vorhanden sind.

Eine weitere wichtige Wirkung der im Jura verbreiteten Bodenunruhe ist Diapirismus und Gips- bzw. Salztektonik, die einen ersten Höhepunkt im tieferen Oberjura erreichen. An Kluftzonen und Störungen in den Kalkplattformen begann vermutlich schon im Lias der Aufstieg des Salinars. Ein Halt könnte schon im obersten Lias gewesen sein, u. zw. in den Kieselschichten. Im Salinar stecken nämlich Schollen von kieseligen Fleckenmergeln, aber kein Hierlatzkalk.

Im Radiolarithorizont erreicht die Bewegung des Salinars einen Höhepunkt. Deutlichstes Zeichen dafür sind die in die Schichten eingeglittenen Salinarkörper, wie sie im Bereich des Wurzner Kampls vorhanden

sind. Dazu gehören die Gipsvorkommen mit Haselgebirge rund um den Wurzner Kampl mit Dach aus Radiolarit und Wurzner Kalk. Ob das Eintauchen des Salinars des Gschaidriegels unter Kieselschichten einem früheren Eingleitvorgang zuzuschreiben ist oder ein tektonischer Effekt ist, ist nicht klar. Jedenfalls sieht es so aus, als wäre in größeren Räumen im Tithon der Salinaraufstieg weitgehend zu Ende gewesen, denn die Tithonkalke sind sowohl über Juragestein und Trias als auch über Salinarstöcke ausgebreitet (vgl. B. PLÖCHINGER, 1976, 1980).

Auf Strukturen salinaren Aufstiegs wiesen gewisse Beobachtungen wie z.B. das Auskeilen von Sedimenten am Rande des Salinars (Südteil der Pyhrnfurche) und Einsinken von solchen Sedimentstücken im Salinar (Lias–Dogger im Nordhang des Bosruck, im Osthang des Schwarzenberges), ferner auch synklinale Strukturen, die an ähnliche Randstrukturen von nicht alpinen Salzstöcken erinnern (Pyhrnfurche, Osthang Seestein. Siehe Profile 2, 4 und 7 auf Tafel 2). In undeutlichen Fällen ist mit Zerstörung solcher Gebilde durch die alpine Tektonik zu rechnen.

Daß diese Veränderungen nicht von ungefähr kamen, ergibt ein Blick auf die Weltereignisse dieser Zeiten (Oberjura–Unterkreide): Öffnung des Penninischen Ozeans, wenig später der Beginn der Öffnung des Atlantiks und das Aufreißen des langgestreckten Tiefseegrabens (Nordpenninikum), in dem der Rhenodanubische Flysch entstanden ist.

Die Entwicklung führt auch unter allmählicher Steigerung zur ersten großen Gebirgsbildung in den Alpen in der Mittelkreide. Durch sie entstand der erste großzügige Deckenbau der Kalkalpen, allerdings auf den Zentralalpen und noch weit südlich des penninischen Bildungsraumes. (Die Geologie der westlichen Zentralkarpaten vermag eine Vorstellung zu vermitteln, wie der Kalkalpenraum damals ausgesehen haben mag: mächtiges Kristallin mit Autochthon und Decken von kalkalpinem Typus darüber). Die weitere Deckenwanderung nach Norden vollzog sich zuerst gemeinsam mit dem zentralalpinen Kristallin über das Penninikum, bis sich im Alttertiär die Kalkalpen selbständig machten und allein in das Molassebecken abwanderten.

Wie schon einmal angeschnitten, führt eine Gebirgsbildung häufig zu Hebungen und Abtragung. Jetzt transgredierte das Meer während und nach der Deckenbildung und hinterließ charakteristische Ablagerungen, u.a. auch Breccien und Konglomerate mit Schutt der abgetragenen Kalkalpen, ja auch Sedimente mit Flyschcharakter, die aber in großen Gebieten wieder der Abtragung verfielen; in unserem Raum sind sie nur mit den tiefkalkalpinen Deckenresten im Rahmen des Flyschfensters erhalten geblieben (kalkalpine Mittelkreide, Losensteiner Schichten etc.).

Eine sicher große Veränderung brachte jedoch die Transgression des Gosaumeeres über das weit abgetragene mittelcretacische Deckenland in der tieferen Oberkreide (Coniac). Nicht weit von hier in der Laussa sind Reste der Bauxite erhalten, die auch bergmännisch abgebaut wurden. Dann folgen die Basalbildungen der Gosau, in denen Konglomerate und Breccien eine Rolle spielen, die hauptsächlich aus kalkalpinem Schutt, örtlich auch mit exotischen Geröllen, bestehen. Hauptgesteine der Gosau sind sandige Mergel und Sandsteine. Erst im Obersanton beginnt sich das Meer zu vertiefen. Es wurden ab Untercampan die bunten Nierentaler Schichten mit Flyschbänken sedimentiert, deren Fazies bis ins Alttertiär hinaufreicht. Erwähnt soll noch einmal werden, daß im Windischgarstener Becken vieles dafür spricht, daß hier der Salzaufstieg erst durch die Gosautransgression gestoppt wurde.

Blicken wir noch auf die großen Plattenbewegungen dieser Zeiten, wo sich der Bewegungssinn der zuerst auseinanderwandernden Platten umgedreht hat. Die südliche Platte setzte sich – natürlich relativ gesehen – nach Norden in Bewegung. Dabei wurde sukzessive der penninische Ozeanboden durch Subduktion aufgezehrt. Das hielt bis ins Alttertiär an, wo schließlich im oberen Abschnitt die Kollision der Platten und der Zuschub des Penninikums erfolgte. Das war auch ungefähr die Zeit, wo sich die Kalkalpen von den Zentralalpen lösten und selbständig in den Molassetrog einglitten, wobei sie an der Basis sogar die Einheiten des Rhenodanubischen Flysches und des von diesem überschobenen Helvetikums i. w. S. mitrissen. Zeugnis davon gibt das Flyschfenster von Windischgarsten, wo unter den höheren Kalkalpendecken dieser Rhenodanubische Flysch umgeben von Fragmenten tiefkalkalpiner Einheiten zur Oberfläche kommt bzw. erosiv freigelegt ist. Darunter könnte man in Bohrungen noch Molasse des Alpenvorlandes (vielleicht auch nur in Resten) und darunter schließlich das Kristallin der Böhmischen Masse mit oder ohne autochthone Sedimentbedeckung erreichen.

Damit war durch die Jungalpidische Gebirgsbildung im Alttertiär und tiefsten Jungtertiär der heutige Alpenbau geschaffen und später nur noch ein wenig ausgestaltet worden (Einbruchsbecken, Lineamente u.a.).

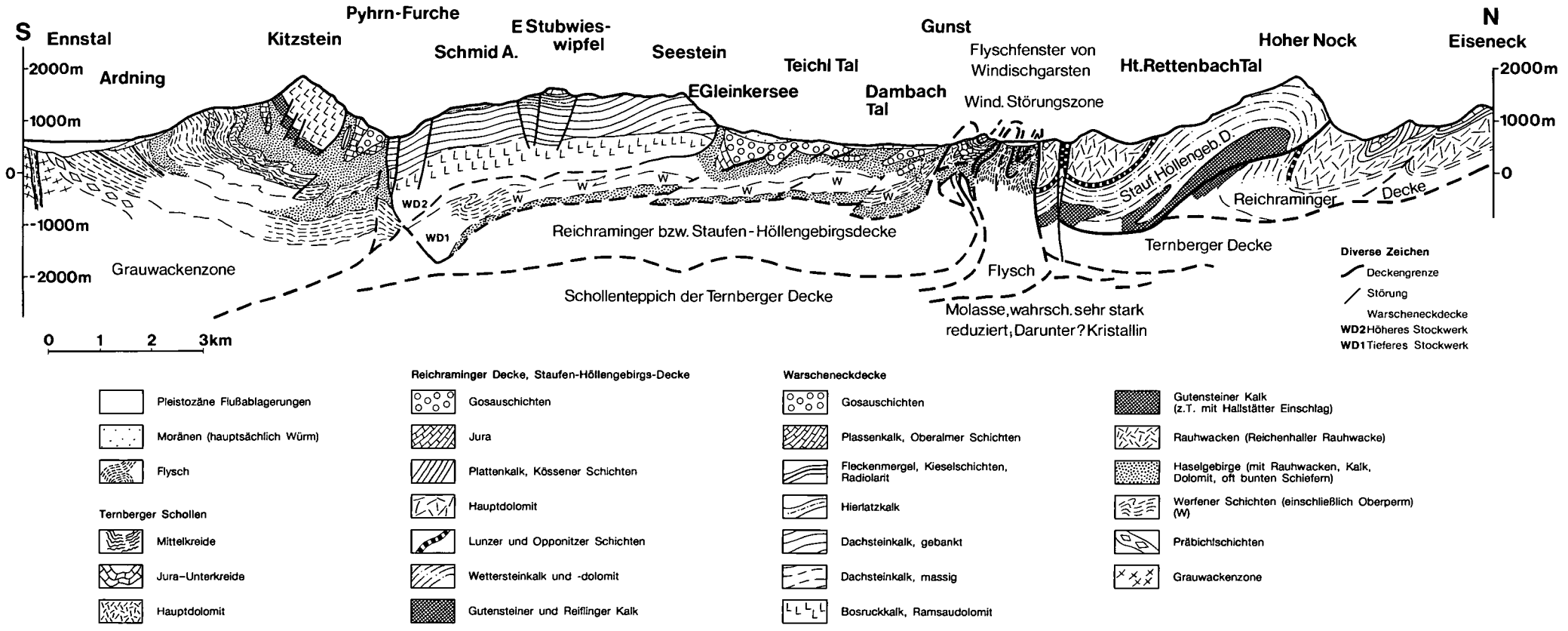
In der Molasse hat sich der Abtragungsschutt aus den Alpen gesammelt, teils während der letzten Gebirgsbildungsakte, bei denen auch Oberkreide- und Alttertiärschichten in die Tektonik einbezogen worden sind, als auch nachher, als die Erosion das gehobene Gebirge kräftig angriff. Das gibt uns die Möglichkeit, altalpidische (mittelcretacische) und jungalpidische (alttertiäre) Gebirgsbildungsakte zu unterscheiden. Die größte Erosionsleistung vollbrachten die Gletscher der Eiszeiten, aber die Abtragung wirkt bis heute.

4.2. Grundzüge des tektonischen Baues

Über die Tektonik ist schon öfter geschrieben worden (PREY, S. et al., 1959; PREY, S., 1964; PLÖCHINGER B. & PREY, S., 1968), sodaß man sich öfter kurz fassen kann. Andererseits hat die Übersichtsaufnahme der Region südlich des Fensters auch neue Erkenntnisse gebracht, auf die hier mehr Gewicht gelegt werden muß.

Diesem Kapitel soll das schon in „Dorf im Gebirge" erschienene schematische Profil Abb. 7 vorangestellt werden. Nähere Details soll die Profiltafel (Taf. 2) darstellen. Sicher wird man noch über vieles streiten können. Diese Unterlagen mögen eine etappenweise Grundlage für weitere Diskussionen bilden, an denen ich mich wahrscheinlich nicht mehr lange werde beteiligen können.

Profil mit grundsätzlichem Deckenschema zwischen dem Ennstal (Ardning) und Sengsengebirge. S.PREY 1988



Pleistozäne Flußablagerungen
Moränen (hauptsächlich Würm)
Flysch

Ternberger Schollen
Mittelkreide
Jura–Unterkreide
Hauptdolomit

Reichraminger Decke, Staufen-Höllengebirgs-Decke
Gosauschichten
Jura
Plattenkalk, Kössener Schichten
Hauptdolomit
Lunzer und Opponitzer Schichten
Wettersteinkalk und -dolomit
Gutensteiner und Reiflinger Kalk

Warscheneckdecke
Gosauschichten
Plassenkalk, Oberalmer Schichten
Fleckenmergel, Kieselschichten, Radiolarit
Hierlatzkalk
Dachsteinkalk, gebankt
Dachsteinkalk, massig
Bosruckkalk, Ramsaudolomit

Gutensteiner Kalk (z.T. mit Hallstätter Einschlag)
Rauhwacken (Reichenhaller Rauhwacke)
Haselgebirge (mit Rauhwacken, Kalk, Dolomit, oft bunten Schiefern)
Werfener Schichten (einschließlich Oberperm) (W)
Präbichlschichten
Grauwackenzone

Abb. 7.
Grundsätzliches Profile zwischen dem Ennstal und dem Sengsengebirge.

4.2.1. Das Flyschfenster und sein unmittelbarer Rahmen

Zu den schon häufiger abgehandelten Kapiteln gehört der Flysch (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Evident ist seine hochgradige tektonische Beanspruchung, die an den tieferen Flyschschichten wie Gaultflysch und Bunten Schiefern mit Linsen von Reiselsberger Sandstein, die oft zu einer Art tektonischer Pasta mit Fragmenten der Hartgesteinsbänke geworden sind, am deutlichsten abzulesen ist, und die härtlingsartige Komplexe von Zementmergelserie umschließt. Der größte Körper aus Zementmergelserie trägt auch den Gipfel des Wuhrbauer Kogels; an diesen schließt ein weiterer längs des Kammes östlich Wuhrbauer; der dritte liegt, mit wenigen kleinen Abspaltungen, ca. 200 m nordwestlich Horner und reicht nach WSW bis etwa 750 m SH hinunter. Ferner konnten zwei kleinere Vorkommen ca. 400 m westlich und westsüdwestlich Vd. Puchriegl und eines ca. 150 m SE–SSE desselben Gehöftes kartiert werden. Dazwischen stehen vorwiegend Gaultflysch und mehr zurücktretend Bunte Schiefer und Linsen von Reiselsberger Sandstein an (es könnte sein, daß manche der Linsen W Horner z.B. als Baustein abgebaut worden sind, denn man findet heutzutage viel weniger als früher). Tiefere Flyschschichten in größerer Anhäufung gibt es beispielsweise am West- und Südrand des Flyschareals vom Wuhrbauer Kogel, westlich Vd. Puchriegel und – soweit man wegen der glazialen Bedeckung sehen kann – im Ostteil des Fensters bis nordöstlich Windhag. Hier muß hinzugefügt werden, daß mit einem weiteren kleineren Fenster im Rosenauer Becken gerechnet werden kann; woher kämen sonst die Gaultflyschblöcke in der Moräne im Graben nordnordwestlich der Fabrik? Eine andere Fortsetzung ist angedeutet im Hügel bei der Villa Rading (Lesesteine von Zementmergelserie), am Nordostsporn des Gunst (Bunte Schiefer) und im Teichltal westlich der Eisenbahnbrücke (Bohrungen). Der Gaultflysch zeigte sich dort teigartig und reichlich durchsetzt mit kräftig oft auf Splittgröße zerkleinerten Quarzitfragmenten und verknetet mit Gipston. Die ärmliche Sandschalerfauna mit zahlreichen pyritisierten Radiolarien ist typisch für Gaultflysch.

Nicht selten sind bogenförmige Strukturen oder schräg zur Begrenzung liegende Stapelungen, und manche Strukturen lassen sich auch ziemlich zwanglos als tektonische Walzen deuten. Auch hat sich die Zementmergelserie oft anders verhalten als die leicht verformbare Umgebung. So liegt z.B. die Zementmergelserie des Wuhrbauer Kogels bei steilstehenden Grenzen ziemlich flach. Solche tektonische Diskordanzen sind auch bei anderen dieser Körper zu erwarten, sicher auch häufig z.T. steilstehende Scherflächen, Ruschelzonen und Boudinagen. Eine ungefähre Vorstellung des Baues sollen die Profile der Abb. 8 vermitteln.

Ein Erlebnis ist es gewesen, als anfang der Sechzigerjahre im oberen Teil der südlich des Kammes gelegenen Mulde 400 m östlich Wuhrbauer die Rutschmassenfüllung fortgerutscht war, sodaß der Grenzbereich des Flysches zum überlagernden Gips sichtbar wurde. Aus dem Boden ragten einige Flyschkörper aus Zementmergelserie. Die Oberfläche war geprägt durch die linsige Verschleifung der Sandkalkbänke, während die Mergel durch die Tektonik einen Schwund erlitten hatten. Die Oberflächen waren geglättet, die Banklinsen ragten als Höcker heraus, dicht gepackt und meist in wellige Falten gelegt. In einer der Furchen zwischen den größeren Flyschlinsen klebte Gips mit etwas Dolomit, darin einige Kubikmeter eines schwarzgrünen, auch rötlichen ophicalcitartigen Basites mit etwas Serpentin, ferner eine Linse von Reiselsberger Sandstein, während Bunte Schiefer nur in Spuren sichtbar waren. Heute ist der Aufschluß wieder zugewachsen und unansehnlich, doch kann man im Gestrüpp noch die wichtigsten Gesteinskörper finden (dazu S. PREY, 1964, Exkursionspunkt a4; S. 252 und Abb. 8).

Nach den hiesigen Erfahrungen und dem geologischen Bild kann man den Schluß ziehen, daß dem Bau des westlichen Wuhrbauer Kogels ein ca. 15° WSW-fallender Strukturplan zugrundeliegt, was in den Profilen Abb. 8 anzudeuten versucht wird. Da tauchen die Strukturen unter älteren Flysch und dieser wieder unter Gipsgebirge mit Linsen von Gutensteiner Kalk und Werfener Schichten sowie Rutschmassen gegen WSW ab.

Östlich vom Wuhrbauer Kogel sind derartige Beobachtungen wegen des vorherrschend hangbewegungsempfindlichen Gesteins kaum möglich. Im Kamm, auf dem der Horner liegt, vollzieht sich eine bogenförmige Drehung von Westsüdwest nach Ostsüdost bis Südost, am besten sichtbar im Bereich des Grabens, der vom Kleiner herabkommt. Erst in der Gegend von Mt. Puchriegl werden die Strukturen undeutlicher, weil man hauptsächlich die Rutschgräben sieht.

Es gab aber auch eine Stelle, wo die Überschiebung von Rauhwacken mit bunten Schiefertonsplittern und zertrümmerten Gutensteiner Kalken über Flysch ziemlich gut sichtbar war. Sie wird erst nach einem kräftigen Hochwasser wieder sichtbar werden. Sie liegt am linken Ufer des Dambaches ca. 50 m südlich der östlichen Straßenbrücke südlich der ehemaligen Windhager Säge. Der Flysch besteht aus roten, grünen und grauen Schiefertonen mit rissigen sandigkalkigen Flyschbänkchen. Das Gestein ist heftig gestört, oft linsig zerrissen mit Resten von Falten, alles stark zermalmt und zerschert, steilstehend bis südfallend (S. PREY, 1964, Exkursionspunkt a1; S. 250).

Von den Faunen der Bunten Schiefer war die eine eine kleinwüchsige Sandschalerfauna ohne Besonderheiten, die andere eine Mittelkreidefauna mit *Reophax minuta* TAPPAN, *Trochammina globigeriniformis* J. & P. und *Dorothia filiformis* (BERTH.). Die Fauna paßt zur Beobachtung, daß an der Überschiebung auch dunkle Schiefertone mit dünnen glaukonitquarzitischen Bänkchen (Gaultflysch) vorkommen. Die bunte Fazies kommt hier sichtlich auch in der Mittelkreide vor, wie das z.B. in der St. Veiter Klippenzone, also im südlichsten Flysch, der Fall ist. Ähnliches war fallweise auch nördlich der Windhager Säge zu beobachten, wo außerdem der Flysch, meist Gaultflysch, mit Trümmern von Gutensteiner Kalk verschuppt ist.

Die hier merkbare Überlagerung durch Gips und Haselgebirge ist an der Überschiebung eine verbreitete Erscheinung. Im Westteil des Wuhrbauer Kogels gibt es auch große Trümmer von Gutensteiner Kalk, wie z.B. in Spregaus (Schotterbruch), wo der Kalk stark zertrümmert und öfter mit Gips durchsetzt ist. Geringer sind hier Vorkommen von Werfener Schichten, z.B. N–NE Spregaus und (das größte) S Horner; dort entspringt in dem unmittelbar an der Überschiebung gelegenen Gips die Schwefelquelle des ehe-

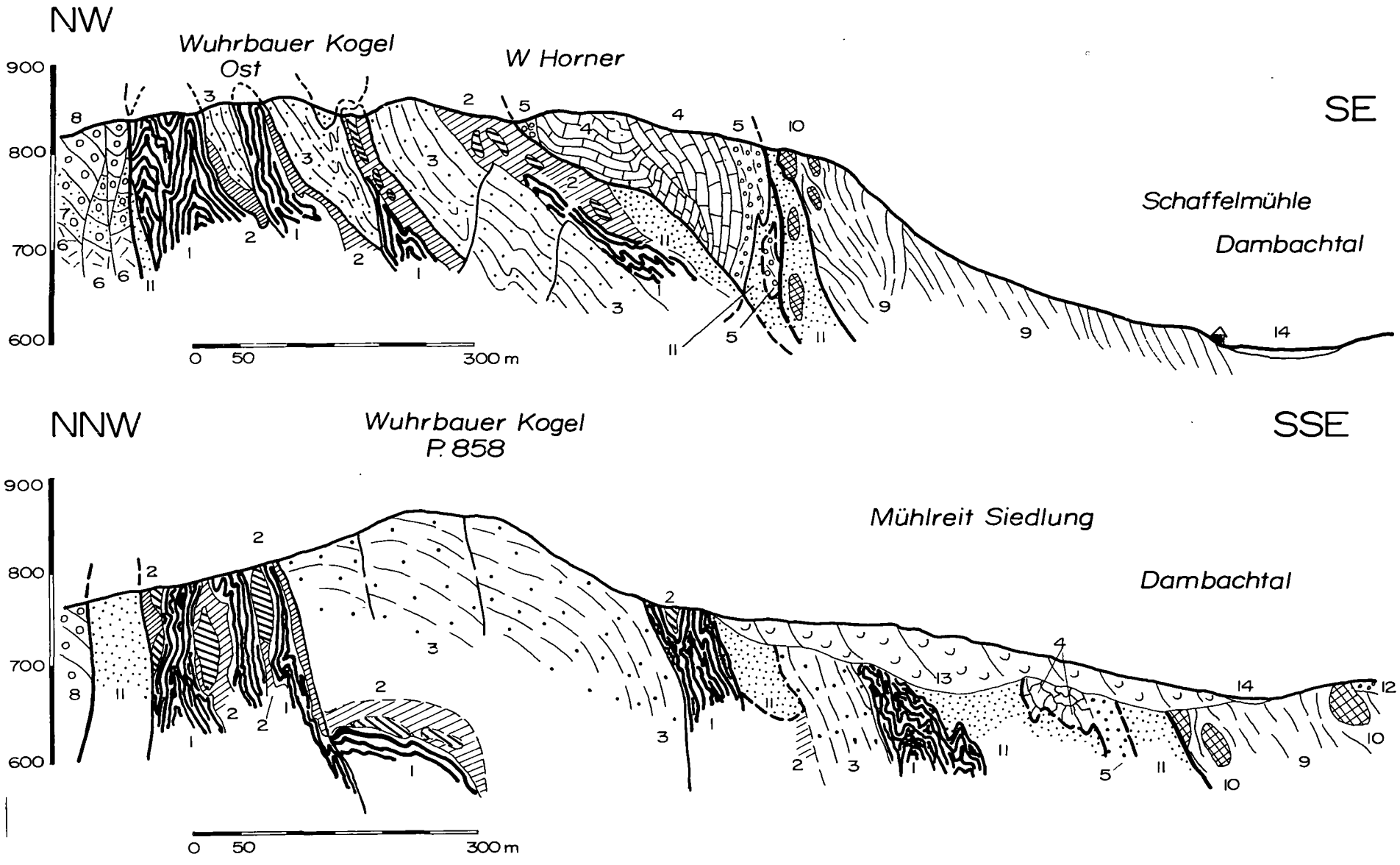


Abb. 8.
So ungefähr könnte der Wuhrbauer Kogel im Profil aussehen!
Rhenodanubischer Flysch: 1 = Gaultflysch; 2 = Untere und Obere Bunte Schiefer mit Linsen von Reiselsberger Sandsteine; 3 = Zementmergelserie.
Schollenrahmen von Ternberger Elementen: 4 = Tithon-Neokom; 5 = z.T. flyschartige Mittelkreide, crinoidenspätige Sandsteine.
Eigentlicher Fensterrahmen: 6–8 = Staufen-Höllengebirgsdecke: 6 = Hauptdolomit, 7 = Ältere Gosau, 8 = Nierentaler Schichten; 9–11 = Ötscherdecke s.l.: 9 = Werfener Schichten; 10 = Linsen von Gutensteiner Kalk, 11 = Haselgebirge mit Gips und Ophicalcitlinse; 12–14 = Quartär: 12 = Moräne, 13 = Rutschung; 14 = Alluvien.

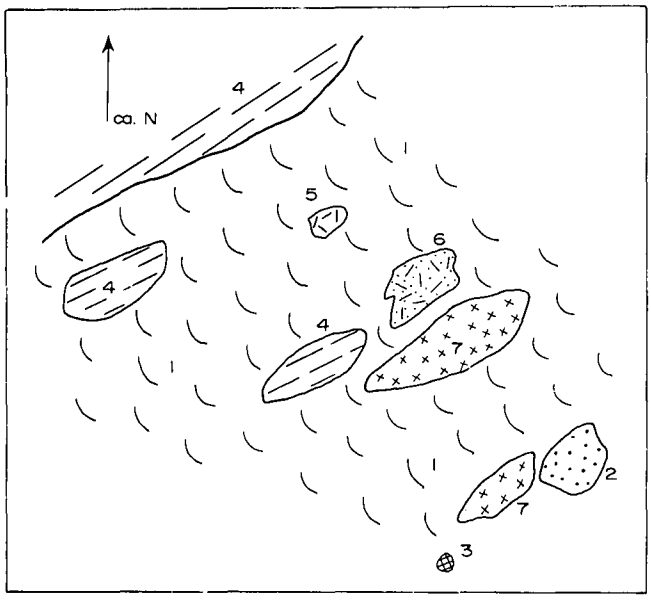


Abb. 9.
Mulde E Wuhrbauer Kogel, ca. 300 m NW Horner.
Skizze ohne Maßstab, die Mulde ist etwas über 10 m breit.
1 = Rutschmasse; 2 = Reiselsberger Sandstein; 3 = Spur von Bunten Schiefern; 4 = Flysch-Zementmergelserie; 5 = Salinarer Dolomit; 6 = Gips mit Dolomit; 7 = Ophicalcit.

maligen Badhauses. Weitere Gipsvorkommen befinden sich nordöstlich der Villa Schönborn sowie in den, oder besser unter den Rutschmassen im Südhang des Wuhrbauer Kogels, wo auch gelegentlich Gipsblöcke gesichtet wurden und in den Tallandschaften um den Gunst und um Windischgarsten (erwiesen durch die Bohrung Wind. 1). Ein interessanter Hinweis war ein einst (vor 1960) aktiver Gipstrichter im Walde wenig nördlich vom Wasserreservoir am Kühberg. Ein kleiner Bach verschwand dort in dem von Schlamm erfüllten Trichter. Randlich rutschten Erdreich und sogar Waldbäume hinein (vgl. auch Kap. 3.2.4.). Später kam er dann zur Ruhe; heute ist von ihm nichts mehr zu sehen. Die große Geländewanne SE Windischgarsten halte ich ebenfalls für einen alten Gipstrichter, zumal unter dem Moor in Baugrundaushüben zweifelsfreier Gipston ansteht. Dazu paßt auch die Glaubersalzquelle (Dilly-Quelle). Zu den Hinweisen auf Haselgebirge gehören ferner auch die im Wuhrbauer Kogel-Gebiet nicht so seltenen Blöcke von Basiten, wie z.B. der Felsen Häuserl am Stein, am Kühberg in Windischgarsten, deren wichtigste im Kap. 3.2.4.1.5. angeführt sind. Auch im östlichen Teil des Fensters konnte gelegentlich Gips festgestellt werden oft in Verbindung mit schwarzen Kalken und Dolomiten. In der Westfortsetzung des Fensters östlich St. Pankraz scheint Gips eine größere Rolle zu spielen (Bohrung N Lainberg).

Es sei auch hier festgehalten, daß ich das Haselgebirge als zur Ötscherdecke s. l. gehörig betrachte, die von Windischgarsten an südostwärts die Südbegrenzung der Fensterstruktur bildet.

Mit dem Fysch sind tiefkalkalpine Schollen, insbesondere des Ternberger–Frankenfelser Systems in die Fenstertektonik einbezogen. Auch bei diesen bildet das Gipshaselgebirge mit seinen Begleitern eine Art Matrix, sozusagen das „Schmiermittel" für die Tektonik. Zu dieser „Hülle" gehört auch die Deckscholle am Gipfel des Gunst, wo das Salinar allerdings weitgehend durch Erosion und Auslaugung entfernt worden ist. Ein deutliches Beispiel zeigte die Bohrung Windischgarsten 1, wo ca. 200 m Mittelkreideschiefer, die stark gefaltet sind, ganz in Haselgebirge stecken.

Dieselbe Bohrung legt den Schluß nahe, daß der Rhenodanubische Flysch nach Süden verhältnismäßig steil abtaucht. Ferner kann man spekulieren, ob die im tiefsten Teil des Bohrprofils angetroffenen Unterkreideschiefer mit einer Gosautransgression(!) darauf zur Reichraminger Decke passen (vgl. Unterlaussa; RUTTNER, A. & WOLETZ, G., 1956), ohne allerdings sagen zu können, ob man schon die Decke selbst erreicht hat, oder nur eine Scholle davon. Nimmt man aber den Hinweis auf Reichraminger Decke ernst und zieht ins Kalkül, daß die mächtige Trias des Sengsengebirges sehr nahe ist ebenso wie der mächtige Hauptdolomit des Tamberges (schon südlich der Windischgarstener Störungszone), dann besteht eine größere Wahrscheinlichkeit, daß die Reichraminger Decke auch hier im Untergrund vorhanden ist. Im Gegensatz zum Basisteil der Ötscherdecke im weiteren Sinne mit dem vielen Salinar, wodurch der südliche Fensterrand völlig verwischt erscheint, könnte die südliche Fensterstörung in den Triasplatten der Reichraminger Decke im Untergrund viel schärfer abgebildet sein, als man unter dem Salinar der höheren Decke vermuten würde.

Eines ist unter den Bohr-Ergebnissen auffallend: Es sind nach den Diagnosen von O. SCHAUBERGER zwei Feststellungen möglicherweise von Bedeutung, daß nämlich zwei Salinarkomplexe übereinanderliegen. Der obere wurde von ihm als „Gipshaselgebirge" angesprochen, während er das tiefere – unter der Mittelkreidescholle – als „Salzhaselgebirge" bezeichnet hat. Wenn nicht Laugungseffekte das obere Haselgebirge zum Gipshaselgebirge verändert haben, dann muß man, wie schon öfter dargelegt, mit zwei verschiedenen Salinarhorizonten rechnen; das Gipshaselgebirge paßt besser in den skythisch–unteranisischen, das Salzhaselgebirge vielleicht eher in den skythisch–oberpermischen Salinarhorizont.

4.2.1.1. Das Flyschfenster als Diapir?

Die eben angestellte Überlegung legt die Vorstellung eines Diapircharakters des Flyschfensters etwas näher. Zunächst einmal ist die Richtung des Einfallens insbesondere in der Bohrung nicht feststellbar. Ohne Beweise könnte man z.B. auch annehmen, daß die Einlagerung der Mittelkreideschiefer in der Bohrung Wind. 1 nach Norden einfallen könnte. In solcher Lage würde sie an den Südrand eines Diapirs passen, der sich im Haselgebirge oben verbreitert und sich über einen schmäleren Fuß erhebt. Diesen könnte man tiefer in einem etwas schärfer begrenzten Fensterteil innerhalb der Reichraminger Decke gelegen denken. Und weiter östlich, wo das Salinar der Ötscherdecke an der Störung östlich Fraitgraben beträchtlich höher gestellt ist, wird die Störung wieder zu einem scharfen Schnitt – was ähnlich auch für die südliche Fensterstörung im Teichltal etwa vom Bachbauer nordwestwärts gilt.

4.2.1.2. Die heute bekannte Ausdehnung des Flyschfensters

Im Osten ist das bekannte Ende etwa NE Windhag gelegen mit einem wahrscheinlichen Ableger im Bekken von Rosenau. Im Westen befindet sich der nachgewiesene westlichste Punkt westlich der Eisenbahnbrücke östlich St. Pankraz. Die Form des Tales legt die Vermutung nahe, daß sich das Fenster zumindest bis zum Steyrknie, wenn nicht sogar noch bis zum bekannten Flyschvorkommen N Steyrling weiter ausdehnt. Bisher waren die westlichsten Flyschvorkommen im Fensterbereich in der Nähe des Gunst bekannt.

4.2.2. Die Schollen des Ternberger–Frankenfelser Deckensystems

Was die Ternberger–Frankenfelser Schollen betrifft, so haben sich Unterschiede zwischen einzelnen Schollen herausgestellt. Die größte, die Scholle des Gunst, besteht jedenfalls aus zwei Komplexen, einer eigentlichen Gunstscholle, sowie einer Gunst-Westscholle.

Die eigentliche Gunstscholle besteht aus folgenden Schichtgliedern, von denen aus der Serie einige vermutlich tektonisch fehlen: Hauptdolomit, der grünliche Mergellagen führt, wie sie charakteristisch für die nördlichen Ablagerungsgebiete sind (Keuperanklang), Spuren von Kössener Schichten, Liasfleckenmergel, wenig Klauskalk, Vilser Kalk (charakteristisch und altbekannt; F. HAHN, 1913), Radiolarit und bunte Hornsteinplattenkalke sowie weiße, selten rötliche Fleckenkalke des Tithon-Neocoms (Aptychenkalke); diskordant darüber liegt Mittelkreide.

Die andere, nämlich die Gunst-Westscholle ist charakterisiert vor allem dadurch, daß der Vilser Kalk westlich des Prieler Steinbruches über hellgelbliche, gelegentlich auch leicht rötliche massige Kalke (Mühlbergkalke) in den für manche tiefkalkalpine Einheiten typischen roten Tithonflaserkalk übergeht, wobei bezeichnenderweise der Radiolarit fehlt. Darüber folgen dann noch weiße oder blaßrote Aptychenkalke.

Im Prieler Steinbruch sieht man überall die Spuren heftiger tektonischer Beanspruchung, wovon die Abbildungen 1 und 2 Beispiele geben sollen.

Zwischen beiden Schollen dieses Deckensystems, bzw. über beiden, liegt zuerst mergeliges Oberalb–Cenoman mit pelagischer Fauna, in dem südlich vom Gipfelkalk (Gutensteiner K.) des Gunst eine Linse von mürbem Sandstein mit Orbitolinen eingeschlossen ist. Eine beherrschende Rolle spielt jedoch die flyschartige (etwas höhere) Mittelkreide, die zu einer steilen Synklinale zusammengebogen ist.

Die Klippe des Kalvarienberges mit dem mächtigen mergeligen Neokomkalk ist schwer zuordenbar, ebenso die Oberjurakalk-Mittelkreide-Scholle nördlich der Villa Nemetz bzw. N Wasserreservoir. Andere Vorkommen bestehen wieder nur aus mergeliger Mittelkreide. Das isolierte Vorkommen S Mt. Puchriegl gleicht dem des Kalvarienberges, eines SW Vd. Puchriegl scheint Oberjurakalk zu sein. Die ebendort unter dem alten Bauernhaus anstehende Dolomitklippe dürfte in diese Serien passen.

Einen etwas anderen Charakter hat die größere Klippe beim Horner dadurch, daß ein Tithon–Neocomkalk mit einer Lage von exotischen Geröllen vorhanden ist. Ferner kann man Gesteine (Serien mit echinodermenspätigen Sandsteinen) mit Tristelschichten vergleichen. Die tektonisch stark gestörte Mittelkreide – einmal sogar ein Dolomit aus salinarem Milieu eingespießt – ist sogar ziemlich reich an Grobsandstein bis Feinbreccien. Hier scheint eine Beziehung zu im weiteren Sinne unterostalpinen Elementen anzuklingen. Das würde auf einen Ablagerungsraum zumindest nördlich des Ternberger Bildungsraumes hinzuweisen gestatten.

Die zwei sehr kleinen Klippen aus rotem Radiolarit am Westkamm des Wuhrbauer Kogels lassen sich mit den Radiolariten des Gunst in Beziehung bringen.

Bei einer Brunnengrabung in Rading wurde Mittelkreide südlich des Flyschhügels festgestellt.

Zur Gruppe der Hornerklippen gehören die Klippe 300 m NW Wasserreservoir und höchstwahrscheinlich, wenn auch zerrissen, die Klippen östlich der Fraitgrabenmündung. Ihnen gemeinsam sind die Tristelschichten-Anklänge.

Alle diese Schollen sind in den Kapiteln 2.2. und 2.3. eingehender behandelt.

Es sei noch einmal festgehalten, daß die Ternberger–Frankenfelser Schollen im Flyschfenster vom Salinar der Ötscherdecke i. w. S. umgeben werden, wodurch der Fensterrand im Süden verwischt wird; denn man kann das Salinar des Fensterrahmens fast ohne sichtbare Unterbrechung bis Spital, Pyhrnpaß und Bosruck verfolgen.

Zur Gruppe der Hornerklippen gehören die Klippe 300 m NW Wasserreservoir und höchstwahrscheinlich, wenn auch zerrissen, die Klippen östlich der Fraitgrabenmündung. Ihnen gemeinsam sind die Tristelschichten-Anklänge.

Alle diese Schollen sind in den Kapiteln 2.2. und 2.3. eingehender behandelt.

Es sei noch einmal festgehalten, daß die Ternberger-Frankenfelser Schollen im Flyschfenster vom Salinar der Ötscherdecke i. w. S. umgeben werden, wodurch der Fensterrand im Süden verwischt wird; denn man kann das Salinar des Fensterrahmens fast ohne sichtbare Unterbrechung bis Spital, Pyhrnpaß und Bosruck verfolgen.

4.2.3. Das Reichraminger Deckensystem, die Staufen-Höllengebirgsdecke

Das Reichraminger–Lunzer Deckensystem bzw. die Staufen-Höllengebirgsdecke liegt hier hauptsächlich nördlich der Fensterstörung und greift erst im Tamberg auf ihre Südseite über. Eine Reihe von tektonischen Strukturen sind unabhängig von der Fensterstörung. Die wichtigste davon ist die Überschiebung der Staufen–Höllengebirgsdecke, die sich aus der antiklinalen Struktur des Krestenberges im Reichraminger Hintergebirge entwickelt und in sanftem, den Kalkalpenrand berührendem Bogen bis weit über Salzburg hinaus nach Westen verfolgt werden kann. Ich halte es übrigens nicht für gut, vom Krestenberg an westwärts von „Tirolikum" zu sprechen, denn die Stammdecke ist zweifellos die Reichraminger Decke. Von einem „Tirolischen Bogen" (F. HAHN, 1913) kann man allerdings sehr wohl sprechen. Auch möchte

ich dafür plädieren, von einer „Totengebirgsdecke" und nicht von einer tirolischen Decke zu sprechen, weil sie sich – in erster Linie durch Dachsteinkalkfazies – von der durch Hauptdolomitfazies und Kössener Schichten gekennzeichneten Staufen–Höllengebirgsdecke so sehr unterscheidet, daß zwischen beiden eine weitreichendere Überschiebung oder Verkürzung vorausgesetzt werden muß.

Eine tektonische Form geringerer Ordnung ist die Verdoppelung der Wettersteinkalkzüge im Hannbaum am Südrand des Sengsengebirges in unserem Raum. Die Forststraßen im Reichraminger Hintergebirge zeigen oft kräftige Faltung des Hauptdolomits.

Ein deutlicher Zusammenhang zwischen der raschen Mächtigkeitszunahme der Lunzer Schichten sowie der Gutensteiner und Reiflinger Kalke auf Kosten des Wettersteinkalkes und dem tektonischen Stil ist am Südrand der Decke in unserem Raum augenscheinlich. Zwei Antiklinalen treten hervor: Die nördlichere flach westtauchende Patzlbergantiklinale mit einem Kern aus Wettersteindolomit und weiter östlich die Zeitschenbergantiklinale mit einem ansehnlichen Kern aus Gutensteiner und Reiflinger Kalken, die am Ahornsattel nach Osten untertaucht, aber nach dieser Abspaltung sich als Meiereckantiklinale weiter fortsetzt. Diese ist im Südflügel von der Windischgarstener Störungszone beeinflußt, z.T. sogar gekappt. Den Lunzer Schichten des Südflügels folgt eine Nebenstörung, die den hangenden Hauptdolomit des Pietschsteinzuges mit der Kampermauer vom mitteltriadischen Kern abtrennt. Gegen Westnordwesten gerät auch diese Antiklinale in den Wirkungsbereich der Windischgarstener Störungszone, die sie schließlich auch in spitzem Winkel abschneidet. Sie endet also etwa im Gebiet südlich Haslersgatter, wobei bei Zistlerreith einige schmale Züge von Lunzer Schichten begleitet von Opponitzer Kalk und Hauptdolomit spitz zusammenlaufend enden – also ein im Nordwesten stärker gerafftes Faltenbündel. Die Gutensteiner und Reiflinger Kalke des Antiklinalkerns spitzen westlich Bauernreith aus und können, wie schon erwähnt, lediglich als verschleifter, z.T. mylonitischer Linsenzug noch etwa 2 km weiter nach WNW verfolgt werden. Die Störung zieht aber noch weiter über Muttling hinaus gegen Westen. Andererseits zieht sie morphologisch markant nach ESE–SE nordwestlich Pietschstein über Bauernreut zwischen Hauptdolomit im Südwesten und Gutensteiner und Reiflinger Kalk im Nordosten in das Rußbachtal und schart der darin verlaufenden Störung zu. Gemeinsam überschreiten sie den Hengstpaß und vereinigen sich dann erst mit der nördlichen Fensterstörung. Diese liegt weiter südlich und zieht von der Farbrik in Rosenau etwa über Lamberger und Egglalm in Richtung Egglreith weiter.

Die Patzlbergantiklinale, die im Bereich der Salzahütte sich in zwei Äste spaltet, deren nördlicher sich bald im Hauptdolomit verliert, zieht nach Westen in Form einer steilstehenden enggepreßten und zerscherten Antiklinale durch das Veichltal ins Ht. Rettenbachtal weiter. Dann biegt sie im Ht. Rettenbachtal ab, jedoch erreichen die Lunzer Schichten nicht mehr das Haupttal. Es könnte sich in diesem Abschnitt auch um eine der ENE-Störungen mit Fiederkluftcharakter handeln. Sollte in künftigen Zeiten einmal einem Geologen Flysch im Veichltal auffallen, so sei ihm gesagt, daß es sich keinesfalls um ein Flyschfenster, sondern um die Ausfüllung einer Schottergrube mit Flyschmaterial aus dem Gebiet des Wuhrbauer Kogels (Kühberg) handelt.

Im Talgrund des Veichltales sind Lunzer Schichten zu erwarten, dazu auch Opponitzer Kalke, die man westlich der Salza und beim Steinwändler auch an der Oberfläche anstehend findet.

Doch der Südrand des Sengsengebirges ist auch nicht ohne Komplikationen. Der Zug des Hannbaum mit Kern aus Wettersteinkalk zeigt im Südhang ein normales Profil bis zum Hauptdolomit, wobei im Osten dieses besser erhalten ist, nach Westen aber immer stärker Bewegungsbahn wird; etwa vom Meridian der Salzahütte nach Westen ist in der Steinwand an der Oberfläche so gut wie kein Opponitzer Kalk mehr da, und die verschleiften Lunzer Schichten sieht man unter der schmalen Schuttbedekkung kaum. Der Wettersteinkalkkern endet etwa SSW Rettenbacher und scheint steil nach Norden aufgeschoben zu sein. Der Südhang der Hauptantiklinale des Sengsengebirges weist ein besser erhaltenes vollständiges Profil bis in den Hauptdolomit des Ht. Rettenbachtales auf. Die jetzt einheitlichen Hauptdolomite aber werden im Gebiet der Einserhütte bei St. Pankraz durch eine SW–NE-Störung im Westen abgeschnitten. Daraus folgt, daß die in Blatt Kirchdorf eingetragene Fortsetzung nicht Hauptdolomit, sondern (weißer zuckerkörniger!) Wettersteindolomit (ab und zu mit nicht dolomitisierten Wettersteinkalkkörpern) ist.

Die Opponitzer Kalke des Südflügels der verschleiften Antikilinale des Veichltales sind im Sonnwendkogel erhalten und gehen gegen Süden in Hauptdolomit über. Die Pforte NE Mairwinkel ist sicherlich durch Querstörungen bedingt.

Wo die Patzlbergantiklinale SW Kleinerberg verschwindet, geht vom Südostende ein relativ schmaler Störungsstreifen aus, der hauptsächlich durch oft felsig hervortretende Opponitzer Kalke markiert wird und gekennzeichnet ist durch eine treppenartige Struktur, bei der die Störungen am Südrand der Opponitzer Kalke liegen, daß also die südlicheren Schollen jeweils abgesenkt sind. Das Hangende ist schließlich wiederum Hauptdolomit. Südöstlich Haslersgatter gibt es auch Stellen, wo unter den Opponitzer Kalken Lunzer Schichten und örtlich sogar Wettersteindolomit aufgeschlossen waren. Das reicht bis etwa ESE Augustinkogel, von wo ab sich ein weniger gestörtes Profil von Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk und Hauptdolomit einstellt, das mäßig flach nach etwa Norden einfällt. Etwa E–W-streichende Störungen, die den Opponitzer Kalk verwerfen, werden im Bereich des Augustinkogels zahlreicher, werden aber im Osten durch eine etwa NW-streichende Verwerfung abgeschnitten, die überdies mit kleinen NNW-streichenden Verwerfungen kombiniert ist. Sie ist für den Knick im Kamm NW Edelbacherreith verantwortlich. Diese NW-Störung ist gleichzeitig die Nordostbegrenzung des schon angesprochenen engen Faltenbündels von Zistlerreith und könnte sich 200 m SW an Stummerreith vorbeistreichend mit der Störung von Bauernreith verbinden.

Im nördlich gelegenen weiten Hauptdolomitgebiet des Reichraminger Hintergebirges muß auch beträchtliche Tektonik stecken, denn die Aufschlüsse

an einigen Forststraßen zeigten oft lebhafte Faltung (Kniefalten).

Ein gewisses Problematikum ist noch der Fund von Haselgebirgsspuren nördlich vom Knirschensteinberg. Sie sind derart dürftig, daß nicht geklärt werden konnte, welches Alter sie haben. In dieser Position ist es wahrscheinlicher, daß es sich um Opponitzer Salinar handelt und nicht um solches der Ötscherdecke i. w. S.

Kräftige Tektonik kann man auch aus synklinalen Formen im Südhang zwischen Salza-Querstrecke und dem westlichen Ansatz der Zeitschenberg-Antiklinale ablesen. Eine sehr schmale, meist weniger als hundert Meter breite geradezu grabenbruchartige Struktur zieht vom Ostrand der Salzatal-Querstrekke bis N Muttling, wo sie sich in einige Linsen auflöst, die größte beim Bergerbauern. Eingeklemmt sind hauptsächlich helle Oberrhätkalke, die manchmal auch mit Hierlatzkalk (Spaltenfüllungen?) verbunden sind, Kössener Kalke sowie SW Kleinerberg feinkonglomeratische Gosau. Die letzte Linse dieser Kalke liegt etwa 500 m ENE Bergerbauer nahe dem Hangfuß. Östlich Muttling sind Verwechslungen mit großen Bergsturzblöcken von Opponitzer Kalk möglich. Östlich Bergerbauer gibt es auch klippenartige Schollen von Hornsteinkalk, der aber auch zu den an der Störung verschleiften Schollen von Reiflingerkalk gehören könnte.

Die nördliche Fensterstörung im Nordhang des Wuhrbauer Kogels ist gut zu erkennen, obwohl sie zwischen Flysch im Süden und Gosau (flyschartige Nierentaler Schichten) im Norden verläuft. Von Westen her greift auch ein Keil von Salinar ein. Interessant ist, daß sie im Bereich S Kleiner bei der Abzweigung der Straße zum Wuhrbauer durch eine etwa 100 m lange schmale Scholle von Verrucano (siehe 2.3.7.) markiert ist. Im Norden wird die Fensterstörung von einem Schwarm von Parallelstörungen begleitet, die, wenn sie gänzlich in der Gosau liegen, oft schwer zu sehen sind, wenn nicht ein Farbwechsel oder ein Faunenwechsel hilft. Deutlicher zu sehen ist der steil zwischengelagerte Span von Hauptdolomit der Panholzmauer mit Spuren der Gosautransgression am Gipfel und begleitet von Haselgebirge mit Gips. Eindrucksvoll sind auch die gradlinig hinziehenden Steilabstürze aus Basalbildungen der Gosau, unter denen öfter noch aufgelockerter Hauptdolomit und SE Rieplsberg auch Obertriaskalk mit Triasinen sichtbar wird. Die Störungszüge sind etwa vom Kleiner ostwärts bis Muttling, dann oberhalb Vd. Puchriegl und im Südhang des Knirschensteinberges morphologisch deutlich zu sehen. Die Fensterstörung scheint im Untergrund vom Patzl westwärts bis zum Fuß des Radlingberges zu ziehen und ist von hier wieder in WNW-Richtung klar festzulegen. Auch hier gibt es Nebenstörungen mit eingeklemmter Gosau, von denen diejenige westlich Girer mehr E–W verläuft, während die beim Gschwandtner stärker WNW–NW verlaufen und in spitzem Winkel auf die Fensterstörung treffen.

Es sei hier bemerkt, daß die Gosaumulde nördlich des Fensters neben älterer Gosau auch Nierentaler Schichten und Alttertiär umfaßt, was die Vermutung nahelegt, daß an der nördlichen Fensterstörung eine stärkere Absenkung der Jungschichten im Zuge der Tektonik erfolgt ist.

Am Südfuß des Tamberges haben sich an der Grenze zwischen Hauptdolomit und Gosau gleichfalls Verschiebungen vollzogen; die Gosau brandet hier gleichsam gegen die starre Hauptdolomitmasse. Gelegentlich kann man Spuren von Plattenkalken erkennen; sie kommen auch in den Basalbildungen der Gosau als Komponenten vor. Von Ht. Ramseben gegen Westen entfalten sie sich zu einer ansehnlichen Masse von Plattenkalk und fossilführenden Kössener Schichten, die allerdings vor allem wegen der südfallenden Mergellagen gänzlich zerglitten und zerfallen ist.

Anmerkung: In dem Kärtchen Abb. 2 in S. PREY (1968) sind zwar viele Störungen am Ostrand des Tamberges eingetragen, doch ließe sich diese Darstellung heutzutage noch verfeinern.

Die dem Haupttal ungefähr gleichlaufende Talfurche südlich vom Lainberg, in der man eine Störung vermuten muß, scheint eher eine Zerrüttungszone zu sein, die aber doch mit der Hauptstörung zusammenhängen muß; Bohrungen (für die Autobahn) haben nichts Auffälliges ergeben.

NW Steyrbrücke bei Kniewas streicht südlich der Windischgarstener Störung von Südwesten her die typische Beckenfazies der Mitteltrias mit viel Gutensteiner und Reiflinger Kalken, grauem Wettersteindolomit, mächtigen Lunzer Schichten und Hauptdolomit an diese heran, während nördlich derselben die typische Entwicklung des weißen Wettersteinkalkes und -dolomites gegenübersteht. Beide Seiten passen also auch hier nicht zusammen. Die Beckenfazies reicht im Süden bis zum Kasberg (vgl. Kap. 4.2.6.).

Zum Schluß muß noch auf Fiederklüfte zu den Hauptstörungen hingewiesen werden, die im Winkel zu diesen verlaufen, also in Ostnordost-, seltener in Nordostrichtung. Gebiete, wo sie deutlicher erkennbar sind, liegen z.B. in der Nordbegrenzung der Nierentaler Schichten NW Egglalm, NE Rosenau, S und W Muttling, etwas deutlicher am Westende und SE des Hannbaumzuges, im Bereich Radingberg – Gürrer, bei der Einserhütte, E Falkenstein und im Lainberg sowie am Ostende vom Tamberg. Kleine Verletzungen zeigt auch der Hauptdolomit südlich vom Wettersteinkalk der Steinwand.

Auch etwa NW-gerichtete Querstörungen gibt es, doch haben sie eher geringe Bedeutung. Am bedeutendsten sind sie am Ostende des Tamberges.

4.2.4. Die Decke der Hallermauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges Ötscherdecke s.l.

Ein anderes Bild von Tektonik zeigt das Areal der Ötscherdecke s.l., zu dem die Decken der Hallermauern, des Warschenecks und des Toten Gebirges sowie die Bosruckscholle gehören. Dabei erinnere ich mich in gewissem Maße an das von A. THURNER (1962) präsentierte Konzept, worin die Baustile der Decken mit dem Baumaterial in Beziehung gebracht werden. Dort hat er Deckengrenzen diskutiert, wie sie sich auf Grund des Baumaterials und dem daraus resultierenden Bau ziehen lassen. Doch hat er in vielen Belangen einige Verwirrung gestiftet. Das Prinzip hat schon etwas für sich, weil sich sicher gut faltbare Gesteinsfolgen anders verhalten als etwa die mächti-

gen starren Kalkplattformen – was z.B. die Staufen–Höllengebirgsdecke mit ihrer Riff- und Beckenfazies gut zeigt.

Ich sehe in der obengenannten Deckengruppe einerseits ein tieferes tektonisches Stockwerk, das aus Unter- und tiefer Mitteltrias besteht, dessen oberster Abschnitt reich an Salinar ist, und ein Höheres Stockwerk, das aus Mittel- und Obertrias sowie Jura besteht. Das Salinar als Gleithorizont verleiht ihm eine mehr minder selbständige Fortbewegung. Es scheint mir keine Frage zu sein, daß das tiefere Bauelement das Liegende der Dachsteinkalkdecken ursprünglich war und vielfach noch ist. Ich sehe aber keine Hinweise dafür, daß dieses etwa eine Deckscholle einer Hallstätter Decke wäre, wie das in mehreren tektonischen Konzepten zum Ausdruck kommt (E. SPENGLER, 1959; F. TRAUTH, 1937), die überdies als Schubmasse über die Hallermauern hinweg aus dem Süden hergeleitet wird. Meine und B. PLÖCHINGERS (1968) Deutung impliziert, daß das nördliche Vorgelände von Warscheneck und Hallermauern, von PLÖCHINGER als Zone der Nordrandschuppen bezeichnet, der gleichen tektonischen Einheit angehört wie das Admonter Schuppenland im Süden. Auch sehe ich keinen plausiblen Grund, den Nordteil etwa der Tirolischen Decke (A. TOLLMANN, 1967) oder der Juvavischen (z.B. A. THURNER, 1962; F. TRAUTH, 1937) zuzuordnen. Auch das Modell von Hallstätter Decken, die beiderseits von den Hallermauern randlich überschoben sind, ist ebenso unglaubwürdig wie etwa die Pilzfalten der „Gebundenen Tektonik" in Tirol (KOCKEL, HUCKRIEDE, JAKOBSHAGEN). Es liegt also zweifellos ein tieferes Stockwerk eben dieser Dachsteinkalk- bzw. Ötscherdecke oder Hochalpinen Decke vor, das zweifellos unter den Hallermauern von Süden nach Norden durchzieht.

Eine Eigentümlichkeit dieses Stockwerkes sind die stellenweise zahlreichen größeren und kleinen Linsen von Gutensteiner Kalken und Rauhwacken, die einerseits von oben in die Werfener Schichten eingeschuppt, aber vielleicht auch mitunter Reste ehemaliger Salinarbänke sind.

In dieser Einheit habe ich mit Ausnahme des Bosruck und der Schollen im Salinar der Gammering keine Hallstätter Gesteine gesehen, wohl aber vereinzelt bei Salzaufstieg mitgerissene Gesteine, die im stratigraphischen Teil behandelt sind: Kössener Schichten SE St. Leonhard bei Spital, Rhätschiefer an der Imitzbergstraße und Trias-Jura-Schollen in einer Umgebung von Rauhwackenspuren ca. 250 m W und ca. 150 m E Traxlerwirt (Rosenau). Im östlichen Vorkommen gibt es gelblichgraue, selten etwas rötliche Kalke von Dachsteinkalk- oder Oberrhätkalk-Charakter (es wurden ein Korallenrest aber keine Conodonten gefunden). Das westlichere Vorkommen besteht aus einem hellroten bis weißlichen Hierlatzkalk mit spärlich Brachiopoden. NW davon findet man in einer quellenreichen Waldparzelle Körper von grauem Dachsteinkalk (mit Triasinen!) und von rotbraunem, örtlich ein wenig Echinodermengrus enthaltendem Kalk (Lias?). Während bei den erstgenannten Vorkommen der Ursprung in tieferen Deckeneinheiten evident ist, kommt bei den letzteren sowohl ein solcher als auch eine Herkunft als Stirnschollen der Hallermauern in Betracht (ersteres wahrscheinlicher?). Das ist möglicherweise bereits in der mittelcretacischen Gebirgsbildungsära passiert.

Übrigens erinnert in B. PLÖCHINGERS (1968) Arbeitsgebiet östlich des meinen die Kombination Haselgebirge mit Oberjurakalk sehr an die Verhältnisse im Bosruckgebiet, nur ist die Dimension der auf dem Salinar schwimmenden Oberjuraschollen eine viel größere, handelt es sich dabei doch um Schollen von mehr als Kilometergröße. Das Haselgebirge liegt dort zwischen Werfener Schichten im Norden und der Trias der Hallermauern im Süden, was z.B. auch den Verhältnissen im Warscheneckgebiet entspricht. So wie dort könnte man auch hier daran denken, daß diese „Stirnschollen" ursprünglich über aufsteigendem Salinar abgelagert wurden, das Salinar aber später weitgehend entfernt worden wäre.

Zu dem selben tiefen Stockwerk gehört natürlich auch der Sockel des Bosruck und der Hallermauern. Im nördlicheren Teil erweist sich das Salinar vielfach weitgehend durch wiederholte Laugungs- und Sedimentationsvorgänge in Reichenhaller Rauhwacken umgewandelt, was die Erhaltung des interessanten Profils des Imitzberges mit dem Gutensteiner Kalk darauf ermöglicht hat. Der Zerfall diese Berges mag auch mit weiteren Laugungsvorgängen im Salinarhorizont zusammenhängen.

Der Grund für den anderen Stil des höheren Stockwerkes liegt nicht nur in der großen Starrheit der aus mächtigem Ramsaudolomit und Dachsteinkalk bestehenden Platten, sondern auch in Vorzeichnung aus älteren geologischen Vorgängen, insbesondere dem Salzaufstieg, dessen Strukturen hier noch recht gut zu erkennen und zu deuten sind.

Im höheren Stockwerk bilden die Triasplatten mehr minder flachliegende viele Quadratkilometer große Gebilde, die in der Hallermauern- und Warscheneckdecke eine charakteristische, gegen das nördliche „Vorland" großzügig herabgebogene Stirn bilden, die an den gebankten Dachsteinkalken herrlich zu sehen ist. A. RUTTNER hat öfters betont, das sei eine Erscheinung, die an der Front der Ötscherdecke i.w.S. von Lunz a. See bis hierher öfter wiederkehrt. Außerdem gibt es nördlich der Pyhrgaßgruppe und WNW vom Gleinker See jeweils ca. 2 km lange schmale Vorzonen. Daß nicht nur auf dem tieferen Stockwerk sondern auch verbreitet am Rand der Dachsteinkalkdecken Haselgebirge liegt, ist genügend deutlich; es repräsentiert das Haselgebirge, auf dem sich die Stockwerkstektonik abspielen konnte.

Und nun zu den salinartektonisch interessanten Gebieten.

Schon mit dem Lias begann der Zerfall des Kontinents. Wenn im Gebiet um die Wurzner Alm der Lias zuerst z.T. über trockengefallenen Dachsteinkalk unter örtlicher Breccienbildung transgrediert, dann aber sofort in größere Tiefen absinkt, in denen sich sogar Manganknollen bilden konnten, oder wenn man die Etablierung von Becken mit Fleckenmergelfazies und Tiefschwellen mit Crinoidenfazies im Kalkalpenraum in Betracht zieht, dann ist das ein deutliches Zeichen bedeutender, mit dem beginnenden Zerfall der Kontinente zusammenhängender tektonischer Unruhe. Höhepunkt und größte Meerestiefe markiert sodann der Radiolarithorizont.

Etwa nach dem Unterlias begannen die Triasplatten über dem salinarreichen Untergrund zu zerbrechen. Einige sich langsam erweiternde Kluftzonen füllten sich mit salinaren Gesteinen, die Bildung von Salz-

und Gipsdiapiren begann. G. SCHÄFFER (1976) hat auf solche Vorgänge bereits hingewiesen. B. PLÖCHINGER (1976) bringt die Eingleitungen sowie die Bildung von Olistholithen und Olisthostromen aus dem Hallstätter Ablagerungsraum in Oberjura und Unterkreide mit Salzdiapirismus in Zusammenhang.

Aus den Rahmengesteinen des Salinars kann man die Geschichte des Salzaufstieges deutlicher sehen. Ich kenne keine Schollen von Hierlatzkalk und von Dachsteinkalk im Salinar, die durch die Salzstöcke offenbar nicht oder kaum aufgearbeitet worden sind.

Nicht nur die besonders auffälligen Rhätschiefer und Kössener Schichten (siehe 3.2.4.1.) sprechen für den Salzaufstieg, sondern auch gewisse Strukturen, wenn man auch das Ausmaß jüngerer Tektonik schwer abschätzen kann. Die interessantesten Beispiele liegen in heutigen Störungszonen, und zwar in der Pyhrnfurche und am Osthang des Schwarzenberges. Zwischen Pyhrnpaß und Mausmayralm (4 km lang) sowie westlich Spital (etwa 1 km lang) liegen ganze Wandzüge von Plassenkalk jeweils unterhalb der Felsen des Bosruck, aber auch des Schwarzenberges. Überall transgrediert über diesem die Gosau. Tiefer unten stecken in der Pyhrnfurche noch Reste und enorm gefaltete Schollen von kieseligen Fleckenmergeln, die möglicherweise auch ursprünglich den Salzstock nicht ganz zusedimentiert haben, wie das offenbar beim Plassenkalk öfter der Fall war. Im Schwarzenberghang beteiligt sich auch ein wenig Tressensteinkalk und Radiolarit an dem synklinalen Aufbau des Oberjurazuges. Fleckenmergelschollen liegen spärlich sichtbar im Gips. Die Formen dieser Gesteinszüge erinnen an gewisse „Randmulden", wie sie an außeralpinen Salzstökken beobachtet worden sind. Der Plassenkalk dürfte mehr minder großflächig kalkalpine Schichtfolgen und bis etwa zu ihrer Höhe aufgestiegenes Salinar überzogen haben. Plassenkalk und Gosau sind zu einer Synklinale zusammengebogen, was wiederum durch Laugung, aber auch durch echte Tektonik verursacht sein kann. Die Gosau des Windischgarstener Beckens breitet sich großflächig aus. Eigentlich überall liegt sie auf Salinar, das hier sicher bis zur Transgression noch im Aufstieg begriffen war.

Andere Salinarstrukturen kann man im Gebiet der Gammering- und Wurzner Alm gut studieren. Zunächst kann vorausgeschickt werden, daß man das oft ziemlich enge Verwerfungsnetz in der Dachsteinkalkplatte dort am besten sieht, wo der Hierlatzkalk daraufliegt. Auch die Morphologie unterstreicht das. Die weniger hohe Hebung dieses Deckenstückes, das im Westen an einer großen Störung endet – man kann sie als Rote Wand-Störung bezeichnen – hat zur Erhaltung dieser Jurabedeckung beigetragen. Die Störung beginnt im Süden an der Brunnsteinstörung und ist sicher gegen Norden mit dem Pieslingursprung zusammenzuhängen.

Interessant wird es in höheren Teilen der Juraschichtfolge. Haselgebirge ist hier zumeist im Untermalm von Süden her eingeglitten, worauf B. PLÖCHINGER (1976) erstmalig aufmerksam gemacht hat. Im Steinbruch Hinterstein liegt Haselgebirge ziemlich flach auf Dogger-Kieselschichten. An der Grenze fielen wenige blockartige Malmkalkvorkommen auf. Etwas weiter nördlich kommt es aber meist mit Radiolarit in Kontakt. Das Haselgebirge brachte auch bemerkenswerte Fremdschollen mit; bekannt sind mir zwei hausgroße Blöcke von grauem Hallstätter Kalk (der dem Kalk am Bosruckgipfel ähnelt) und Blöcke basischer Eruptiva (E. ANIWANDTER & E. J. ZIRKL, 1955). Trotz schlechter Aufschlußverhältnisse werden öfter interessante Strukturen sichtbar. Der Wurzner Kalk des Wurzner Kampls scheint größerenteils flach unter Einschaltung von einem Radiolaritband auf dem Salinar zu liegen. Interessant wird es erst am Sattel westlich vom Wurzner Kampl und seiner Südwestseite. Dort sind die geringmächtigen dünnbankigen Kalke vom Übergang aus dem liegenden Radiolarit in die Wurzner Kalke und die Radiolarite selbst plötzlich bis zu steiler Überkippung aufgebogen (70° südwestfallend). Jenseits einer durch schwarze, grüne, seltener rötliche Letten markierten Störung steht Gips an. Südlich und ein wenig tiefer ist Gips, vermengt mit rauhwackigem Dolomit (dünnbankig) mit geringmächtigem braungrauem Mergel, buntem Letten und einer Scholle von stark verquetschten Kieselschichten in einer Art Antiklinale zu sehen gewesen. Am südlichen Gipfel des Wurzner Kampls sind die basalan, z.T. sogar dünnbankigen Kalke oft stark gefaltet und scheinen auf Radiolariten zu liegen; am Westhang der Mulde oberhalb Gammeringalm wurden auch Kieselschichten und rote Radiolarite beobachtet, die aber auf dem Gips oder im Gips liegen dürften. Die Struktur am Sattel westlich Wurzner Kampl erinnert an eine ähnliche im Osthang des Seesteins (Profil 7 der Profiltafel).

Einem ähnlichen Ereignis wie die Platznahme des Gipses um Hinterstein – Gammering – Gipsgraben dürfte auch das Gipsgebirge des Sattels westlich Gschaidriegel seine Existenz verdanken. Das Abtauchen unter die Kieselschichten legt die Vermutung einer älteren Eingleitung nahe, wobei bei ersterem Gips die Frage bleibt, ob die Kieselschichten beim Gleitvorgang mitgerissene Schollen sind, oder diese Eingleitung eben doch ein wenig älter ist.

Es ist also nur das Salinar mit seinen Fremdblöcken als Fremdkörper zu betrachten, während alle anderen Gesteine zur autochthonen Jurabedeckung der Warscheneckdecke gehören. Übrigens beruht die Auffassung des größten Teils dieser Gesteine im Wurzner Kampl als Deckscholle auf einer Verwechslung, denn auf Blatt Liezen (G. GEYER, 1918) sind sowohl die jurassischen Kieselschichten als auch die Rauhwackenbreccien (Reichenhaller R.) als Gosau und die Radiolarite als Werfener Schichten eingetragen. Der Dachsteinkalk auf der Gammeringalm existiert überhaupt nicht.

E. SPENGLER (1951) beschränkt die Deckscholle des Wurzner Kampls auf Haselgebirge und Werfener Schichten, die auf dem Jura des Warschenecks liegen, und so erscheint die Auffassung auch heute zumeist zu sein. Sie wird durch meine Untersuchungen so ziemlich bestätigt, mit der Einschränkung, daß sie im Jura liegen. Das wirft die Frage auf, ob man überhaupt von einer (juvavischen) Deckscholle reden kann, handelt es sich doch um keine echte tektonische Struktur. Beim Bosruck kann man darüber reden, obwohl er relativ zur Unterlage nicht weit verfrachtet zu sein braucht. Früher hatte z.B. F. TRAUTH (1937) sogar einen Teil des Jura zur Deckscholle gerechnet!

Die nach Osten abtauchende Gosaumulde der Pyhrnfurche hat östlich vom Bosruck-Tunnelportal der Eisenbahn eine Fortsetzung und einen Muldenschluß. Herum schlingt sich eine stark gestörte Schichtfolge, die sichtlich aus dem Profil an der Nord-

seite des Bosruck hervorgeht: Juraschollen sind meist, aber nicht überall, mit der Gosau stratigraphisch verbunden, dann folgt ein Haselgebirgsstreifen und jenseits einige Schollen von Bosruckkalk, die eine ähnliche Stellung einnehmen wie der viel größere und weiter bis zum Arlingsattel reichende Bosruck. Das Haselgebirge umgibt die Mulde bis hinab zum Talboden. Ein schmaler Gosaustreifen trennt diese Struktur von einer vermutlichen Fortsetzung, wo ein etwa ENE-ziehender felsiger Klotz von Bosruckkalk bereits in die Nordwesthänge des Dachsteinkalkes der Hallermauern hineinstreicht. Das ebenfalls umgebende Haselgebirge ist kaum sichtbar und im Talkessel des Klammbaches bis ins Finstertal von Moränen verhüllt. Diese schmale Spur von Gesteinen des Riff- und randlichen Hallstätter Raumes schmiegt sich in einer geknittert aussehenden Struktur um das scharfe Westende der Hallermauern W Lugkogel, ebenfalls mit etwas Haselgebirge, das sich auch mit dem an der Südseite zum Pyhrgaßgatterl streichenden verbindet.

Südwestlich Moltersberg, wo man sich schon im Bereich des weitläufigen Sockels der Hallermauern befindet und dessen Charaktergesteine u.a. die Werfener Schichten sind, zweigt von der vorhin beschriebenen Struktur ein Zug von Haselgebirge nach Nordwesten ab, der auch die durch Salzaufstieg mitgebrachten Schollen von Kössener Schichten beherbergt. Es verbindet sich mit dem Salinar des Windischgarstener Beckens und seiner salinargesäumten östlichen Randstörung.

In einem ebenfalls damit zusammenhängenden Haselgebirge steckt südlich der Pyhrnstörung der keilförmige Klotz des Bosruck. Dieser Bau kommt im Tunnelprofil der Eisenbahn (G. GEYER, 1907) deutlich zum Ausdruck. Im Haselgebirge um die Ardningalm stekken, wie an der Nordseite, Schollen von Oberjura und Gosau. Dazu gehören ferner die Gosaukonglomerate des Arlingsattels und die Wurzner Kalke und kieseligen Fleckenmergel des Kl. Bosruck. Auch im Süden wird die Struktur um den Bosruck durch Werfener Schichten des Sockels begrenzt, der oft bis über 1700 m hoch ansteigt und auch ein Rauhwackenband trägt. Das Karleck scheint mir Dachsteinkalk zu sein wie die Hallermauern.

Selbstverständlich wird es sehr schwer sein, von den gut deutbaren Befunden von Salinartektonik den Anteil echter alpidischer Tektonik abzugrenzen, denn die Muldenform der Pyhrnfurche kann sowohl durch echte Tektonik als auch durch Einsinken infolge Ablaugung des Salinars erklärt werden.

Natürlich hat eine markante Störung wie die Pyhrnstörung auch eine Fortsetzung im Ennstal nach Westen etwa bis in die Gegend von Pürg. Sie mündet jedenfalls in das deutlich sichtbare Ennstallineament, wo bei Wörschach neben Oberkreide auch Alttertiär bekannt ist (W. JANOSCHEK, 1968).

Genauso wie man, wie schon angedeutet, am Ost- und Nordrand der Warscheneckdecke Störungszonen mit Haselgebirge zwischen der Trias und der Umgebung der Decke feststellen kann, konnten ähnliche Beobachtungen auch am Rande der Trias der westlichen Hallermauern gemacht werden. Daher auch der Schluß, daß diese Haselgebirgsfüllungen der Störungszonen als Schmiermittel für verschiedene Bewegungen gedient haben können. Man kann z.B. folgende Überlegungen anstellen: Wenn man z.B. die Warscheneckplatte ein Stück im Uhrzeigersinn gedreht denken würde, könnte man die Malmkalke vom Osthang des Schwarzenberges mit der transgredierenden Gosau in eine Position bringen, die gut ein Nordflügel der Pyhrnmulde gewesen sein könnte. Auch die schmale Vorzone der Warscheneckdecke westlich vom Gleinkersee käme ungefähr in eine Lage gegenüber der Vorzone des Pyhrgaß zu liegen.

Der Sockel der Warscheneckdecke zieht sich nördlich um die Warscheneckgruppe herum und geht dann in die Salzsteiglinie über. Es ist das eine der Stellen, an der Drehungen mit Haselgebirge als Gleitmittel erfolgt sein können. Dabei scheint es gegen Westen – soweit man sieht – ziemlich auszukeilen. Die Scholle des Toten Gebirges liegt deutlich tiefer als die des Warschenecks, was auch schon E. SPENGLER (1951) erwähnt. Kaum sichtbar ist, daß die Basis der Warscheneckdecke NE Vorderstoder mit der Staufen-Höllengebirgsdecke ein wenig verschuppt ist, und zwar sind Werfener Schichten der hangenden Warscheneckdecke mit Hauptdolomit mit der (liegenden) Staufen-Höllengebirgsdecke verschuppt (Tafel 2, Profil 1).

Die schon erwähnte Vorzone des Warschenecks befindet sich westlich vom Gleinkersee und baut den Präwald- und den Klammberg auf. Sie besteht aus einem höchstens 500 m breiten mauerartigen Zug von ungebanktem Dachsteinkalk, an den im Norden an ungefähr senkrechter Störung ein nach Nordwesten schmäler werdender Zug von Ramsaudolomit angrenzt. Der ganze Zug liegt im Süden in unmittelbarer Nachbarschaft zum Dachsteinkalk des Seesteins, der eine ähnliche ungebankte Einschaltung erkennen läßt. Dazwischen gibt es sehr wenig blaß bis lebhaft roten Kalk, wahrscheinlich Lias. Vom Seegraben an öffnet sich zwischen der Vorzone und dem eigentlichen Warscheneck gegen Westen ein etwa dreieckiges Areal – leider weitgehend von glazialem Schutt bedeckt – in dem basale Gosau mit Kohlen (Gagatgewinnung einst! Aufschlüsse im Pieslingtal und Paulngraben) vorkommt. Am Nordhang des Präwaldberges gibt es Gosaukonglomerate, und nördlich Klammberg ist Gosau mit Haselgebirge bzw. Rauhwakken verschuppt. Das Vorgebirge ist etwa 2,5 km lang (Tafel 2, Profil 2).

Das strukturelle Gegenstück am Nordwestfuß der Hallermauern besteht nur aus Ramsaudolomit, der ca. 500 m breit und steilstehend ansteht. Es beginnt westlich Kampleck und endet im Osten mit dem Rücken, auf dem die Gowilalm steht. Länge ebenfalls ca. 2,5 km. Zwischen dem Raumsaudolomit und dem südwestwärts zurückweichenden Dachsteinkalk des Kl. Pyhrgaß kann man ebenfalls einen schmalen Streifen basaler Gosau feststellen, der am Kamm des Kl. Pyhrgaß bereits ausgequetscht ist und sich auch ab dem Kampleck unter Moränen verliert. Es ist wirklich Gosau mit einer spärlichen Fauna. Jedoch ist das auf Blatt Admont eingetragene „Gosaukonglomerat" ein Rest von diluvialer Hangbreccie. Im Norden schalten sich zwischen den Raumsaudolomit und die nördlicher anstehenden Werfener Schichten Spuren von Rauhwacken und Gipshaselgebirge ein. Übrigens sieht es so aus, als bestünde eine Verbindung dieser Struktur mit der Knitterstruktur südlich Moltersberg. Man kann annehmen, daß es sich hier um kein Deckengebilde von Art einer Hallstätter Decke handelt, sondern um

aufgeschürfte und steilgestellte Späne aus der Basis des höheren Triasstockwerkes (Tafel 2, Profil 6).

Die Ähnlichkeit des Materials, der Strukturen und auch des Sockels von Warscheneck und Hallermauern erlaubt es keinesfalls, diese beiden grundsätzlich zu trennen und verschiedenen Decken zuzuteilen (z.B. A. TOLLMANN, 1967).

Es wurde schon angedeutet, daß der Ostteil des Warschenecks sich durch die Juraauflage von dem übrigen Deckenland abhebt, wo nur sporadische Reste von Hierlatzkalk auf dem Dachsteinkalk erhalten sind, die gleichwohl eine ursprüngliche völlige Bedeckung durch diesen anzeigt. Allerdings gibt es einige Vorkommen, die größer sind: das Vorkommen um die Riegleralm (neu gefunden), oder das vom Eisernen Bergl sowie Auflagen westlich der Rote Wandverwerfung westlich der Hintersteiner Alm.

Diese Rote Wandverwerfung ist eine der längsten Verwerfungen des Gebiets, etwa 9 km zwischen der Brunnsteinstörung im Süden und dem Nordende im Bereich der Vorzone. Ähnliche Richtung haben zwei Störungen, die aus dem Gebiet der Stubwiesalm in den Seegraben hinunterziehen, wahrscheinlich von der Wurzner Alm und andererseits vom Höllgraben ausgehend. Auch querstreichende Störungen sind angedeutet.

Die Brunnsteinstörung folgt der Richtung der Pyhrnstörung. An ihr enden die weiter im Norden liegenden Störungen. Doch wird der aus z.T. gefalteten Dachsteinkalken mit häufig steilstehender Hierlatzkalkauflage bestehende Brunnsteinzug selbst (bei der Standseilbahn) verworfen, wobei hier Kieselschichten eingeklemmt sind. Nördlich derselben ist das Gebiet um die Wurzner Alm nicht nur von N–S, sondern auch querstreichenden Verwerfungen zerstückelt, was in der eigenartigen Geländegestaltung zum Ausdruck kommt. Wo sie den Plateaurand westlich Spital am Pyhrn erreichen, sind sie im Verein mit den plötzlich steil ca. nach Osten abgebogenen Dachsteinkalkbänken sowie auch mehr S–N-streichenden Klüften (Kluftwald!) verantwortlich für die kräftigen Hangbewegungen und Bergstürze, die bei St. Leonhard den östlichen Talrand erreicht haben und auch Blöcke von Spitaler Marmor mitgebracht haben, die von Steinmetzen seinerzeit genützt wurden. Auch der Abfall südlich Schmidalm ist durch nach Süden abgesenkte Staffeln gekennzeichnet.

Den Verwerfungen im übrigen Warscheneckgebiet wurde nicht näher nachgegangen. In den Hallermauern wurden Details nicht weiter erforscht. Das wären eventuell Aufgaben für das Studium von Luftbildern.

Im Windischgarstener Becken deutet alles darauf hin, daß die Gosau in großen Flächen auf Salinar und nur selten auf Werfener Schichten liegt. Deutlich sind diese Anzeichen vor allem im Tal von Edelbach, wo am Westrand gegenüber vom Ghf. Grundner Gips ansteht (kleiner alter Gipsbruch) und am Grunde von Drainagen und in kleinen Hügeln verwitterte Gipstone, Gutensteiner Kalke und ein Basit anstehen. In Bohrungen zur Vorbereitung der Bohrung Windischgarsten 1 wurde am Westfuß des Garstnerecks sehr seicht Gips erbohrt, ähnlich wie in der Bohrung selbst. Im Graben ca. 1 km südlich Seebachhof ist das Aufdringen von Haselgebirge an einer etwa N–S-gerichteten Störung angezeigt. Die große Wanne unterhalb vom Gasthof Dilly ist zweifellos ein großer Gipstrichter. Das Aufdringen des Salinars dürfte durch Störungen längs der großen Täler erleichtert worden sein. Die erwähnten Werfener Schichten stehen E Plötschl an (Tafel 2, Profil 5).

Östlich einer mit Salinar besetzten Störung, die aus der Gegend von St. Leonhard etwa nach Nordosten und zum Grundner und dann öfter geknickt nach NE ins Dambachtal verläuft und in der Gegend von Windhag in die Windischgarstener Störung mündet, ist das Gebirge gehoben, sodaß Werfener Schichten und darüber Rauhwacken (mit ausgelaugtem Haselgebirge) und Gutensteiner Kalke (Imitzberg) verbreitet anstehen. Wenn aber in den Reichenhaller Rauhwacken zwei benachbarte Schollen von Gutensteiner Kalk zwei sehr verschiedene Lagen einnehmen (die nordwestliche steilstehend, die südöstliche ca. 60° E-fallend), dann dürfte Salinartektonik im Spiele gewesen sein. Nachgosauisch ist dieser Teil des Sockels so hoch gehoben worden, daß sich kaum mehr eine Salinartektonik abspielen konnte.

Zur schärferen Beleuchtung der salinaren Situation im Salzkammergut zur Unterstützung meiner Vorstellungen seien noch einige Worte hinzugefügt.

Man erkennt zweifellos Parallelen zu unserem Gebiet, für die einige Beispiele angeführt werden sollen. Einmal der Plassen bei Hallstatt. Das von G. SCHÄFFER (in B. PLÖCHINGER, 1980) entworfene Profil zeigt einen Salzstock, der von Plassenkalk überlagert wird, wobei von transgressiver Lagerung gesprochen wird. Im Salz sind Gesteine der Hallstätter Fazies reichlich vorhanden, während im Pyhrngebiet nur Teile im Bosruck vorhanden sind, was aber keinesfalls ein prinzipieller Unterschied ist. Auch im Ischler und Ausseer Salzberg liegt der Plassenkalk auf Salzgebirge mit Hallstätter Schollen, während unmittelbar daneben in der Trisselwand Plassen- und Tressensteinkalk auf dem Dachsteinkalk aufliegen. Auch hier scheint die Transgression des Plassenkalkes den Salzaufstieg gestoppt zu haben.

Juragesteine älter als Malm sind auch in anderen Salzbergen bekannt; meist an den Rand gepreßt, wurden sie in die sogenannten „Glanzschiefer" (W. MEDWENITSCH, 1957) verwandelt. Es erhebt sich die Frage, ob eben die mergeligen Schiefertone SE Imitz, deren Ähnlichkeit mit den fossilführenden Rhätschiefern an der Imitzbergstraße betont werden kann, nicht auch zu den „Glanzschiefern" gehören. Man könnte ja in der Richtung überlegen, ob diese „Glanzschiefer" nicht vielleicht eine Sonderfazies über Salinar aus frühen Zeiten (Rhät–Lias) der beginnenden Salzstockentwicklung sein könnten.

Die jurassischen Eingleitungen aus dem Hallstätter Raum im Oberjura hat B. PLÖCHINGER (1976, 1979, 1980) beschrieben und begründet. Er spricht davon, daß die Eingleitungen in das oberjurassische Meeresbecken mit Radiolarithorizont und Oberalmer Schichten ein solches Ausmaß erreicht haben könnten, daß die ganze Platznahme der Hallstätter und Juvavischen Decken so erfolgt sein könnte. Am Untersberg böte z.B. diese Auffassung die plausible Erklärung dafür, warum nebeneinander die Beckenfazies der Oberalmer Schichten und am Untersberg oben die Riffe des Plassenkalkes gebildet worden sind. Man könnte dann sogar die damalige Meerestiefe nach der Mächtigkeit der Trias des Untersberges abzuschätzen versuchen.

Zusammenfassend soll noch einmal hervorgehoben werden, daß der oberskythisch–unteranisische Salinarhorizont eine Realität ist. Ferner spricht W. SCHAUBERGER (1986) von dem Grüntongebirge, das auch eine oberpermische Komponente hat und bis ins Skyth reicht. Dieser Horizont wird von G. GEYER (1913) beschrieben. Vielleicht hat unser Salinar eine eher randliche Position zu den Hauptsalinargebieten mit viel Perm. Der zunächst lebhafte mitteljurassische Salinaraufstieg wurde im Oberjura weitgehend gestoppt. Nur beispielsweise im Windischgarstener Becken scheint der Salinaraufstieg bis zur basalen Gosau angedauert zu haben. Sicher muß man mit einer Belebung durch die mittelcretacische und mit Veränderungen durch die tertiäre Gebirgsbildung rechnen, die bekanntlich die Abgleitung der Nördlichen Kalkalpen über den Flysch ins Molassebecken gebracht hat. Wenn aber soviel von noch erkennbaren Evaporitstöcken und Salinaraufstieg die Rede ist, so darf man freilich nicht meinen, daß es sich um autochthone Evaporitstöcke handelt, wie E. SEIDL (1927) meinte, sondern nur mehr um Teile ehemaliger Salinarstöcke, die im Laufe einer wechselvollen Geschichte durch Tektonik und Laugungsvorgänge weitgehend verändert und von den Decken weit transportiert worden sind.

Noch ein paar Bemerkungen zur Gosau:

Darüber wurden schon grundsätzliche Aussagen im stratigraphischen Teil gemacht, die hier z.T. in anderem Zusammenhang wiederholt werden.

Sicherlich besteht eine Verbindung zwischen der Gosaumulde der Pyhrnfurche und ihrer Fortsetzung nach Osten und derjenigen des Windischgarstener Beckens. Doch muß man im Talgrund bei Spital und südlich davon einen Ableger der Pyhrnstörungen voraussetzen, denn die Mikrofaunen südlich der Pyhrnfurche machen einen etwas älteren Eindruck als die der Nordwestseite, z.B. vom Josefiberg in Spital am Pyhrn, der zwischen zwei Störungsästen herausmodelliert ist. Im Osten stößt er an Haselgebirge, im Westen an eine ein wenig jüngere Ältere Gosau. Die westlichere Störung gab Anlaß zu kräftiger Erosion; die tiefe Furche wurde mit nahezu 50 m mächtigen Rutschmassen aufgefüllt, wie Bohrungen für den dortigen Autobahneinschnitt gezeigt haben (H. BRANDECKER, 1990, mit Profil). Diese Störung zielt ins Teichltal, denn auch die Gosauschichten vom unteren Hang des Schwarzenberges machen einen ein wenig jüngeren Eindruck als die basisnahen Schichten im Wuhrberg. Diese sowie die Schichten des Wuhrberg-Garstnereckzuges scheinen demnach auch ein wenig höher gestaffelt zu sein als die des Schweizersberges.

Ein Störungsast mit Salinar im Untergrund durchläuft auch das Tal von Edelbach und ebenso das Fraitgrabengebiet. Die Faltungen und Störungen in diesem zentralen Gosaugebiet sind schwer aufzulösen. Am augenfälligsten sind horizontale Verstellungen der gut kenntlichen und morphologisch hervortretenden Züge von Sandstein mit exotischen Geröllen, die mehrmals horizontal verstellt worden sind (z.B. Garstnereck, Moosgieler Berg, Wasserfallstufe im unteren Fraitgraben).

Die Gosau von Vorderstoder kann man zunehmend lückenhaft bis zum Salzsteig (Actaeonellensandstein!) verfolgen. Sie bedeckt den ausdünnenden Sockel der Warscheneckdecke mit häufig Gipshaselgebirge, aber sicher auch den Rand der Triasplatte. Die Gosaureste gehören demnach in die basale Gruppe, die häufig kalkreiche Sandsteine mit Actaeonellen und Nerineen enthält.

Diese Gosau entsendet einen kurzen Ausläufer in die Überschiebungsbahn der Totengebirgsdecke bei Gausrab.

Trotz allem kann man deutlich sehen, daß die Gosau bei Vorderstoder mit ihrer Transgression die Dekkengrenze der Warscheneckdecke bzw. der Ötscherdecke i.w.S. gegen die Staufen-Höllengebirgsdecke übergriffen hat. Was hier noch an Komplikationen drinnensteckt, geht also auf das Konto der tertiären Bewegungen, und das scheint nicht wenig zu sein. Neben der Störung am Südrand des Tamberges gegen die Gosau spielen auch NW-gerichtete Störungen am Ostrand des Tamberges eine Rolle, die aber an der Windischgarstener Störungszone enden.

Es wurde bereits im stratigraphischen Teil darauf hingewiesen, daß das Mitteleozän das jüngste Schichtglied der Gosaufolge s.l. darstellt. Es fällt auf, daß die Sedimentation im Helvetikum und Flysch (Laaber Schichten) nur ein wenig später, nämlich im tiefen Obereozän endet. Man könnte also diese Zeitmarken für den Beginn des Einschubes der Kalkalpen in die Ablagerungsräume von Flysch und Helvetikum als bestätigt ansehen; die Molasse mag etwas später überfahren worden sein. Von den wohl meist aus dem Norden kommenden alttertiären Ingressionen sind welche im Nordteil der Kalkalpen bekannt (Inntaltertiär), während die limnisch fluviatilen jungtertiären hauptsächlich von lokalem und alpinem Material beliefert worden sind – aber nicht aus dem Tauernfenster! Gerölle von dort fehlen sowohl im benachbarten Ennstaltertiär als auch z.B. im Lungau.

4.2.5. Zur Nordgrenze der Totengebirgsdecke aus meiner Sicht

Als Nordgrenze der Totengebirgsdecke wird schon lang die Kasbergüberschiebung angesehen, die weiter im Steyrtal mit der Sengsengebirgsüberschiebung verbunden (E. SPENGLER, 1951; A. TOLLMANN, 1976 u.a.) oder zumindest bis zur Windischgarstener Störungszone gezogen wird (B. PLÖCHINGER, 1980). Nach meinen übersichtmäßig gewonnenen Erfahrungen komme ich zu einer anderen Auffassung.

Ausgangspunkte sind Beobachtungen zunächst im Steyrtal südlich der Windischgarstener Störung. Dort liegt im Osten der aus Hauptdolomit bestehende Tamberg. Im Westteil des Südhanges liegt, wie schon erwähnt, eine größere Masse von Plattenkalk und fossilführenden Kössener Schichten, die allerdings infolge der südfallenden Mergellagen gänzlich zerfallen ist. Aber weiter östlich zeigen noch Spuren (oder spärliche) Komponenten in Gosaubreccien, daß sie weiter verbreitet waren. Das unterstreicht den Befund, daß der Tamberg noch zur Staufen–Höllengebirgsdecke gehört. Denn, sieht man nach Westen, dann überblickt man jenseits der Steyr eine andere Folge von Ramsaudolomit und mächtigem gebanktem Dachsteinkalk (bis ins Rhät hinauf) des Kl. Priel, Felsen und Wandfluchten bis ca. 1600 m hoch! Also zwei ganz verschiedene Faziesgebiete insbesondere der Obertrias, die unmöglich ursprünglich unmittelbar nebeneinander abgelagert worden sein können. Zur Freude des Geolo-

gen ist überdies an der Steyr, 1 km N Gausrab, eine stark verruschelte Gosau aufgeschlossen, die an der Grenze – als Deckenscheider – eingeklemmt ist! Übrigens gibt es auf dem Toten Gebirge großflächig nur kleine Vorkommen von Hierlatzkalk, aber keine Kössener Schichten auf dem Dachsteinkalk, während auf dem Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirgsdecke mächtige Kössener Schichten liegen.

Eine Folge von Tälern und Sattelformen markiert eine Störungszone, die von der Gosau N Gausrab zur Haslau leitet, wo man den grauen Hauptdolomit im Norden gut von dem zuckerkörnigen weißen Ramsaudolomit im Süden unterscheiden kann.

Über Bernerau kann man diese Fuge über Ring und Almtalerhaus nach WSW verfolgen, wo eine auffallende rutschende Mulde zum Weiterziehen der Störung einlädt. Vom Vorhandensein von Werfener Schichten, insbesondere von Haselgebirge und Gutensteiner Kalk im Graben E Almsee S Brandberg (geol. Blatt Kirchdorf) konnte ich mich überzeugen. Nachdem diese Störung steilsteht und zwei zugegebenermaßen schlecht unterscheidbare Wettersteindolomite trennt, halte ich sie doch für die Deckengrenze, wobei der südliche sichtlich zur Schichtfolge des Toten Gebirges gehört, während der nördliche zwanglos der Staufen–Höllengebirgsdecke zugezählt werden kann. Haselgebirge und Werfener Schichten westlich vom Almsee (l. c.) stellen die Verbindung zu dem altbekannten Gips beim Offensee her (vom Gips im Himmelsteingraben beim Offensee liegen übrigens zwei Schwefelisotopenuntersuchungen vor: eine ergab 10,9 ‰ [Rotsalz- und Grüntongebirge] und eine zweite 12,3 ‰ [U. Skyth?] [E. PAK & O. SCHAUBERGER, 1981]). Dann aber muß ich zugeben, daß ich die Verhältnisse nicht recht durchschaue. Die Dachsteinkalkführenden Schollen der Hohen Schrott und vor allem des Eibenberges sehen auffällig weit nach Nordosten vorgetrieben aus. Sie erinnern mich etwas an die Vorzonen des Warschenecks.

Eine Konsequenz meiner vorgeschlagenen Nordgrenze der Decke des Toten Gebirges wäre, daß die Kasbergüberschiebung nur eine interne Struktur der Staufen–Höllengebirgsdecke wäre, also eine Deckfalte, die zwar eventuell mit dem Schub der Totengebirgsdecke zusammenhängen könnte, aber die rund 600 m Gutensteiner und Reiflinger Kalke im Gipfelgebiet des Kasberges passen unbedingt besser zur Beckenfazies der Staufen-Höllengebirgsdecke als zur Totengebirgsdecke.

Die Kasbergüberschiebung wurde an der Fahrstraße auf den Kasberg besichtigt. Zuoberst dünn- und dickbankige Gutensteiner Kalke (Crinoidenspreu, selten Diploporen), die nach unten in dünnbankige knollige, wulstige, aber auch flasrige Kalke übergehen. Die Faltung nimmt zu (Achsen flach ESE), bis an der Überschiebung dunkle Kalke über hellbräunlichen Kalken liegen, die nach unten in Hauptdolomit überzugehen scheinen. Dazwischen liegt ein ockergelber Kluftletten als dünne Lage; in der Umgebung waren mylonitische Kluftletten zu sehen. Auch die Dolomite unter der Störung sind gefaltet und zeigen gelegentlich dünne grünliche Bestege. Eine Abgrenzung von Hauptdolomit gegen Wettersteindolomit ist nicht überzeugend. Jedenfalls scheint mir die Lettenlage und die Faltung für eine Fernüberschiebung zu gering. Und wo die Überschiebung nach Osten weitergezogen wird, gelangt man in einen Bereich, wo der Hauptdolomit von Lunzer Schichten, grauem ladinischem Dolomit und Reiflinger und Gutensteiner Kalken unterlagert wird. Den Hauptdolomit des Tamberges muß ich wegen der Kössener Schichten zur Staufen–Höllengebirgsdecke rechnen.

So gesehen hebt sich die Totengebirgsdecke optisch ungemein eindrucksvoll von dem rund tausend Meter niedrigeren nördlicheren Deckenland ab. Die unter- bis mitteltriadische Basis, das tiefere Stockwerk der hiesigen Dachsteinkalkdecken muß allerdings am Salinarhorizont abgeschert und größtenteils weiter südlich zurückgeblieben sein.

4.2.6. Überlegungen zur Frage von Horizontalbewegungen an der Windischgarstener Störungszone

Details über die Windischgarstener Störungszone und allgemeine Aspekte wurden bereits zusammengefaßt mitgeteilt (B. PLÖCHINGER & S. PREY, 1968). Dabei wurde hauptsächlich auf die quer zur Störung wirksamen Kräfte, wie Aufschuppungen u. ä. hingewiesen und allenfalls vorhandene Horizontalverschiebungen geringer eingeschätzt. Dazu soll hier mit anderen Aspekten noch einmal Stellung genommen werden. Es wurde nämlich überlegt, ob man mit Hilfe ähnlicher Strukturen auf beiden Seiten der Störung auf horizontale Verschiebungen schließen kann.

Eine der hier verwendbar scheinenden Strukturen ist der rasche Fazieswechsel von Teilen des mächtigen Wettersteinkalkes des Sengsengebirges zu ebenfalls mächtigen Gutensteiner und Reiflinger Schichten sowie geringer mächtigen ladinischen Dolomiten gegen Süden und Südosten, der auch mit einer deutlichen Mächtigkeitszunahme der Lunzer Schichten einhergeht. Die leichtere Faltbarkeit dieser Schichtfolge hat die Falten zwischen dem Salzatal und dem Zeitschenberggebiet, sowie die Maiereckantiklinale ermöglicht. Die ersteren werden durch das Windischgarstener Störungssystem in spitzem Winkel abgeschnitten, und die letztere durch sie z.T. gekappt.

Es stellt sich die Frage: Wo gibt es einen ähnlichen Fazieswechsel oder ähnliche Strukturen südlich der Störungszone?

Schon den älteren Karten kann man entnehmen, daß vom Tamberg an gegen Westen südlich der Störung mächtige Gutensteiner und Reiflinger Schichten, geringmächtige und untypische graue Wettersteindolomite und mächtiger Hauptdolomit herrschen. Die letzteren sind aber oft schwer zu unterscheiden, weswegen es notwendig wäre, das Gebiet um Steyrling sorgfältig neu zu untersuchen, zumal die nicht publizierte Karte von E. GASCHE dem Problem leider nicht ganz gerecht wird. Erst westlich von Grünau im Almtal begegnet man mächtigen Gutensteiner und Reiflinger Kalken im Zwillingskogel (die in der geologischen Karte Blatt Kirchdorf nördlich davon eingetragenen mitteltriadischen Kalke sind größtenteils Lokalmoränen auf Klippenzonen und Flysch), welche gegen Nordwesten rasch in den mächtigen Wettersteinkalk des Traunsteins übergehen, der die Landschaft bei Gmunden beherrscht. Die bekannten, einst als Einschuppungen oder Basisteile von Schuppen gedeuteten Lagen von Gutensteiner Kalken, z.B. nördlich unter dem Gipfel oder bei der Ansetz am Westfuß, sind sicher strati-

graphische Einschaltungen, letztere fallen sogar durch verwischte Grenzen auf. Irgendwelche deutliche Bewegungsbahnen, die auch als Bewegungsbahnen von Schuppen gedeutet werden müßten, konnte ich dort nicht finden. Also zweifellos Faziesverzahnung bzw. Übergänge!

Das Traunsteingebiet kommt also zweifellos als Pendant südlich der Windischgarstener Störung zu dem auf der anderen Seite liegenden Sengsengebirge bei Windischgarsten in Betracht. Das ergäbe einen relativen Verschiebungsbetrag der beiden Schollen durch eine rechtsseitig-laterale Seitenverschiebung von ungefähr 40 km! Man könnte höchstens überlegen, daß die Anschlußstelle vielleicht ein wenig westlicher von Windischgarsten angenommen werden könnte, wodurch der Verschiebungsbetrag auf etwa 25–30 km verkürzt würde. Man könnte allenfalls noch weitergehen; wenn man bedenkt, daß im Abschnitt zwischen Teichltal und Grünau manches durch tektonische Entfernung von Zwischenstücken verschleiert sein könnte, dann kann man zu noch plausibleren Beträgen gelangen.

Damit in Zusammenhang gibt es in der nördlichen Scholle auch Anzeichen von gegenläufigen Bewegungen, die sich in Bogenformen äußern, wie den Weyerer Bögen, die in der Gegend ihres Ansatzes beim Ende der Windischgarstener Störungszone beginnen und die ganze Breite der Nordscholle überqueren, sowie der kürzere Bogen bei Kirchdorf/Krems sowie der Bogenansatz im Almtal nördlich Grünau. Der Vorgang scheint kompliziert gewesen zu sein, wobei eine zeitliche Staffelung ebenfalls mitgespielt haben könnte. Ost–westliche Spannungsfelder äußern sich darin. Verkürzungen könnten noch in den mir örtlich bekannten starken Faltungen im Hauptdolomit des Hintergebirges stecken. Es ist aber keine Frage, daß die größten Verkürzungsbeträge in den Weyerer Bögen zu suchen sind.

Allenfalls könnte man den Umstand hervorheben, daß im Störungsbereich das Salinar noch mindestens 2 km in die Staufen-Höllengebirgsdecke hineinreicht: vielleicht haben die Bogenformen im Flysch auch damit zu tun?

Am ehesten wird man der Wahrheit nahekommen, wenn man die Scholle südlich der Störung als west- oder nordwestbewegt ansieht, zumindest bis zur nächsten Verkürzung an der Trauntalstörung, während im Nordflügel die seitliche Bewegung durch die Weyerer Struktur aufgezehrt wurde. Die Versteifung der Scholle vom Krestenberg westwärts durch die mächtigen Wettersteinkalke des Sengsengebirges dürfte mitgespielt haben.

Bei Erforschung dieser Bewegungen wäre es vermutlich nützlich, dieselben Fragen auch bei der Wolfgangseestörung zu stellen, die als sehr ähnliche Struktur bei Bad Ischl an der durchrissenen Bogenform der Trauntalstörung beginnt (B. PLÖCHINGER, 1964). Auch innerhalb der nördlichen Scholle sind Bogenformen bekannt (l.c).

Wie gewöhnlich kommen für die Erklärung der Windischgarstener Störungszone mehrere Ursachen in Betracht: Einerseits starker tektonischer Druck in Nordrichtung, andererseits auch scherende Horizontalverschiebungen, die wahrscheinlich gleichzeitig mit der Platznahme der Kalkalpen über Flysch und Molasse etwa im Oligozän wirksam waren. Eozäne Gesteine sind ja im Störungsbereich noch in die Tektonik einbezogen. Der Stillstand der Wanderung der Kalkalpen kann in der Hauptsache im Grenzbereich Oligozän–Miozän angenommen werden.

4.2.7. Bemerkungen zu den Fortsetzungen der Windischgarstener Störung

Der Ansatz einer Westfortsetzung des Flyschfensters zeigt sich bereits westlich der Eisenbahnbrücke östlich St. Pankraz, wo einige Bohrungen für eine Autobahnbrücke bzw. das Projekt des Lainbergtunnels sicheren Gaultflysch neben Salinar antrafen. Obzwar wenig westlich im Teichltal nur ein paar isolierte Triasaufschlüsse auftreten, könnte man bei ähnlicher Oberflächengestaltung auch daran denken, daß weitere Flyschvorkommen verborgen sind.

Erst westlich der Steyr sind durch E. GASCHE und T.E. GATTINGER Flyschvorkommen anstehend bekannt (z.B. NW Kniewas).

Allerdings kenne ich mich erst in der Gegend von Grünau besser aus, wo ich bald nach dem Krieg einiges beobachten konnte (1947, 1953, 1962). Die verhältnismäßig besten Aufschlüsse fand ich in den Gräben beiderseits des Dachskopfes, wo der Flysch aus Gaultflysch, Reiselsberger Sandstein und Bunten Schiefern besteht, meist südfallend wie im Graben E Zuckerhut. Im erstgenannten Graben ist der Flysch mit z.T. flyschartigen Mittelkreidegesteinen kalkalpinen Ursprungs verflößt, die gelegentlich bunte Breccien enthalten, wozu noch Schüblinge von Serpentiniten kommen – Verhältnisse, die stark an den Wuhrbauer Kogel bei Windischgarsten erinnern. Darüber überschoben sind kalkalpine Einheiten. An der Westeite der Deckscholle des Dachskogels befand sich vor rund 30 Jahren ein Steinbruch in Gutensteiner Kalk, unter dem eine Ruschelzone aus Gaultflysch und bunten Flyschschiefern mit Linsen und Blöcken von Neocomkalk und Ophicalcit eindrucksvoll die Kalkalpenüberschiebung dokumentierte. Eine größere Ophicalcitlinse war im oberen Teil des letzteren Grabens zu sehen. Die Bohrung Grünau hat bewiesen, daß solche Basite örtlich unter der Kalkalpenüberschiebung sogar ein große Rolle spielen.

Unter diesem Flysch taucht nach Norden sodann Grestener Klippenzone und Ultrahelvetikum in dem Gschliefgraben entsprechenden Antiklinalen auf, deren Nordflügel die eigentliche Flyschdecke bildet. Das Halbfenster von Grünau hängt also mit der geschlossenen Rhenodanubischen Flyschzone unmittelbar zusammen. Im Süden wird sie durch die Reichraminger Dekke überschoben, die auch den Nordflügel des Halbfensters aufbaut (Janselmauer, Salmgruppe).

Die Ostfortsetzung der Grünau–Windischgarstener Störungszone ist von B. PLÖCHINGER (PLÖCHINGER, B. & PREY, S., 1968) eingehend dargestellt worden, muß also hier kaum behandelt werden. Es wäre nur zu sagen, daß dort zwar noch kein Flysch bekannt ist, jedoch Fenster von Ternberger–Frankenfelser Deckenelementen. Die Störung verbindet sich südlich St. Gallen mit den Komplikationen der Reiflinger Scholle im Vorfeld nördlich der Gesäuseberge, dort, wo auch die Weyerer Bögen im Süden enden.

4.2.8. Regionale Nebenbemerkungen zur Frage der Verbindung von Grauwacken- und Kalkalpendecken

Diese Überlegungen sind vor allem als Anregung gedacht, auch in dieser Richtung Beobachtungen zu sammeln.

Folgendes ist mir aufgefallen: Die hochalpinen Dekken (einschießlich der Ötscherdecke s.l.) besitzen einerseits echte Werfener Schichten und sind mit der Norischen Decke der Grauwackenzone verknüpft, was vor allem an der Südseite zu sehen ist. Diese Verknüpfung ist jedenfalls eine sedimentäre. Die echten Werfener Schichten gehen anscheinend etwa dort zu Ende, wo auch die Dachsteinkalkfazies im Westen abrupt endet, was in der Gegend von Fieberbrunn der Fall ist. Die Basis der Kalkalpen bilden bereits im Kaisergebirge Gesteine in Verrucano-Buntsandsteinfazies, während die Norische Decke noch bis zum Kellerjoch bei Schwaz reicht. Von St. Johann bis zum Westende der Kalkalpen bleibt die Verrucano-Buntsandsteinfazies alleinherrschend, und die sedimentär verbundene Basis ist und bleibt Veitscher Decke mit Quarzphyllit und Resten von Karbon. In Tirol liegen oder lagen die Kalkalpen also auf Veitscher Decke, ebenso wahrscheinlich die nördlich der Hochalpinen Decken gelegenen kalkalpinen Einheiten weiter östlich.

Vielleicht hilft folgende Betrachtung weiter: die Österreichkarte weist in Tirol z.B. ein ausgedehntes Fenster von Veitscher Decke (Kelchsau) unter der Norischen Decke aus und vielleicht sind auch kleine möglich. Mit kräftigen, z.T. steilstehenden Störungen an der Grenze zwischen Grauwackenzone und Kalkalpen zu rechnen, bereitet sicherlich wenig Schwierigkeiten – nur leider kann ich dem selbst nicht mehr nachgehen.

Das zu klärende Schema würde also lauten: Tirolikum auf Veitscher Decke, Hochalpine Einheiten inkl. Ötscherdecke auf Norischer Decke. Daß auch die Veitscher Decke eine größere Verbreitung hat (bzw. hatte), zeigt die Steinacher Decke mit ihrem Quarzphyllit, Karbon und den Eisendolomiten sowie den Schuppen sicher kalkalpiner Gesteinsfolgen (Blaserdecke) (S. PREY, 1977); und die Quarzphyllite von der Wildschönau bis zur Brennerfurche kann man als dazugehörend in Betracht ziehen.

5. Die Bohrung Windischgarsten 1

Die Bohrung wurde im Jahre 1965/1966 von den Österreichischen Salinen niedergebracht, um das Salinar im Untergrund von Windischgarsten zu erforschen, wobei auch die Prüfung einer Anwendungsmöglichkeit von Laugverfahren zur Salzgewinnung im Vordergrund stand. Nach Vorarbeiten durch einige Flachbohrungen und seismische Untersuchungen wurde sie etwa WSW Windischgarsten knapp östlich neben der (heutigen) Gleinkerstraße am Fuße der Hügel angesetzt. Grund für die Bohrung war, daß ich Erfahrungen besaß, die darauf hinwiesen, daß im Untergrund von Windischgarsten salinare Gesteine anstehen (z.B. Dilly-Quelle, bekannter Gipsfund bei Brunnengrabung bei der Pension Scheer, Schwefelwasser bei der ehem. Gerberei). Dann fand man auch Gips in einer der seismischen Bohrungen und beim Straßenbau der Gleinkerstraße im Bereich der Umfahrungsstraße und Eisenbahn. Die Bohrung war wirklich erfolgreich. Es war auch laugfähiges Salz angefahren worden, aber die Lage weit weg von den notwendigen Betriebseinrichtungen der Saline war ein wesentliches Hindernis für eine Salzgewinnung bei Windischgarsten.

Das Profil erwies sich als sehr interessant:

0 – 8 m Schotter.

8 – 22 m Graue feinsandige Gosaumergel. Sie sind unmittelbar den in der Nachbarschaft vorkommenden vergleichbar.

22 – 60 m Gipsfreier graugrüner Haselgebirgston.

60 – 86 m Graugrünes Gipshaselgebirge.

86 –113 m Dunkelgraue Dolomite mit Gips.

113 –146 m Graugrünes Gipshaselgebirge.

146 –208 m Haselgebirge, z.T. ausgelaugt. Von ca. 157–208 m dunkelgrauer Dolomit mit wenig Gips (Spülungsverlust!) oder mit Muriazit.

208 –210 m Störungszone.

210 –217 m Grauer feinkörniger, etwas kalkiger Quarzsandstein. Wahrscheinlich schon Mittelkreide. U.d.M. aus einem Stück bei 214,45 – 215,65 m: Quarz (eckig bis etwas gerundet, z.T. undulös), Feldspat (z.T. zwillingslamelliert), Muskowit (oft verbogene Blättchen), z.T. gebleichter Biotit, mikritische ±getrübte Kalke (einer mit Filamenten), Tonbröckchen, Quarzporphyr?, kohlige Pflanzenreste und Pyrit. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig, sonst ohne Besonderheit.

217 –417 m Schwarzgraue bis grünlichgraue Schiefertone mit dünnen sandigen, manchmal etwa welligen oder in Linsen aufgelösten Lagen. Das verleiht dem Gestein ein feinstreifiges Aussehen. Zeichen von Turbulenz bei der Ablagerung sind vorhanden. Man kann öfter auch tektonische Faltung und Störung bis zur Zertrümmerung erkennen. Das Gestein gleicht Alb–Cenomanschiefern der Ternberger–Frankenfelser Deckenreste des Fensterrahmens.
Fünf Proben lieferten arme Sandschalerfaunen mit primitiven Formen. Als Seltenheit ist das Vorkommen von *Plectorecurvoides* (?) und *Rotalipora* sp. als Anzeiger für Mittelkreide zu melden. Dazu oft reichlicher Radiolarien (teilweise pyritisiert), darunter auch hütchenförmige.
Die Fauna paßt also in die Mittelkreide. Nannoproben liegen leider nicht vor. Hingegen gibt es einen palynologischen Befund (W. KLAUS) von mit Sand verquetschten dunklen Schiefertonen bei 333 m Tiefe:
Cicatrisporites venustus DEAK, *C. pseudotripartitus* (BOLCH), *Costoperforosporites* sp. DEAK, *Appendicisporites dorogensoides* WLD. & GRFD., *Corrugatisporites toratus* WLD. & GRFD., *Ephedripites cretaceus* KR., *Faveosporites* sp. und *Welwitschiapites alekhinii* BOLCH.
Es wird von KLAUS auseinandergesetzt, daß Alb–Cenoman am wahrscheinlichsten ist. Dazu kommen noch Luftsacksporen aus der Untertrias, sowie Sporen aus Jura und tiefster Unterkreide, was die übergreifende Position dieser Ablagerungen über den altalpidischen Gebirgsbau beleuchtet. Dazu siehe auch Kap. 2.3.3.

417 –420 m Stinkdolomit mit Salzadern.

420 –664,8 m Salzhaselgebirge, bunt und grünbunt. Geschätzter durchschnittlicher Salzgehalt (SCHAUBERGER) 55 %.
Bei 518,85 m fand W. KLAUS in schwarzen festen glimmerigen Tonschiefern im Salzhaselgebirge eine Sporenflora mit *Lueckisporites microgranulatus* KLAUS, *L. parvus* KLAUS, *L. undulatus* n. sp. KLAUS, *Jugasporites schaubergeroides* KLAUS, *Nuskoisporites dulhuntyi* POTONIE & KLAUS, *Jugasporites delasaucei* (POT. & KLAUS) LESCHIK, *Gigantosporites hallstattensis* KLAUS, *Falcisporites zapfei* (POT. & KL.) LESCHIK und *Parvavesicaspora splendens* (LESCH.) KLAUS.
KLAUS gibt als Alter am ehesten Oberperm bis unterstes Skyth an.

664,8–759 m Bräunlich-schwarzgraue, selten auch braun- und violettrote sehr feinsandige auch etwas feinglimmerige Mergelschiefer. Selten darin schlierig-sandiges Material mit Fossilresten, wie bei 725,50–725,70 m Streifen und Linsen von feinkörnigem Sandstein und Grabgänge. Gelegentlich Bivalvenreste. Starke Zertrümmerung und Kalzitaderung.
Aus dem Bereich der Mergel liegen sechs Schlämmproben vor. Zwei davon waren fossilleer, eine enthielt nur unbestimmbare Reste. Die anderen lieferten typische Gosaufaunen:
Globotruncana ex gr. *lapparenti* BOLLI, *Stensiöina exsculpta* (RSS.), *Vaginulina* aff. *gosae* (RSS.), *Gyroidina mendezensis* CUSHM., *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Pseudoparrella navarroana* (CUSHM.), *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Dorothia conulus* (RSS.), *Verneuilina muensteri* RSS. und wenige Sandschaler. Aus der Probe 726,70–727,10 m, die übrigens die reichste war, liegt auch eine Nannoflora (H. STRADNER) vor, die Oberkreide anzeigt: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Lucianorhabdus cayeuxi* DEFL., *Cretarhabdus crenulatus* BRAML. & MART., *Eiffellithus turriseiffeli* (DEFL.), *Chiastozygus litterarius* (GORKA) und *Calculites ovalis* (STRAD.).

759 –761 m Breccie mit viel dunklen und hellbraunen Kalken und wenig Sandstein in dunkler tonmergeliger Matrix.

761 –763,5 m Brauner Kalk mit vielen lebhaft grünen Suturen und wenigen kieseligen Flecken, stark zertrümmert. Unter dem Kalk die gleiche Breccie wie über ihm. Daraus ergibt sich , daß es sich um eine Basalbreccie der Gosau mit herantransportiertem Geröll und einem großen Block handelt.
Der braune Kalk des Blockes u.d.M.:
Mikritischer Kalk mit Spongiennadeln und wenig Filamenten. Viel Kalzitklüfte.
Der ähnliche Kalk bei 763 m hat nur häufiger sehr kleine Fleckchen mit angehäuftem Pyritstaub und einige dunkle Suturen. Der Habitus entspricht manchen Oberjurakalken, insbesondere Tressensteinkalken.

763,5–903 m Dunkelgraue Tonmergel. Im Kern 899 – 902,50 m wechsellagerten die etwas feinsandigen schwarzgrauen Tonmergel mit hellen, oft rhythmisch geschichteten Sandstreifen. Diese Regelmäßigkeit wird manchmal durch wolkige Verteilung des Sandes unterbrochen. Der vorhergehende Kern (792,50 – 797,50 m) zeigte diese Wechsellagerung nicht. Im tieferen Kern betrug das Einfallen der Schichten 60–70° mit Querklüftchen, aber auch oft Kalzitklüften oder sogar harnischdurchzogenen Störungen.
Drei Faunen aus dem Bereich 792–797 m kann man zusammenfassen: *Hedbergella* sp., *Hedbergella infracretacea* (GLASSNER) (z. T. pyritisiert), *Globigerina subdigitata* CARMAN, *Gl. washitensis* CARSEY und nicht ganz deutlich *Anomalina lorneiana* GAND.; dazu Lenticulinen, *Nodosaria* sp., *Lagena apiculata* (REUSS), *L. sulcata* WALKER & JAG., *Eponides* sp., *Epistomina* cf. *colomi* DUBOURD. & SIGAL, *Gavelinella stelligera* (MARIE), *Gyroidina globosa* (V. HAG.), *Vaginulinopsis* sp., *Allomorphina* aff. *trochoides* (RSS.), *Clarella articulata* (BROTZEN), ferner *Ramulina aculeata* (d'ORB.), *Conorotalites* cf. *aptiensis* (BETTENST.), *C. bartensteini* (BETTENST.), *Clavulinoides gaultina* (MOROSOWA), *Textularia foeda* RSS., *T. turris* d'ORB., *T. chapmani* LAL., *Marssonella oxycona* (MARSSON), *Verneuilinoides subfiliformis* BART., *Trocholina infragranulata* NOTH, *Trocholina* sp. und meist pyritisierte Radiolarien (auch hütchenförmige) sowie selten Ostracoden, Inoceramenreste, Fischreste und Pyritstengel. Eine Fauna der höheren Unterkreide.
Die Fauna des letzten Kernes (bei ca. 900 m) ist schlecht erhalten und besteht aus wenigen Sand- und Kalkschalern, darunter auch *Gavelinella* sp.
Sie widerspricht nicht der Einreihung in die höhere Unterkreide.
In dem Kern 795,6–797,4 m bestimmte H. STRADNER eine Nannoflora der höheren Unterkreide:
Coccolithus pelagicus (WALLICH), *Braarudosphaera discula* BR. & R., *Nannoconus steinmanni* KAMPTN., *N. globulus* (BRÖNNIM.), *N. colomi* (DE LAPP.). Bei 899–900,40 m bestimmte er *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) und *Nannoconus globulus* (BRÖNNIM.).
Die höhere Unterkreide wird also auch im letzten Kern bei 900 m Tiefe durch *Coccolithus pelagicus* (WALL.) und *Nannoconus globulus* (BRÖNNIM.) erhärtet. Das Gestein fällt 60–70° ein, ist stark gestört und von Harnischen und Kalzitklüften durchsetzt.
Besonders bemerkenswert ist, daß hier über der Mittelkreide Gosaumergel mit Basalbildungen transgressiv und hundert Meter mächtig liegen (vgl. auch Kap. 2.3.9.).

Damit ist bei 903 m die Endteufe erreicht. Interessante Ergebnisse hat die Bohrung gebracht, aber auch Fragen offen gelassen. Gedanken darüber kann man in Kap. 2.2.8. nachlesen.

Was das Haselgebirge betrifft, so gibt O. SCHAUBERGER (1986) einige Schwefelisotopenwerte aus der Bohrung bekannt, aber ohne genaue Tiefenangaben. Er nennt Werte von 13,7 und 13,6 ‰, die für permoskythisches Alter sprechen – sie könnten aus dem unteren Salinarhorizont stammen – aber auch Werte von 23,8 und 28,6 ‰, die für stinkdolomitisch-anhydritisches Grausalzgebirge kennzeichnend sind – sie könnten für das obere Salinarpaket und für ein skythisches bis unteranisisches Alter sprechen.

Literatur

AMPFERER, O.: Geol. Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Admont–Hieflau. – Wien (Geol. B.-A.) 1933.

ANIWANDTER, E. & ZIRKL, E. J.: Ein neues Diabasvorkommen in der Warscheneckgruppe (Oberösterreich). – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **10**, 153–157, Wien 1955.

BEHRENS, M.: Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **116**, 51–83, Wien 1973.

BRANDECKER, H.: Die A9 Pyhrnautobahn im Raume Spital a. P. – Entwicklungsgeschichte und Baugeologie. – In: Dorf im Gebirge. Spital am Pyhrn 1190–1990. – 10 S., Gemeinde Spital/Pyhrn, Linz 1990.

BRINKMANN, R.: Über Fenster von Flysch in den nordöstlichen Kalkalpen. – Sitzber. preuß. Akad. Wiss., phys.-mathem. Kl., **31**, 12 S., Berlin 1936.

DULLO, W.-Chr., FLÜGEL, E., LEIN, R., RIEDEL, P. & SENOWBARI-DARYAN, B.: Algen, Kalkschwämme und Mikroproblematika aus unterkarnischen Riffkalken des Bosruck-Gipfels (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 525–543, Wien 1987.

ERKAN, E.: Die Sulfatlagerstätten der postvariszischen Transgressionsserie in den Ostalpen. – Nachrichten Deutsch. Geol. Ges., **41**, S. 90, Hannover 1989.

FAUPL, P.: Die Flyschfazies in der Gosau der Weyerer Bögen (Oberkreide, Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 219–244, Wien 1983.

FENNINGER, A.: Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. – Geol. Rundsch., **56**, 171–185, Stuttgart 1966.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L.: Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **63**, 52–141, Wien 1972.

FREH, W.: Ein weiterer Gagatbergbau auf oberösterreichischem Boden. – Jb. Oberöst. Musealver., **99**, 4 S., Linz 1954.

GEROCH, St.: Stratigraphic significance of arenaceous Foraminifera in the Carpathian Flysch. – Paläont. Z., **33**, 113–122, Stuttgart 1959.

GEYER, G.: Die Aufschließungen des Bosrucktunnels und deren Bedeutung für den Bau des Gebirges. – Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **82**, 39 S., Wien 1907.

GEYER, G.: Über den geologischen Bau der Warscheneckgruppe im Toten Gebirge. – Verh. Geol. R.-A., 297–309, Wien 1913.

GEYER, G.: Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Liezen. – Mit Erläuterungen, Wien (Geol. R.-A.) 1918.

HAHN, F.: Grundzüge des Baues der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. I. Teil. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **6**, Wien 1913.

HAUENSCHILD, G.: Die Salinarmulde von Windischgarsten. – Verh. Geol. R.-A., Wien 1871.

HEISSEL, W.: Die grünen Werfener Schichten von Mitterberg (Salzburg). – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 3. F., **4**, Wien 1954.

JANOSCHEK, W.: Bericht 1965 über Aufnahmen auf Blatt Mitterndorf (97) und Blatt Liezen (98). – Verh. Geol. B.-A., 28–29, Wien 1966.

JANOSCHEK, W.: Oberkreide und Alttertiär im Bereich von Wörschach (Ennstal, Steiermark) etc. – Verh. Geol. B.-A., **1968**, Wien 1968.

KLAUS, W.: Bericht 1964 aus dem Laboratorium für Palynologie. – Verh. Geol. B..A., Wien 1965.

KOMMA, E. & SCHEMINSKY, F.: Orientierende Untersuchungen an den Mineralquellen im Raum von Windischgarsten, O.Ö. – Forsch. Inst. Gastein, Unters. Protokoll v. 10. Dez. 1961.

KRAUS, E.: Über Flysch und den Kalkalpenbau von Oberdonau. – Jb. Ver. Landeskunde u. Heimatpflege i. Gau Oberdonau, **91**, 179–254, Linz 1944.

KÜHN, O.: Der Bau des Beckens von Windischgarsten und seiner Umgebung. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **30**, Wien 1937.

KÜHN, O.: Exkursion im Gebiete des „Fensters" von Windischgarsten. – Mitt. Geol. Ges., **31**, Wien 1938.

KÜHN, O.: Rudistenhorizonte in den Alpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1965**, 245–256, Wien 1965.

KÜHN, O.: Rudistenhorizonte als ökologische und stratigraphische Indikatoren. – Geol. Rundsch., **56**, Stuttgart 1967.

MEDWENITSCH, W.: Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Altaussee (Salzkammergut). – Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**, 67 S., Wien 1957.

NOWY, W. & LEIN, R.: Zur Geologie des Bosruck-Autobahntunnels (Pyhrnautobahn, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**, 45–94, Wien 1984.

PAK, E.: Die geologische Datierung der ostalpinen Salzlagerstätten mittels Schwefelisotopen. – Verh. Geol. B.-A., 158–192, Wien 1981.

PLÖCHINGER, B.: Die tektonischen Fenster von St. Gilgen und Strobl am Wolfgangsee (Salzburg, Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **107**, 11–69, Wien 1964.

PLÖCHINGER, B.: Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein–Berchtesgaden. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **151**, Stuttgart 1976.

PLÖCHINGER, B.: Argumente für die intramalmische Eingleitung von Hallstätter Schollen bei Golling (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Wien 1979.

PLÖCHINGER, B.: Zur Tektonik der Nördlichen Kalkalpen. – In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, Wien – New York (Springer) 1980.

PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Profile durch die Windischgarstener Störungszone im Raume Windischgarten – St. Gallen. – Jb. Geol. B.-A., **111**, 175–211, Wien 1968.

PREY, S.: Geologie der Flyschzone im Gebiet des Pernecker Kogels westlich Kirchdorf a. d. Krems. – Jb. Geol. B.-A., **94**, 93–165, Wien 1950.

PREY, S.: Aufnahmsberichte 1959–1968, 1970–1971. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1950–1969, 1971–1972.

PREY, S.: II. Flyschfenster von Windischgarten. – In: ABERER, F., JANOSCHEK, R., PLÖCHINGER, B. & PREY, S.: Exkursion III/2, Erdöl Oberösterreichs, Flyschfenster der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **57/1**, Wien 1964.

PREY, S.: Von der Naturlandschaft des Garstnertales. – Festschr. 850 Jahre Windischgarsten, 6 S., Marktgem. Windischgarsten 1970.

PREY, S.: Erläuterungen zum Geologischen Lehrpfad Windischgarsten (Steinschau). – 72 S., Kurfonds Windischgarsten, 1974.

PREY, S.: Gelegenheitsbeobachtungen im Brennermesozoikum in der Umgebung von Trins (Gschnitztal, Tirol). – Verh. Geol. B.-A., 337–347, Wien 1977.

PREY, S.: Rekonstruktionsversuch der alpidischen Entwicklung der Ostalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**/1976, 25 S., Wien 1978.

PREY, S.: Erläuternde Beschreibung des Nordteiles der Geologischen Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1 : 50.000. – Verh. Geol. B.-A., 281–325, Wien 1980a.

PREY, S.: Helvetikum, Flysche und Klippenzonen von Salzburg bis Wien. – In: R. OBERHAUSER, (Red.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 189–216, Wien (Springer) 1980b.

PREY, S.: Das Ultrahelvetikum-Fenster des Gschliefgrabens südsüdöstlich von Gmunden (Oberösterreich). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 95–127, Wien 1983.

PREY, S.: Auswirkungen geologischer Großereignisse in Gesteinen und dem Gebirgsbau im Raum Spital am Pyhrn und

Windischgarsten. – In: Dorf im Gebirge. Spital am Pyhrn 1190–1990, 8 S., Gemeinde Spital/Pyhrn, Linz 1990.
PREY, S., RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Das Flyschfenster von Windischgarsten innerhalb der Kalkalpen Oberösterreichs. – Verh. Geol. B.-A., 201–216, Wien 1959.

RICHTER, M. & MÜLLER-DEILE, G.: Zur Geologie der östlichen Flyschzone zwischen Bergen (OBB.) und der Enns. – Zeitschr. Deutsch. Geol. Ges., **92**, Stuttgart 1940.
ROSENBERG, G.: Die zweite Pechgrabenenge bei Weyer (O. Ö.). – Verh. Geol. B.-A., 187–195, Wien 1964.
RUTTNER, A. & WOLETZ, G.: Die Gosau von Weißwasser bei Unterlaussa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**, 221–256, Wien 1956.

SCHÄFFER, G.: Einführung und Exkursionspunkte Blatt 96, Bad Ischl. – In: Arbeitstagung der Geol B.-A. in Bad Ischl 1976.
SCHAUBERGER, O.: Die Mineral- und Thermalquellen im Bereich des ostalpinen Salinars zwischen Salzach und Enns. – Schriftenr. Oberöst. Musealver., **9**, Linz 1979.
SCHAUBERGER, O.: Bau und Bildung der Salzlagerstätten des ostalpinen Salinars. – Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **7**, 217–254, Wien 1986.
SCHLAGER, W. & M.: Clastic sediments associated with radiolarites (Tauglboden-Schichten, Upper Jurassic, Eastern Alps). – Sedimentology, **20**, Amsterdam 1973.
SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W.: Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitt. Geol. Ges., **66–67**, Wien 1975.
SEIDL, E.: Die Salzstöcke des deutschen und des Alpen-Permsalz-Gebiets. – Kali, **21**, Halle/S. 1927.
SPENGLER, E.: Die Nördlichen Kalkalpen, die Flyschzone und die helvetische Zone. – In: F. X. SCHAFFER: Geologie von Österreich, Wien (Deuticke) 1951.
SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der Nördlichen Kalkalpen, III. Teil.: Der Ostabschnitt der Kalkalpen. – Jb. Geol. B.-A., **102**, 193–312, Wien 1959.
SPÖTL, Ch.: Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skyth–Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **131**, 1–208, Wien 1988.
STROHMANN, J.: Das Garstnertal ist schon lange eine „Region fürs Leben". – Windischgarstener Kurier, **155**, 2 S., Windischgarsten 1988.

THURNER, A.: Baustile in den tektonischen Einheiten der Nördlichen Kalkalpen. – Z. Dt. Geol. Ges., **113**, Hannover 1962.
TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen. 1. Teil: Der Ostabschnitt. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **59**, 231–253, Wien 1967.
TOLLMANN, A.: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen, orogene Stellung, regionale Tektonik. – Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil 3. – Wien (Deuticke) 1976.
TRAUTH, F.: Über die tektonische Gliederung der östlichen Nordalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, F. E. SUESS-Festschr., **29**, 473–573, Wien 1937.

VACEK, M. & GEYER, G.: Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Liezen. – Geol. R.-A., 58 S., Wien 1916.
VACEK, M. & GEYER, G.: Geologisches Blatt 4952 Liezen. – Geol. Staatsanst., Wien 1918.

WOLETZ, G.: Mineralogische Unterscheidung von Flysch- und Gosausedimenten im Raume von Windischgarsten. – Verh. Geol. B.-A., Wien 1955.

ZAPFE, H.: Paläobiologische Untersuchungen an Hippuritenvorkommen der nordalpinen Gosauschichten. – Verh. zoolog.-botan. Ges., **86–87**, 73–124, Wien 1937.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 18. Juli 1991.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 2	S. 579–595	Wien, Mai 1992

Variscan Shearing in the Moldanubian of the Bohemian Massif: Deformation, Gravity, K-Ar and Rb-Sr Data for the Choustník Prevariscan Orthogneiss

By PETR RAJLICH, JEAN J. PEUCAT, JAN KANTOR& JOSEF RYCHTÁR*)

With 16 Text-Figures and 8 Tables

Bohemian Massif
Orthogneisses
Variscan shearing
Rb-Sr dating
Normal faulting
Strain data
Quartz c-axes fabric
Gravimetry

Contents

Zusammenfassung 579
Abstract 580
1. Introduction 580
2. The Moldanubian of the Bohemian Massif and Geological Setting of the Choustník Orthogneiss 581
2.1. Geology and Petrology of the Choustník Orthogneiss and of the Host Rocks 581
2.2. Shearing of the Granite 584
2.3. Strain Analysis 585
2.4. Quartz c-axes Preferred Orientation 587
2.5. The Shape of the Orthogneiss Body from Gravity Interpretation 587
2.6. Rb-Sr Dating 589
2.7. K-Ar Cooling Ages of Muscovite and Biotite 590
3. Discussion 592
4. Conclusion 593
Acknowledgements 593
References 593

Variszische Schertektonik im Moldanubikum der Böhmischen Masse: Deformations-, Schwere-, K-Ar- und Rb-Sr-Daten des variszischen Choustník Orthogneises

Zusammenfassung

Die Struktur der 90 m mächtigen Klippe von prävariszischem Choustník Granit ist während einer nach S bis SSW gerichteten variszischen Überschiebung, gefolgt von Abschiebungen nach NW, entstanden. Die Überlagerung der beiden Schersysteme spiegelt sich in der Entwicklung der manchmal stark linearen Gefüge in den Tektoniten der ersten Phase und in der amphibolitfaziellen Mylonitisierung in der späteren Phase wider. Ein steiler Scherungsgradient und diskrete Scherzonenentwicklung ist für die späteren Scherzonen typisch.

Der höchste Γ-Wert ist 3.6, die Strainellipsoide variieren von constrictional bis oblate. Die jüngsten (K/Ar-) Kühlungsalter zeigen 280 Mio Jahre. Die Orthogneise mit einer ähnlichen Textur können als Indikatoren für variszische kinematische Geschichte benützt werden. Der Choustník-Orthogneiss ist ein Beispiel der variszischen, polyphasen Kinematik im moldanubischen Terrane.

*) Authors' adresses: Dr. PETR RAJLICH, Institute of Geology, Czechoslovak Academy of Sciences, Rozvojová 135, 165 00 Prague 6-Lysolaje; JEAN J. PEUCAT, Centre Armoricain des Études du Socle, Campus Beaulieu, Avenue Général Leclerc, 350 42 Rennes, France; JAN KANTOR, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava, Czechoslovakia; JOSEF RYCHTÁR, Geofyzika n.p., Poděbradova 102, 602 00 Brno, Czechoslovakia.

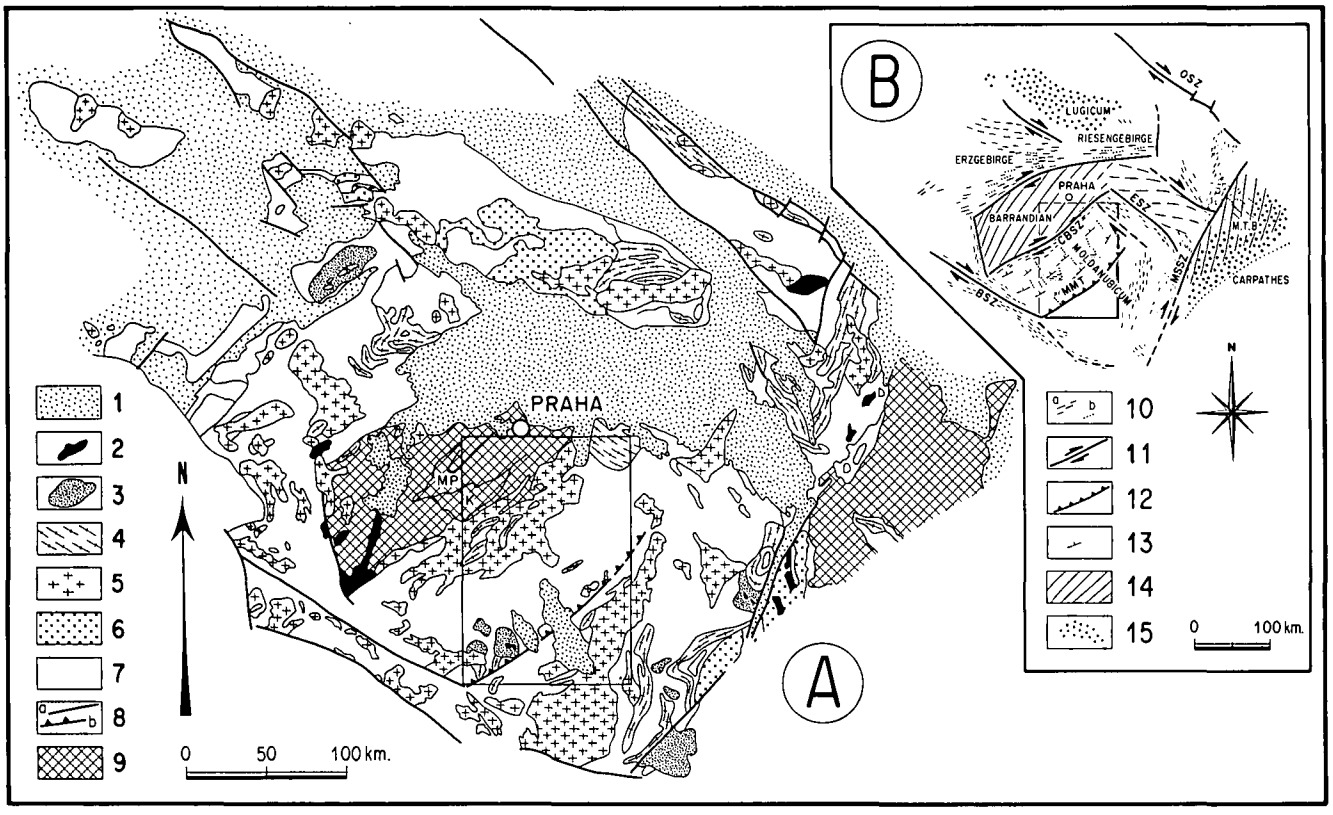
Abstract

The structure of the 90 m thick thrust klippe of the Prevariscan porphyry Choustník granite in the Moldanubian of the Bohemian Massif originated during Variscan shearing events with an early S to SSW oriented, thrusting and later normal top to the NW faulting. Superposition of both types of shearing is reflected in the development of the often strongly linear mylonitic fabric during the earlier, and by the mylonitization in the amphibolite facies metamorphism in the later shearing stage. A steep shear strain gradient and discrete shear zone development are characteristic for the younger event. Deformation produced quartz c axes orientations with relict asymmetrical crossed and oblique girdle fabrics. Shear strains up to $\Gamma = 3.6$ are found in the older tectonites and the strain ellipsoids range from constrictional to oblate types. The (K/Ar) cooling ages range up to 280 Ma. Orthogneisses with similar textures in the Bohemian Massif can be used as markers of the Variscan kinematic history. The Choustník orthogneiss provides an example of the Variscan polyphase kinematics in the Moldanubian terrane.

1. Introduction

The principal structural and kinematic units of the Bohemian Massif have been characterized using stretching lineations, foliations and bulk kinematics, combined with other geological data (RAJLICH, 1987; RAJLICH & SYNEK, 1987; FRANKE, 1989; MATTE et al., 1990 etc.). The most striking conclusion following from this study is the importance of ductile strike-slip zones that divide the massif into a mosaic of smaller blocks with contrasting sedimentary sequences and differring structural assemblages (Fig. 1, Table 1). The inner segments separated by the NE–SW strike-slip zones underwent both transpression and crustal thickening through thrust stacking, and transtension and normal faulting. Differring deformation and mobility can also be observed in these segments as first noted by STILLE (1949). Except for the Barrandian which is composed mostly of weakly metamorphosed Upper Proterozoic rocks, fine-grained granulites and eclogites are present in all the above-mentioned units.

The Variscan granites are the important unifying element of the Late Palaeozoic development. The oldest are the durbachites–melanocratic biotite and amphibole granites and syenodiorites which give 336 Ma. cooling ages using $^{39}Ar/^{40}Ar$ (MATTE et al., 1990). These are followed by 330 Ma. granodiorites. The cooling ages for the whole Massif based on K-Ar dating (ŠMEJKAL & MELKOVÁ, 1969) range from 390 to 260 Ma. They are partly contemporaneous to shearing. No zonal pattern for the chemistry in the whole area has been discerned (KLOMÍNSKÝ & DUDEK, 1978). The tectonics does not, at present, permit a clear definition of a single suture zone in this area, as suggested by the work of



Text-Fig. 1.
Geological scheme of the Bohemian Massif (A) with principal kinematic units (B).
1 = The undeformed cover (Upper Carboniferous and later rocks); 2 = Mafic and ultramafic intrusive complexes; 3 = Granulites; 4 = Orthogneisses; 5 = Undeformed Variscan granites; 6 = Cadomian (600–550 Ma.), mostly undeformed granites; 7 = Metamorphosed units (≈ 2000 Ma.); 8a = Faults, b = Thrusts; 9 = Upper Proterozoic, mostly weakly metamorphosed rocks; 10a = Stretching lineations related to older shearing event, b = Normal fault stretching lineations; 11 = Principal ductile strike-slip zones; 12 = Principal thrusts; 13 = Strike and dip of normal faults in extended areas; 14 = Strike of fold axes in transpressed regions; 15 = Zones of the Cadomian calc-alkaline granites and older migmatites.

Table 1.
Phanerozoic rocks in the principal tectonic units of the Bohemian Massif.
E = eclogites, G = granulites, GS = garnet serpentinites, GA = Garnet amphibolites, O = orthogneisses, P = Paragneisses, MG = migmatites, MS = micaschists, MA = marbles.

		Moldanubicum	Bohemicum	Moravicum	Thuringicum – Lugicum
Proterozoic	Lower Upper		Siltstones, shales, conglomerates, bimodal volcanics		
Cambrian			Conglomerates, shales, Acid volcanics		Conglomerates, marbles
Ordovician			Quartzites, shales, mafic volcanics		Quartzites, shales
Silurian			Shales, limestones, mafic volcanics	Shales, limestones	
Devonian		Marbles?	Limestones, shales	Conglomerates, shales, quartzites, bimodal volcanics, marbles and limestones	Marbles, bimodal volcanics, shales
Carboniferous	Lower			Conglomerates, graywackes, shales	Conglomerates, shales
	Upper		Arcoses, coal seams	Arcoses, coal seams	Conglomerates, acid volcanics
Metamorphics		E, G, GS, GA, O P, MG, MS, MA	MS, A	G, E, MS, GA, P, MG, MA, GA, O	E, G, GS, O, P, MG, MS, MA, GA

BARD et al. (1980), BEHR (1978, 1980), MATTE (1983) and others. It is probable that a significant amount of pre-Variscan crust and relatively minor amounts of oceanic crust were involved in the Hercynian structures, as suggested by BADHAM (1982) and CHALOUPSKÝ (1986). Chronological correlation of kinematical phases over various units-terranes is needed. From this point of view, the position of the Bohemian Massif in the European Variscides is crucial and demonstrates that the development of European Variscides is not yet fully understood. Nevertheless, the geological evidence, (KREBS, 1977; ZOUBEK et al., 1988) and existing geochronological data (VAN BREEMEN et al. 1982) yield features comparable to other parts of Hercynian Europe, e.g. 2 B.Y. old paragneisses, calc-alkaline and alkaline magmatism of Cadomian age and Variscan shearing events followed by formation of large granitic batholiths.

The aim of this paper is to demonstrate that the determination of the Variscan kinematic history in the various segments of the Bohemian Massif can be carried out using markers (MARQUER, 1990) such as coarse-grained, alcali-feldspar granites that are mostly transformed into orthogneisses and which are present in several parts of the Bohemian Massif: eg. Erzgebirge, Moldanubian (SVOBODA et al., 1966), Moravian zone (ŻELAZNIEWICZ, 1988), Rumburk granite (OBERC-DZIEDZIC, 1988) and others. A typical example with the best-preserved original features is the Choustník orthogneiss that characterizes the tectonics of the Moldanubian region.

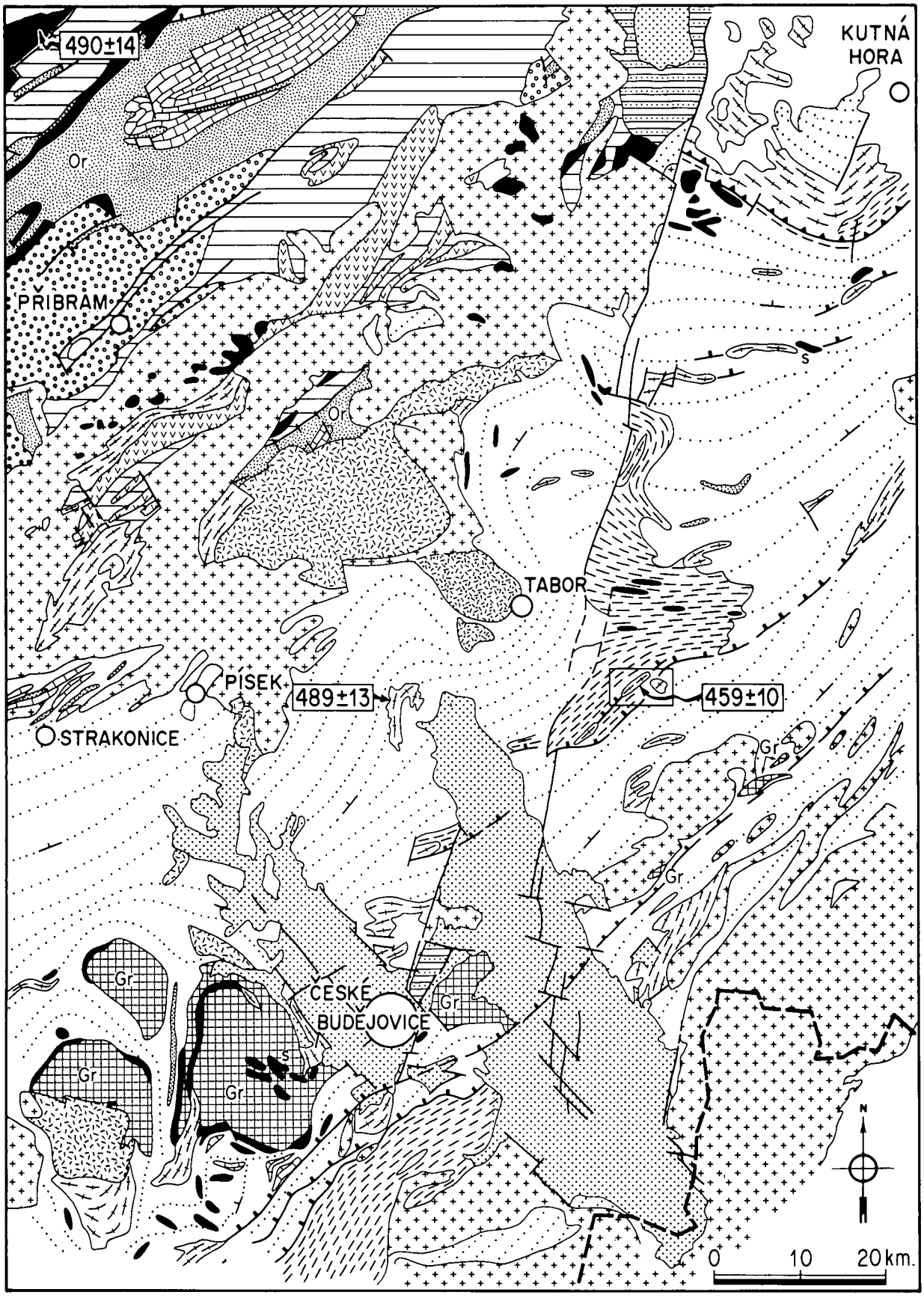
2. The Moldanubian of the Bohemian Massif and Geological Setting of the Choustník Orthogneiss

High grade regional metamorphism at garnet amphibolite conditions, the frequent occurrence of granitic intrusions, cordierite migmatites and the sillimanite rich paragneisses as well as the lack of unmetamorphosed older Palaeozoic sedimentary cover, are typical of the whole Moldanubian area (ZOUBEK et al., 1988). The area is divided by the Central Moldanubian pluton into two parts; the eastern part contains mostly N–S trending lineations and is not affected by NW–SE lineations that are related to normal ductile faulting and which are characteristic of the western part, occurring just prior to and partly contemporaneously with the granite intrusions.

Two principal groups of paragneisses, the Varied and Monotonous groups with and without "varied" inclusions such as marbles, amphibolites, graphitic quartzites etc., can be distinguished in the western part. In addition to paragneisses, extensive areas of micaschists occur here (Fig. 2), but they do not occupy a unique structural geometrical position. They are found in an inverted metamorphic position beneath the granulites in the southern Moldanubicum which have been thrust in the earlier Variscan from N to S , similar to the major suture in the French Massif Central where thrusting of the amphibolite-leptynite rocks over micaschists has been described in the Marvejols area (MATTE & BURG, 1981). Another micaschist area is found in the region of E–W ductile faults fanning to the West in the Centre of the Moldanubian (Fig. 2). This micaschist unit formed of muscovite-biotite and two mica paragneisses contains numerous "varied" inclusions such as marble, calc-silicate rocks, amphibolite ± garnet, granite, eclogite, and orthogneiss (STUR, 1858; ANDRIAN, 1863; KLEČKA et al., 1986). It is here that the Choustník orthogneiss crops out.

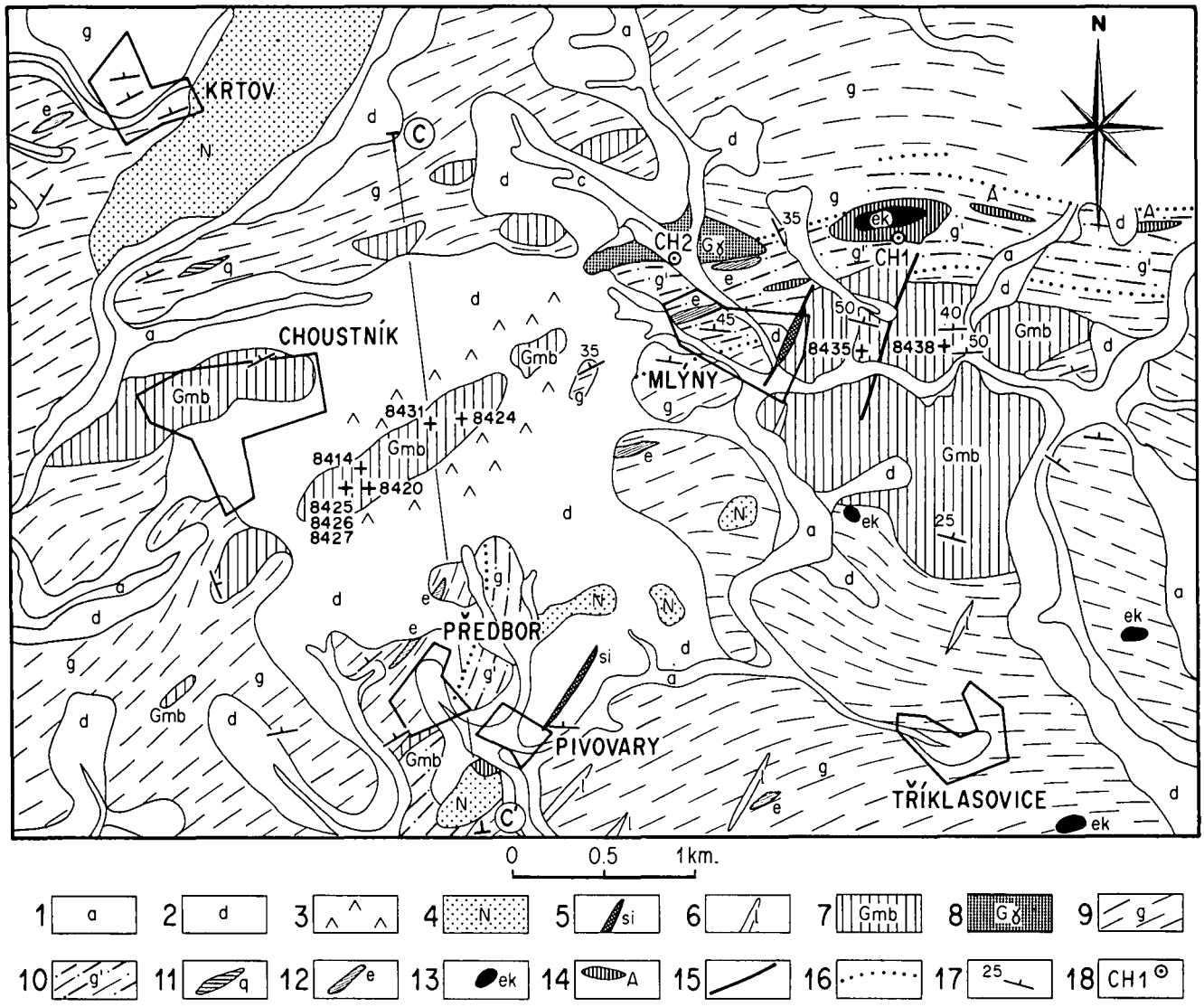
2.1. Geology and Petrology of the Choustník Orthogneiss and of the Host Rocks

A number of muscovite-biotite orthogneiss bodies, several kilometres in size, within the foliation of the surrounding paragneisses and mica-schists are found in the vicinity of the villages of Choustník and Mlýny (Fig. 3). The general direction of the long axis of these bodies is NE–SW to E–W, following the general strike, orientation of the outcrop of micaschists which show northerly dips up to 45°. The whole belt is accom-



1 2 3 4 5 a b 6 7 a Or b 8 a s b

9 10 11 12 13 14 Gr 15 a b c 16



Text-Fig. 3.
Geological map of the Choustník orthogneiss, after ZIKMUND (1983), modified.
1 = Alluvial plains; 2 = Deluvial aprons; 3 = Rock taluses; 4 = Neogene sediments; 5 = Quartz lodes; 6 = Aplites, leucogranites; 7 = Orthogneisses; 8 = Isotropic alkali – feldspar granites; 9 = Muscovite-biotite paragneisses – micaschists; 10 = Muscovite-biotite micaschists with varied inclusions; 11 = Biotitic quartzites; 12 = Marbles and erlans; 13 = Eclogites; 14 = Amphibolites; 15 = Faults verified and presumed; 16 = Petrographical boundaries; 17 = Strike and dip of foliations; 18 = Structural borehole.

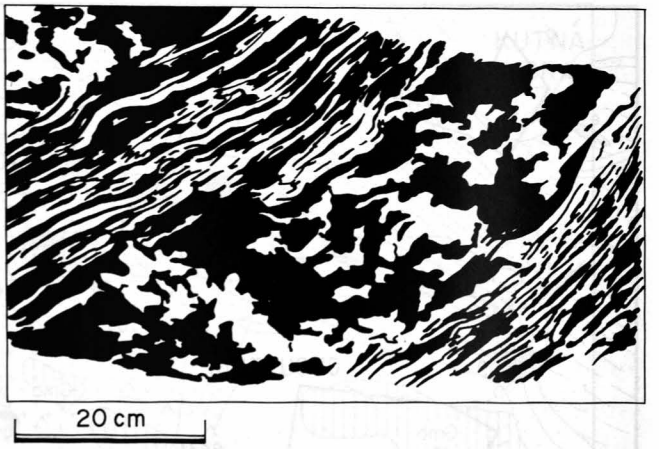
panied by ultramafic and mafic rocks such as eclogites, serpentinites and garnetiferous amphibolites, which also define one of the important tectonic contacts between the micaschists on the NW and paragneisses to the SE within the Moldanubian. In spite of their textural and structural diversity (KREJČÍ, 1877; ŠAFRÁNEK, 1878; BERNARD, 1909; ČECH et al., 1962), the orthogneisses show a rather homogeneous mineralogical composition and can be classified (considering their position in the AQP diagram, IUGS subcomission 1973) as alkali-feldspar granites, with some points falling in the syenogranite field. In their mafic mineral contents, they lie on the boundary between leucocratic and normal granites. The textural diversity of the rocks is a result of the degree and age of shearing and of the degree of later recrystallization. The groups of relict granites and porphyries can be distinguished in principle from the group of orthogneisses. The porphyric muscovite-biotite granites contain quartz, microcline, albite, biotite and muscovite with accessories such as plagioclase, tourmaline, apatite, zircon and ore minerals. The automorphic K feldspar/orthoclase phenocrysts with 1.5×3 cm grain size are composed mostly of a fine-grained mixture of albite and microcline with relics of K-feldspars (ZIKMUND, 1983). Recrystallized nuclei of perthites are occasionally preserved. The feldspars in the matrix were affected in the same manner. Quartz forms the xenomorphs, with clear smoky grains,

Text-Fig. 2. Schematical geological map of the western part of the Moldanubian. ←
1 = Lower Cambrian conglomerates; 2 = Cretaceous basins; 3 = Permian sandstones; 4 = Hercynian granites; 5 = Melanocratic biotite and amphibole granites and syenodiorites; 6 = Limestones; 7 = Quartzites in metamorphic units, Or = Ordovician quartzites in Barrandian and roof pendant of Central Bohemian pluton; 8 = Mafic rocks and volcanites, a = Unmetamorphosed volcanites in older Paleozoic, S = Eclogites and garnet peridotites, b = Amphibolites; 9 = Upper Proterozoic felsic and bimodal volcanites; 10 = Unmetamorphosed or weakly metamorphosed Upper proterozoic sediments; 11 = Micaschists; 12 = Orthogneisses; 13 = Paragneisses and migmatites with strike and dip of foliations; 14 = Granulites; 15: a = Thrust and normal faults, b = Faults, c = Low angle normal faults; 16 = Area studied.

2 to 8 mm in size. These primary magmatic grains are mostly recrystallized and represent small, tooth-shaped, undulating aggregates. The reddish-brown biotite forms 2 to 5 mm-large accumulations of variably oriented flakes that are sometimes intergrown with muscovite. It contains zircon and apatite and transformation into muscovite and chlorite is often visible. The An 26–28 oligoclase constitutes up to 1 to 3 % of the rock. The very coarse-grained porphyries represent a less widespread variety of rocks. Their boundary with the relict granite is magmatic-diffuse accentuated by biotite schlieren and by the accumulation of large K-feldspar phenocrysts at the endocontact. The size of phenocrysts may exceptionally attain 2×5×8 cm and, together with the K-feldspars of the matrix, they were transformed into an albite-microcline mixture, in a manner similar to that of the granites. But, because of the larger crystal size, this transformation is mostly limited to the outer margin. In addition to the above-mentioned rock types, there are dykes forming pegmatites and aplites of fine-grained, muscovite-biotite granite with tourmaline, with a mean thickness of 30 cm.

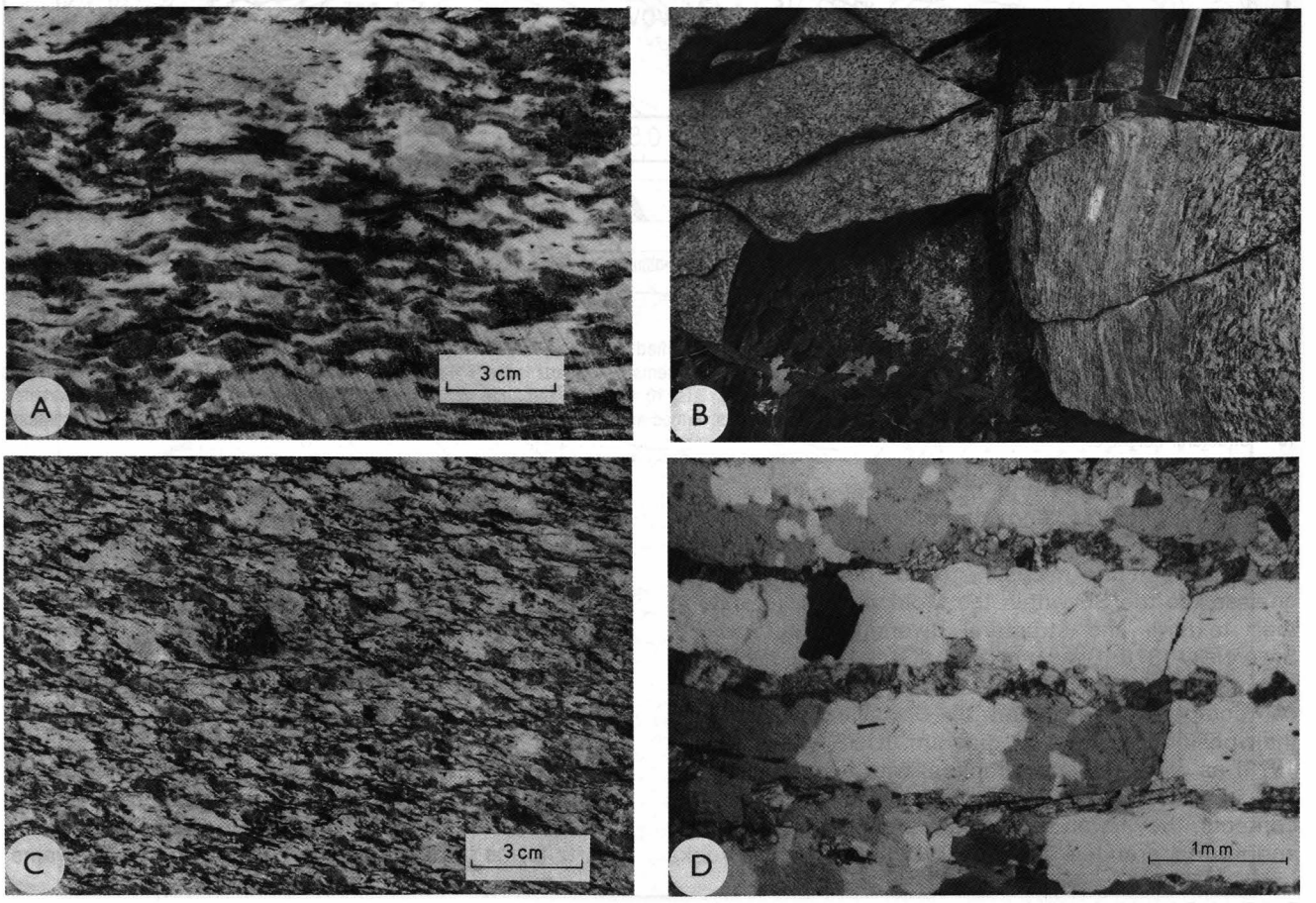
2.2. Shearing of the Granite

The type of orthogneiss developed depends on the ductility of the shearing process, and two principal events can be discerned:

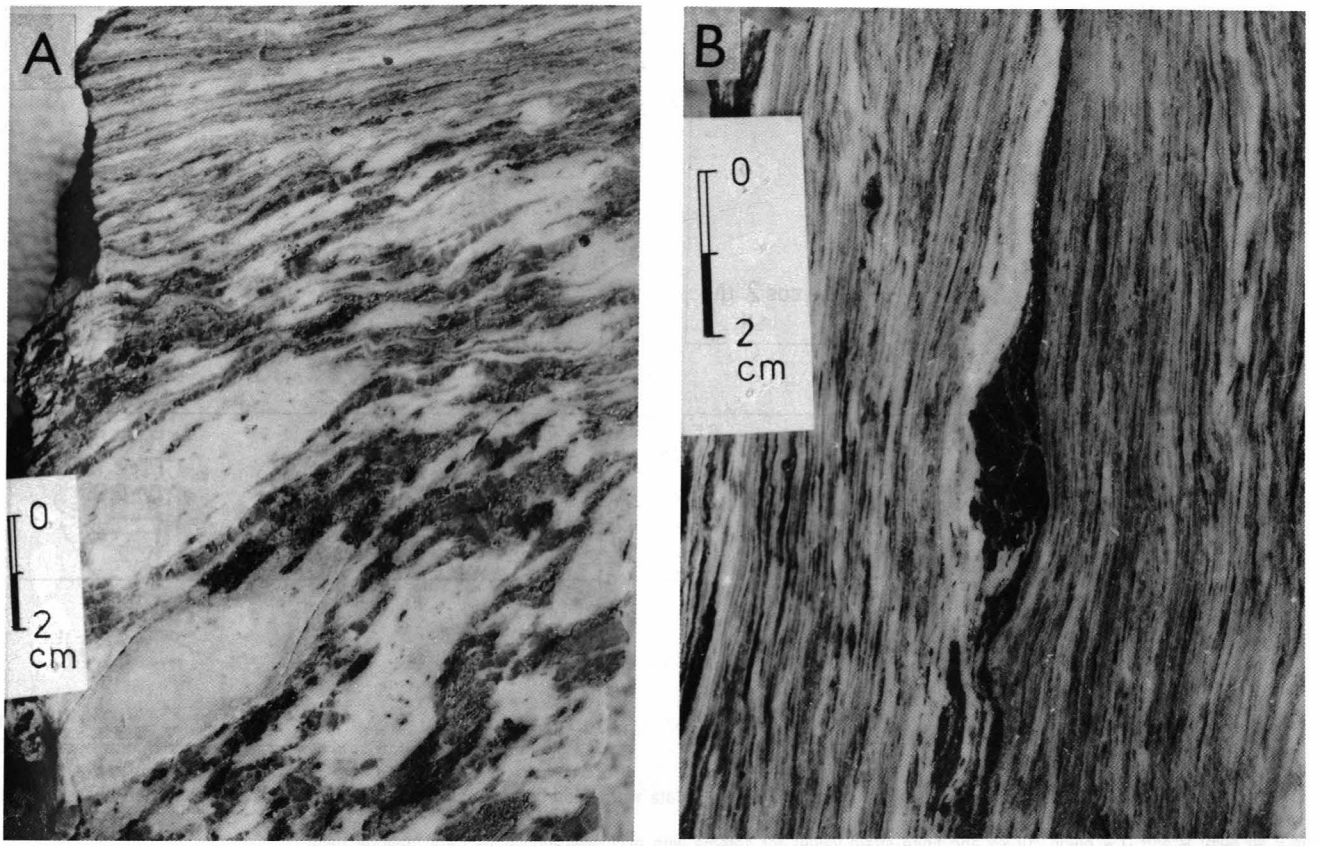


Text-Fig. 4.
Example of the ductile shearing of the Choustník orthogneiss.
Texture corresponds to deformation field above 550°C (GAPAIS, 1989).

a) An earlier ductile thrusting, which transformed the granites and porphyries in places into strongly linear tectonites (Fig. 5A) indicating at least the amphibolite facies metamorphism during deformation (GAPAIS, 1989a,b). During subsequent metamorphism these rocks could be recrystallized, with the formation of muscovite at the expense of biotite, and further albitization.



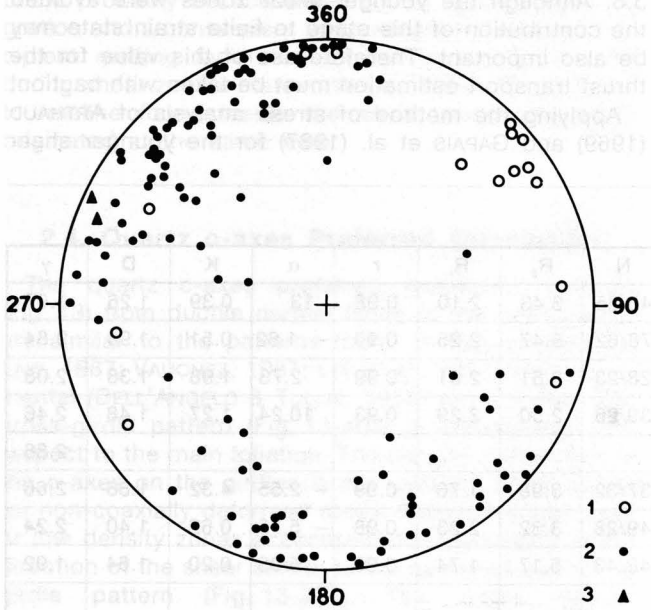
Text-Fig. 5.
Macro- and microscopic views of Choustník orthogneiss.
A) Texture of the ductilely deformed Choustník granite in the first stage of the shearing, note the less deformed quartz grains.
B) Isotropic parts of the orthogneiss affected by normal fault shear zone with mylonitic structure in the central part.
C) S & C mylonite structures in the granite oblique to the stretching structure Text-Fig. 5A.
D) Quartz ribbons enveloped in the fine grained mylonitized fabric of feldspars and biotite; c-axes preferred orientation diagram of this sample is in Text-Fig. 14-403.



Text-Fig. 6.
Textural patterns of Choustník orthogneiss.
A) Shear zone section with the ribbon quartz and albitized rims of large phenocrysts.
B) Central part of the shear zone with the concentrated tourmaline.

b) A later brittle-ductile normal faulting. The fabric varies from strongly ductilely stretched minerals (Fig. 4) to mylonites (Fig. 5B) and S&C granites (Fig. 5C).

Many examples of superposition of both these types of shearing can be found in the field (Fig. 5). The mineralogical composition of the rocks in the younger shear zones (not affected by the muscovitization) is the same as that of the relict granites. The brown biotite is often recrystallized and contains frequent spindles of exsolved rutiles (sagenite). Tourmaline is mostly automorphic, often with poikilitic texture. Bands of fine-grained panxenomorphic mixtures of albite, microcline and plagioclase (An 26–30) envelop the quartz ribbons (Fig. 5D) forming an L-S tectonite. The biotite has different pleochroic colours (green-brown) from those in the surrounding relict metagranites. It is associated with newly-formed muscovite in fine-grained streaks. The annealing structures can be observed in the formerly mylonitic fabric (Fig. 5C).



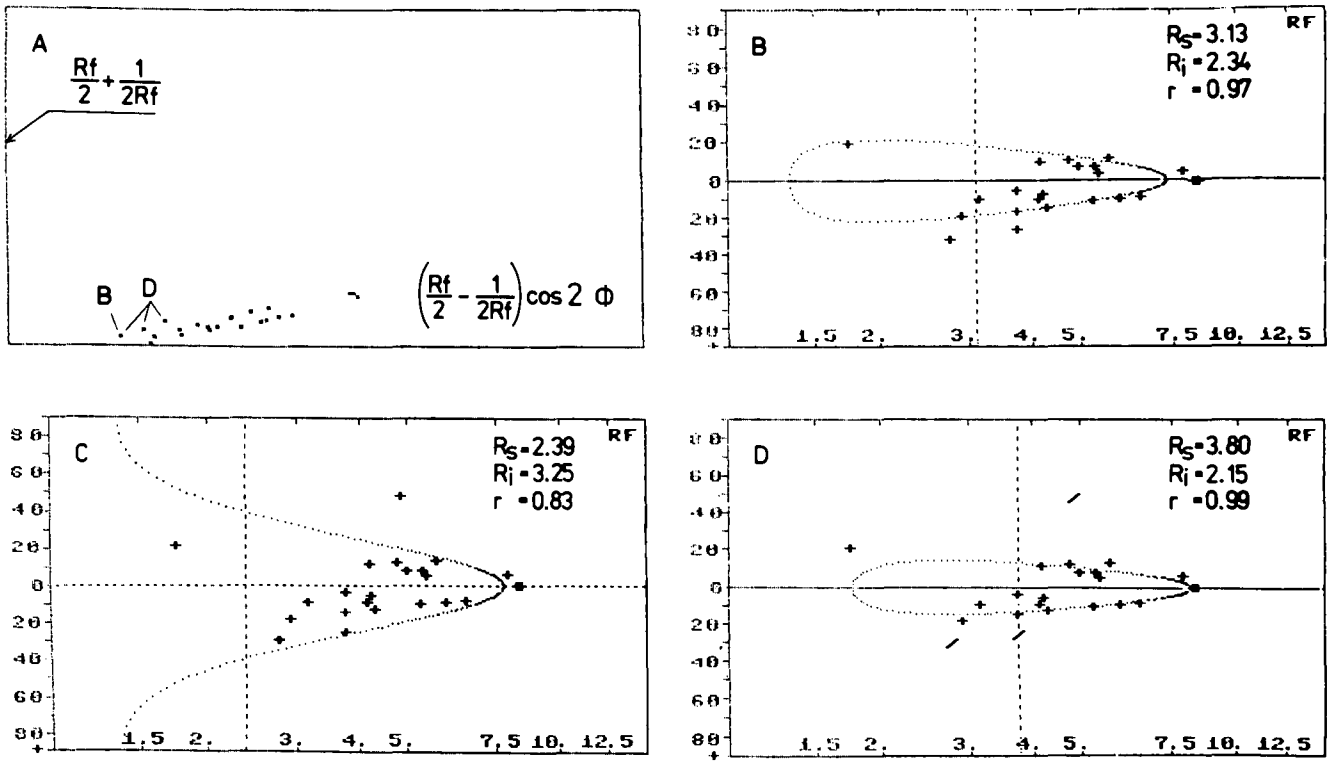
Text-Fig. 7.
Stretching lineations and fold axes of the area.
1 = NE–SW lineations and fold axes; 2 = NW–SE lineations; 3 = younger stretching lineations.

The foliation of the surrounding paragneisses and micaschists developed mainly in the first shearing stage, as can be seen from the conformity of the lenses of orthogneisses with the metamorphic schistosity in the whole area.

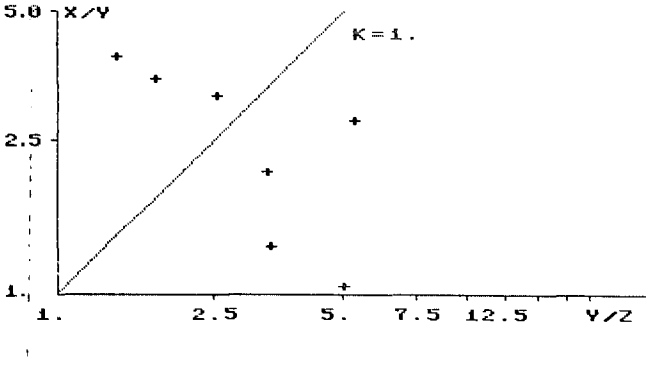
The stretching lineation inside the orthogneiss is reflected in the preferred orientation of feldspars and micas which define also the tectonic foliation (PATERSON et al., 1989). The lineation is oriented N–S to NW–SE (Fig. 7). In the surrounding quartzites and paragneisses N of the orthogneiss, the stretching lineation is oriented NE–SW and subhorizontal.

2.3. Strain Analysis

Strain analysis was carried out on deformed feldspar phenocrysts, quartz grains and tourmaline nodules, using the method of YU & ZHENG (1984) as modified by



Text-Fig. 8.
Example of the use of linearization formula and line fitting for the Rf/∅ data with onion curves resulting from the successively discarded anomalous R_i values (B, D).
C = all data; B and D = onion curves and finite strain values for sample with excluded anomalous data (oblique bars).



Text-Fig. 9.
K-graph of the measured strain ellipsoids.

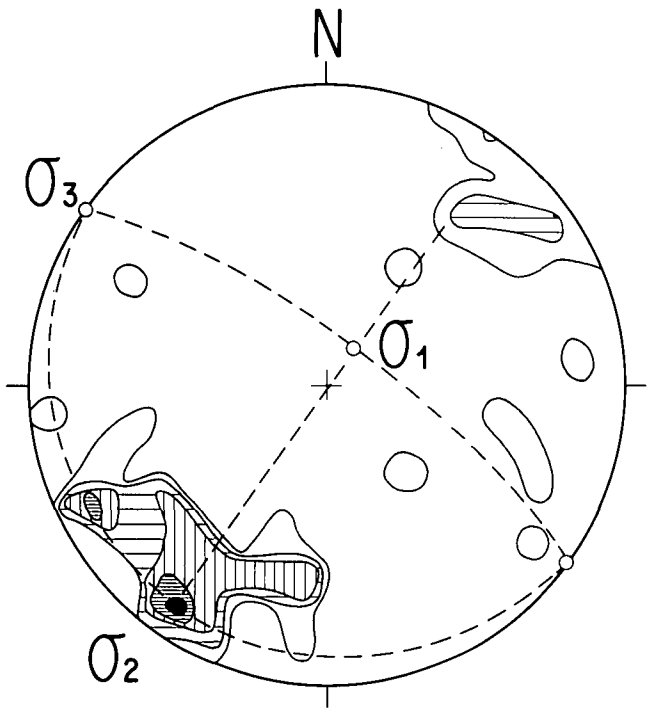
RAJLICH (1989) (see Table 2, Fig. 8). The linear data array corresponding to identical initial ellipticity was chosen from the measured set and the regression line was fitted. The tightness of the fit is controlled by the correlation coefficient (Table 2). The strain ellipsoids plot into the constrictional, plane strain and flattening fields (Fig. 9). The initial ellipticity (R_i = mean long and short axis ratio) of feldspar phenocrysts is around 2. The largest strain found corresponds to a Γ-value of 3.6. Although the younger shear zones were avoided the contribution of this stage to finite strain state may be also important. Therefore use of this value for the thrust transport estimation must be taken with caution.

Applying the method of stress analysis of ARTHAUD (1969) and GAPAIS et al. (1987) for the younger shear

Table 2.
Strain data for the Choustník orthogneiss.

		N	R_s	R_i	r	α		N	R_s	R_i	r	α	K	D	γ
1	XZ	17/17	4.57	1.78	0.99	– 0.16	YZ	43/35	3.43	2.10	0.98	13	0.39	1.26	1.67
2	XY	30/16	2.78	1.96	0.98	17.95	YZ	78/62	5.47	2.25	0.99	– 1.62	0.51	1.98	3.64
3	XZ	70/45	6.20	2.27	0.98	8.90	XY	28/23	3.51	2.01	0.99	2.73	1.98	1.38	2.08
4	XZ	69/66	7.95	2.12	0.99	– 0.79	YZ	39/26	2.50	2.29	0.93	10.24	1.27	1.48	2.46
5	XZ	55/45	10.04	2.16	0.99	7.07									2.86
6	XZ	79/70	8.96	1.99	0.99	1.27	XY	37/32	3.98	1.76	0.99	– 2.55	4.32	1.86	2.66
7	XZ	52/41	6.87	2.00	0.99	1.95	YZ	49/28	3.32	2.23	0.98	– 5.75	0.62	1.40	2.24
8*)	XZ	28/20	5.50	2.04	0.99	8.20	YZ	48/43	5.17	1.74	0.99	5.05	0.20	1.64	1.92
4**)	YZ	19/16	3.34	1.90	0.98	15.42									
9**)	XZ	18/15	3.81	2.12	0.98	17.19									1.44

*) Tourmaline nodules.
**) quartz.



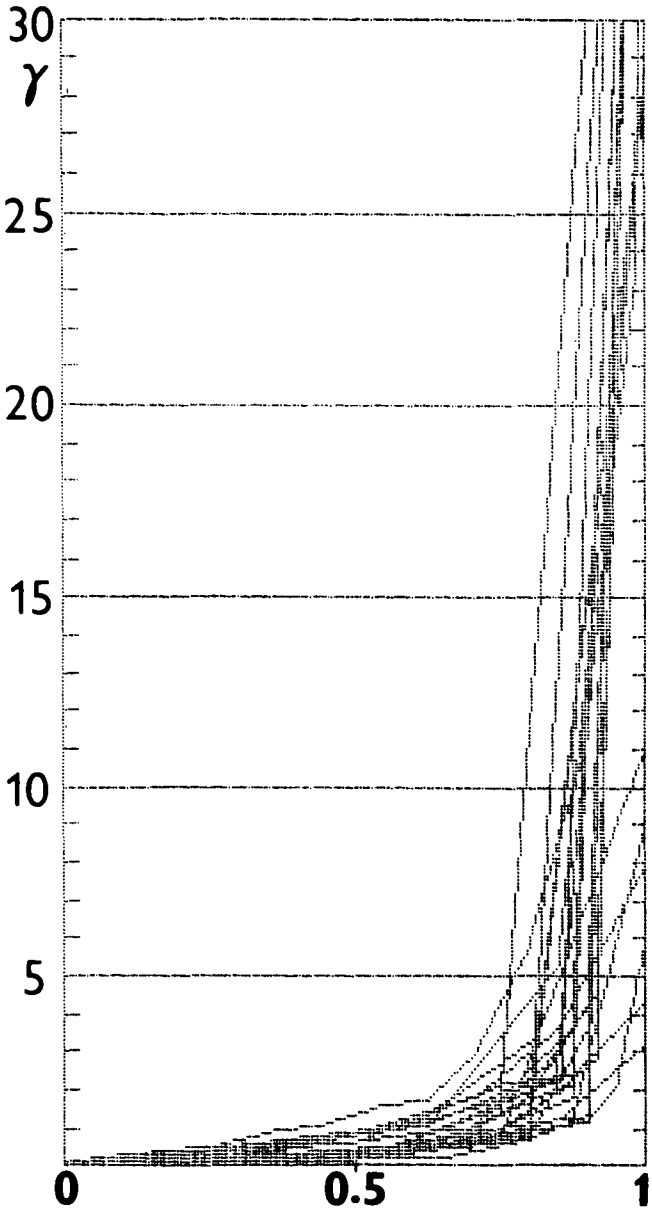
Text-Fig. 10.
Stress axes orientation for the normal faulting shearing in the diagram of poles (B axes) to M-planes of ARTHAUD (1969).
2 through 10 % density isolines of 46 points.

zones, the concentration of M-planes in the NW–SE direction indicates σ1 vertical and σ2 subhorizontal as well as plane strain symmetry for the shear zones spatial distribution (Fig. 10). This later stage can be interpreted as bulk simple shear normal faulting.

A characteristic feature of the younger shear zones is also a steep shear strain gradient (Figs. 11,12), indicating a rapid increase in ductility (softening) in the narrow movement zone, comparable to the necking of metals (DIETER, 1976). Temperatures above 550°C can be supposed for this deformation (GAPAIS, 1989). This could probably be accounted for by upward fluid migration and a consequent temperature increase with incipient melting facilitated by the fracturing of rocks during shear zone initiation (WHITE, 1984). The poikilitic tourmaline found inside the shear zones (Fig. 6A,B) originated at the same time.

2.4. Quartz c-axes Preferred Orientation

The quartz c-axes preferred orientation patterns (Fig. 13) from ductile normal faults in the orthogneiss, are similar to the patterns found in natural (KNIPE & LAW, 1987; VAUCHEZ, 1987; LEE et al., 1987) and experimental (DELL'ANGELO & TULLIS, 1989) shear zones. The cross-girdle pattern (Fig. 13-403) is symmetrical with respect to the main foliation. The density distribution of the c-axes on the girdles is not uniform, as is typical for non-coaxially deformed rocks. Distinctive high and/or low density zones accentuate the asymmetry in the direction of the shear similar to the asymmetrical single girdle pattern (Fig. 13-221). The single density maximum pattern (Fig. 13-417) is similar to the fragmented single girdle pattern found by LEE et al. (1987) in sheared quartzites of the Northern Snake Range, Nevada and, compared to the experiments of



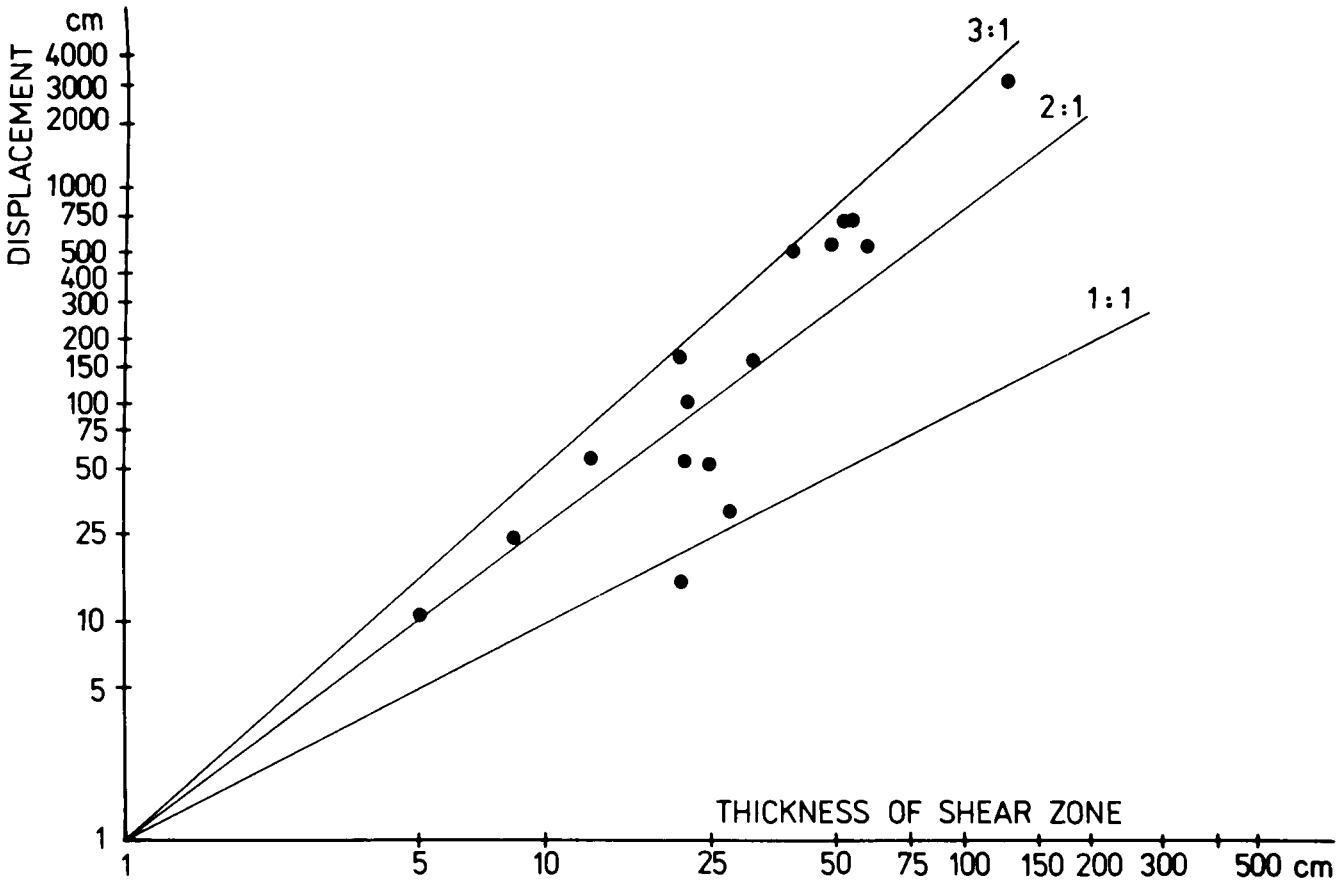
Text-Fig. 11.
A Γ-curves of the measured shear zones with their width normalized to 1.

DELL'ANGELO & TULLIS (1989), it is typical for a transpressional deformation in which shear strain (Γ) = 2.9 and pure shear compression (ε) = 60 %.

The c-axes orientation diagrams from the quartzites from the zone of ductile strike-slip show mostly strong obliquity and left hand shear sense and the compound-multistage fabric. The pattern found with exception of the diagram Fig. 14G,H, can be related to c-axes orientation obtained by RALSER et al. (1991, Fig. 9) from coaxially strained quarz mylonite. The diagram 13 G resembles to crossed-girdle pattern and the diagram 14 H to pure shear models (LISTER & HOBBS, 1980).

2.5. The Shape of the Orthogneiss Body from Gravity Interpretation

The interpretation was based on the density data (Table 3) of BEDNÁŘ & FRYÁKOVÁ (1971), ZIKMUND (1980) and on the best quality density data from the Choustník-1 and Choustník-2 300 and 400 m deep



Text-Fig. 12.
Plot of the displacement vs. shear zone thickness in the younger shear zone.

boreholes. The differential density of the orthogneiss slightly decreases with depth. Considering the density distribution and geological structure, the value -0.090 gcm^{-3} was chosen for interpretation.

Filtration by hand-smoothing was performed on Bouguer maps where $\sigma_{red} = 2.69$ gcm^{-3}. Great accuracy is essential as the total course of isanomals in the study area and the wide range of wavelengths do not allow explicit definition of the shape of the regional gravity field. In addition, the actual gravity effect of the orthogneiss body (first unit of μms^{-2}) is hard to distingish from the noise. Of the possible solutions, three types of regional field with slightly different curvature were chosen for quantitative interpretation.

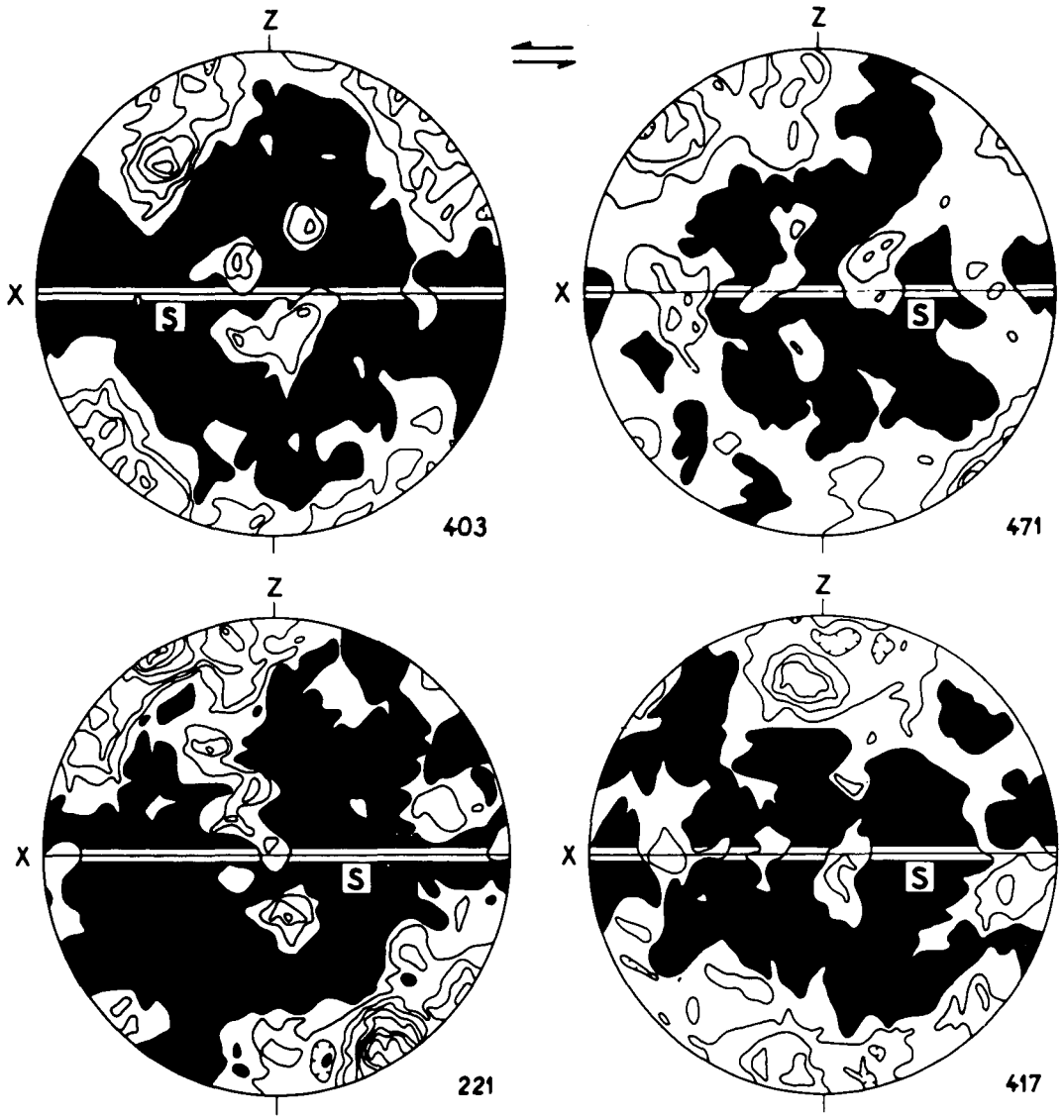
The axis of the gravity low in the area changes from SW–NE to S–N. Judging from the character of the residual fields, the dimension of the tectonic klippes of the orthogneiss body grows with depth and the body extends beneath the surface in the S–N direction, across the boundaries defined by the geological mapping.

Three lines were drawn so as to pass through the above-mentioned boreholes. Quantitative interpretation was subsequently performed on a HP-9845 desk-computer using the Talwani method for a two and a half dimensional body, i.e. a body given in the plane by the X-coordinates, h for intersections of edges and limited in the direction of its prolongation by vertical planes at respective distances. The inverse problem was solved for the real course of terrain. The results illustrated in Figs. 15A–F depict the models with the best agreement between the measured and the calculated curves.

The Choustník orthogneiss body has an approximately plate flat "undulated" shape and dips gently to NW–N with an approximate angle of 15° in concert with its interpretation as a klippe of the tectonically

Table 3.
Density data from the Choustník orthogneiss.

Depth interval [m]	Rock type	Number of cores	Average density [g/cm^3]		Porosity [%]
Borehole Choustník-1					
0–34.5 (137.8)	Garnet amphibolite	4	3.18	3.19	0.425
137.8–247.2	Migmatized paragneiss	14	2.72	2.73	0.48
257.7–292.5	Orthogneiss	5	2.64	2.66	0.78
Borehole Choustník-2					
0 – 94.5	Orthogneiss	9	2.61	2.64	1.38
109.9–403.7	Migmatized paragneiss	16	2.73	2.75	0.55



Text-Fig. 13.
C-axes preferred orientation patterns in the tectonites of younger shear zones.
Number of measurements in the lower right-hand corner, 1 % contours interval.

dismembered original batholith emplaced during thrust tectonics. The original thickness should be at least several kilometers (VIGNERESSE, 1988).

2.6. Rb-Sr Dating

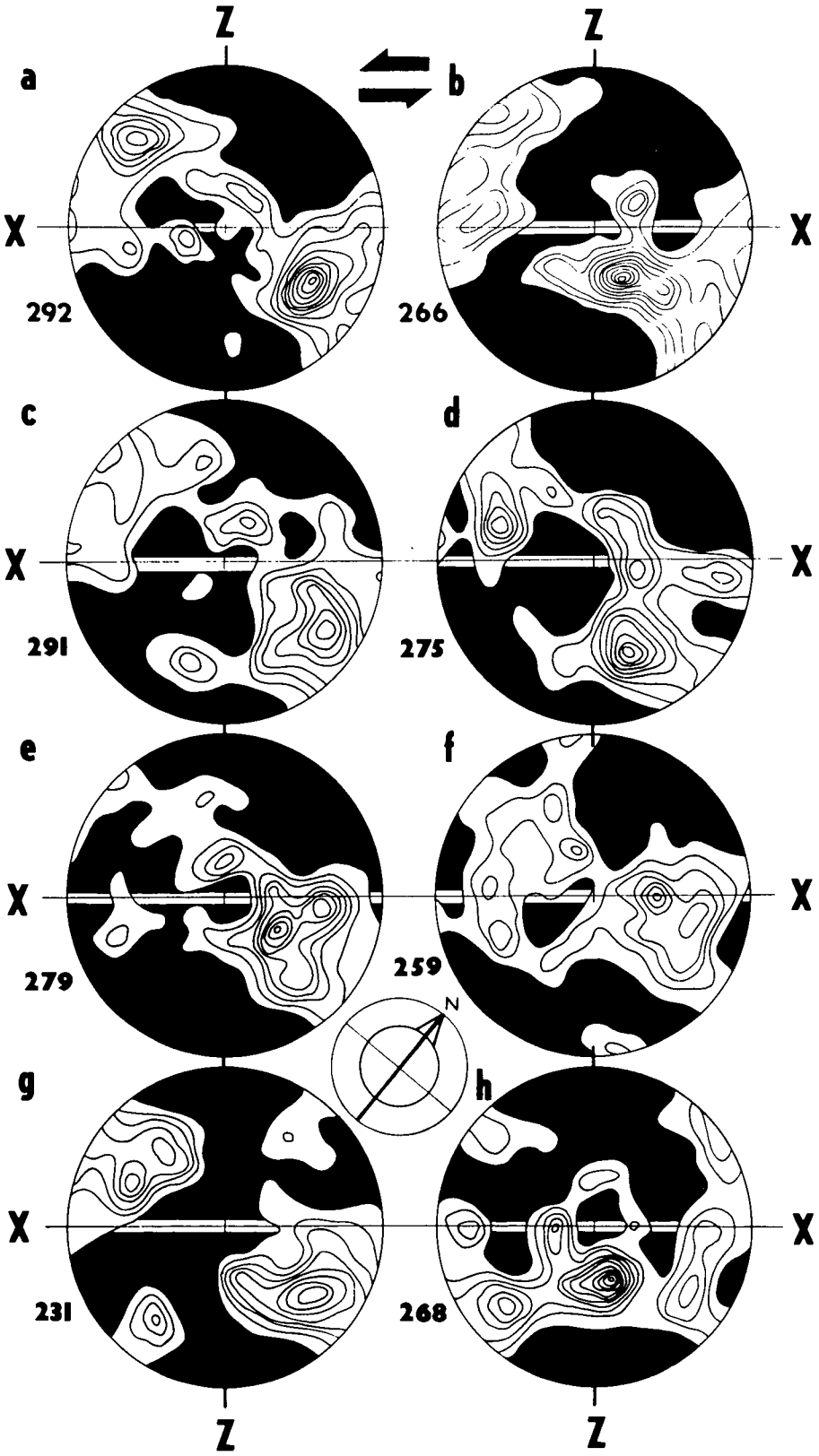
To date, only the Bechyně orthogneiss (FEDIUK, 1976) has been dated in this area of the Central European Hercynian belt (VAN BREEMEN et al., 1982). The orthogneiss belongs to a distinct thrust zone some 25 km distant from the zone containing the Choustník orthogneiss. Moreover, the significance of the Rb-Sr age of 489±19 Ma. for this unit is not clear because of the possible opening of isotopic system during shearing. The relatively undeformed granites from the central part of the Choustník orthogneiss, however, can constitute material suitable for the dating of the intrusion age. Other determinations can be carried out simultaneously such as: the lower age limit of the shearing of the orthogneiss and the surrounding rocks, checking the previously reported Ordovician data from the Bechyně orthogneiss and dating of later Hercynian metamorphism.

Seven samples of isotropic granites and two sheared granites were analyzed. Powders were obtained from crushing large fresh samples (30 to 50 kg) from the coarse grained portions of the granite. Rb and Sr contents were determined by the isotope dilution method and decay constants of $^{87}Rb = 1.42 \times 10^{-11} an^{-1}$ was used. Analytical details can be found in PEUCAT et al. (1988).

Nine samples gave an isochrone age of 459±10 Ma., with an initial ratio of 0.712±2 and MSWD of 5 (Fig. 16,

Table 4.
Rb-Sr analyses of the whole rock samples of the Choustník orthogneiss.
8414 to 8431 = undeformed samples; 8435 and 8438 = sheared granites.

Samples	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$ [±2 σm]
8414	425	21.1	60.9	1.11254 ± 8
8420	471	21.5	65.9	1.13700 ± 7
8424	531	11.6	145	1.6475 ± 12
8425	466	21.7	64.7	1.13448 ± 7
8426	460	11.8	122	1.5085 ± 4
8427	246	51.2	14.0	0.80809 ± 4
8431	508	14.2	111	1.4509 ± 3
8435	260	70.45	10.8	0.78075 ± 5
8438	185	70.6	7.63	0.76242 ± 6

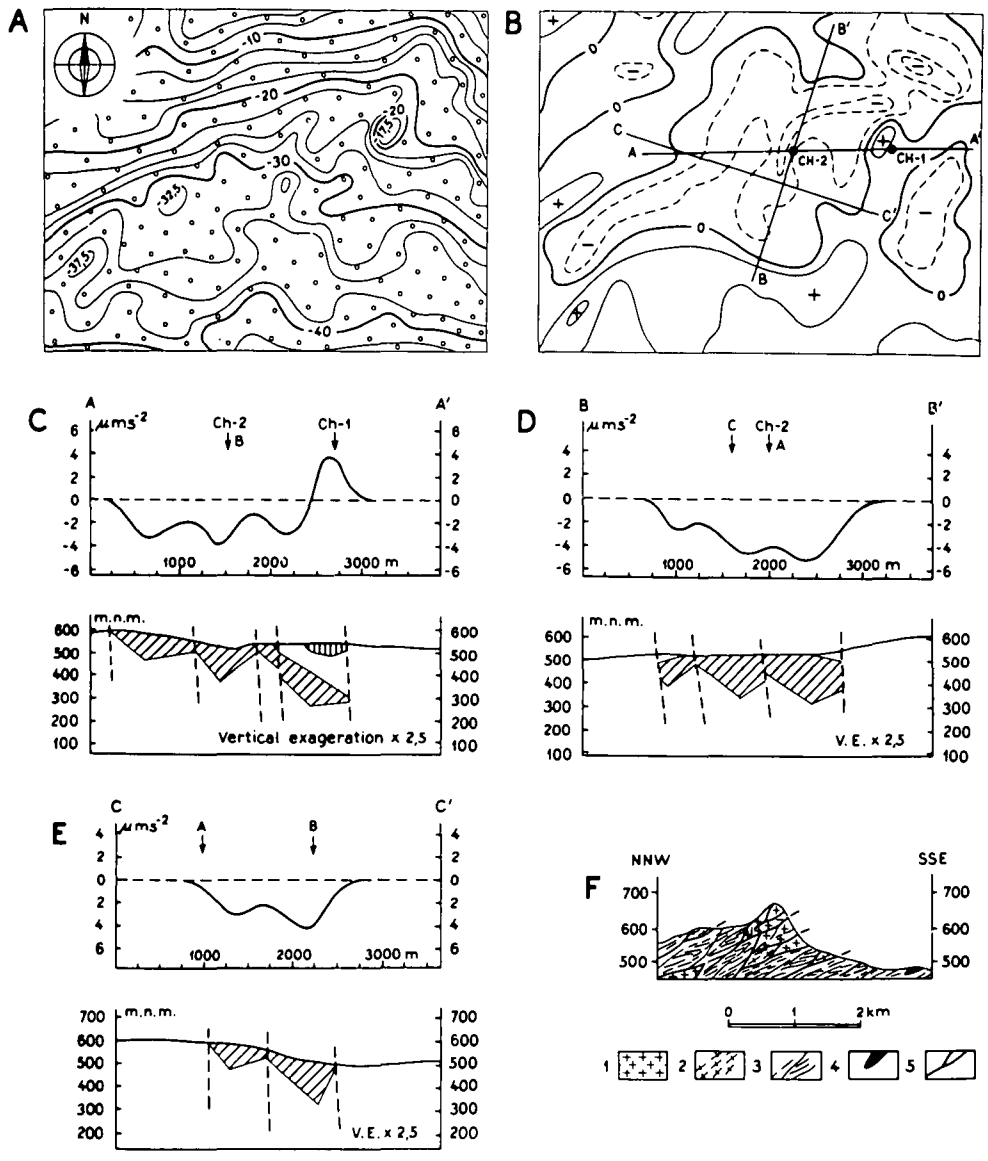


Text-Fig. 14.
C-axes preferred orientation in the NE–SW stretching lineation bearing quartzites.
E + 2σ contours interval; number of measurements in the lower left-hand corner.

Table 4). The high $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratio indicates a large degree of ancient crustal reworking at the source of the granite. Sheared samples do not show any evidence of opening of the Rb-Sr system. Although strongly supported by the dated Lower Ordovician extensional magmatism in surrounding areas the age obtained is interpreted here as the minimal intrusive age because of the high Rb/Sr ratio in the orthogneiss which can lead to the age underestimation (PIN, in print).

2.7. K-Ar Cooling Ages of Muscovite and Biotite

Three rock types, i.e., relict coarse-grained granite-porphyry (CH–03), fine grained central part of the subvertical shear zone in the relict granites (CH–05), and a fine- to medium-grained xenolith in metagranite (CH–07), Table 6, were chosen for the analyses. The fresh rock samples (30–50 kg) were crushed to 0.4–0.215 and 0.25–0.125 mm grain size fractions;



Text-Fig. 15.
Quantitative interpretation of gravity data.

A: Complete Bouguer anomalies in the study area. The values of isolines are in μms^{-2}, circles designate points of gravity measurements. Isolines are plotted at intervals of 2.5 μms^{-2}.

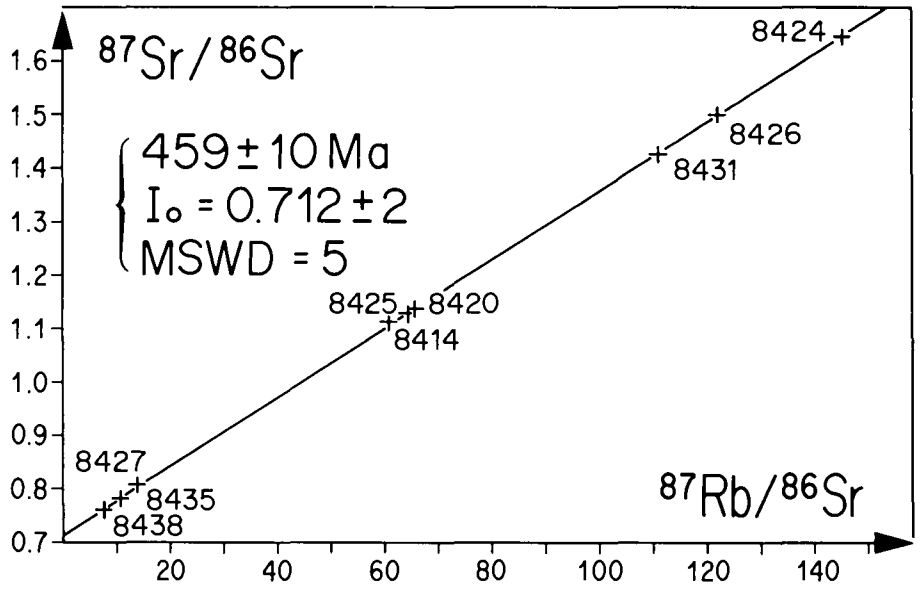
B) Residual gravity field after hand separation. Positions of boreholes Ch-1 and Ch-2 and positions of lines for quantitative interpretation are plotted. Values of isolines (negative: dashed line; positive: solid line) at intervals of 2.5 μms^{-2}.

C,D,E) Results of quantitative interpretation on lines A, B, C. In the upper part there are gravity curves, situation of boreholes and points of intersection of lines. Geological patterns are illustrated in the lower parts of the figures as calculated from gravity effects on lines A, B, C by inverse gravity problem. The orthogneiss body is designated by oblique shading, an amphibolite body by dense vertical shading. Vertical exaggeration by 2.5.

F) Cross-section of the Choustník orthogneiss, C-C line in Text-Fig. 3.

1 = Relict granites; 2 = Orthogneisses; 3 = Muscovite-biotite paragneisses; 4 = Eclogites; 5 = Thrusts and normal faults.

micas were separated on a Rapid and Cook electromagnetic separator and further purified. The analyses were carried out using the volumetric and the isotope dilution methods. The model ages (Table 5) were calculated using the decay constants suggested by STEIGER & JÄGER (1973). Chemical analyses of the rock samples are given in Table 6.



Text-Fig. 16.
Rb-Sr isochrone diagram of the Choustník orthogneiss.
The sample numbers are identical with the sampling points in Text-Fig. 3.

Table 5.
Geochronological analyses of muscovites and biotite from the Choustník orthogneiss. 8414 to 8431 = undeformed samples; 8435 and 8438 = sheared granites.

Sample	Analysed	$^{40}Ar_{i.d.}$ [$10^{-12}N \cdot m^3 \cdot g^{-1}$]	$^{40}Ar_{v.}$ [$10^{-12}N \cdot m^3 \cdot g^{-1}$]	K [%]	$t_{i.d.}$ [Ma]	$t_{v.}$ [Ma]
CH-03 (relict coarse grained granite porphyry)	Muscovite	97.83	95.61 ± 0.59	7.63 ± 0.08	303 ± 3	297 ± 6
CH-05 (fine grained central part of the subvertical shear zone)	Muscovite	89.22	90.76 ± 0.97	7.73 ± 0.09	275 ± 3	279 ± 6
CH-07 (medium grained metagranite; xenolith)	Biotite	98.55	101.88 ± 0.89	7.44 ± 0.08	312 ± 3	322 ± 6

$^{40}Ar_{i.d.}$, $t_{i.d.}$ = argon and age determined by the isotope dilution method.
$^{40}Ar_{v.}$, $t_{v.}$ = argon and age determined by the volumetric method.
Ma = 10^6 m. y.

The new K–Ar ages date the cooling to the blocking temperatures of the system (DODSON, 1973) which are assumed for biotite to be 300–345°C (DALLMAYER, 1978), 300±50°C (WAGNER et al., 1977) or 270°C (HARRISON et al., 1979); The muscovite blocking temperature is estimated to be 380°C by JÄGER (1973). The decrease to these temperatures in the Choustník orthogneiss occurred at 280 Ma.; the other ages obtained (303 and 312 Ma) are thought to be influenced by Ar contamination.

The Rb–Sr dating of the muscovite in the similar Bechyně orthogneiss by VAN BREEMEN et al. (1982) yielded an age range of 326 to 338 Ma. The decrease of 100–200°C (the blocking temperature of the Rb–Sr system in muscovite was estimated at 500°C by FAURE, 1987) in this area probably corresponds to a 30 to 50 Ma. time span.

3. Discussion

The Rb–Sr age of the Choustník orthogneiss is comparable with the 489±13 Ma. age for the Bechyně orthogneiss (VAN BREEMEN et al., 1982) and especially with the Ordovician volcanites of the Křivoklát – Rokycany area (490 Ma., VIDAL et al., 1975, Table 7). We consider this as supporting evidence for a Sardian, Bohemian, or Lakslandian (MÍSAŘ et al., 1983) magmatic event in the crystalline rocks of the Bohemian Massif. Similar orthogneisses are, in fact, found in several places (Sněžník orthogneiss 487 Ma. ± 11, VAN BREEMEN et al., 1982) and they are generally very coarse-grained. They can be tentatively explained as the deep crustal parts of the Upper Cambrian – Lower Ordovician volcanic rocks.

The age of Variscan shearing of the orthogneiss which occurs in the vicinity of eclogite bodies is constrained by the preliminary data on the eclogite metamorphism in the Bohemian Massif (338 Ma., Dobešovice; 374 Ma., Níhov; BRÜCKNER et al., 1989), Nd-Sm data (by 330 Ma), U/Pb in zircons (PEUCAT, preliminary data), by the 330 Ma. Rb-Sr age of muscovites

Table 6.
Chemical analyses of the investigated rocks.
Analyst: M. HUKA et al., Geological Survey Prague.

	CH – 03	CH – 05	CH – 07
SiO_2 [%]	75.83	76.39	73.98
TiO_2	0.14	0.17	0.41
Al_2O_3	12.52	12.67	13.27
Fe_2O_3	0.07	0.41	0.14
FeO	1.29	1.28	1.74
MnO	0.027	0.028	0.034
MgO	0.25	0.37	0.30
CaO	0.44	0.41	0.68
Li_2O	0.022	0.024	0.026
Na_2O	2.78	2.32	3.09
K_2O	4.75	4.90	4.49
P_2O_5	0.19	0.19	0.16
CO_2	0.01	0.01	0.02
C	0.05	0.06	0.04
H_2O^+	0.77	1.00	0.77
F	0.18	0.22	0.21
S	0.03	0.02	0.02
H_2O^-	0.12	0.13	0.20
	99.47	100.59	99.58
F – ekv.*)	– 0.08	– 0.09	– 0.09
Total	99.39	100.49	99.49

*) Correction for fluor/oxygen ratio.

Table 7.
Rb-Sr ages and other data of Ordovician rocks of the Bohemian Massif.

	Age	M.S.W.D.*)	Initial
Krivoklat-Rokycany Upper Cambrian rhyolites and porphyries (VIDAL et al., 1975)	490 ± 14	11	0.7041
Bechyne orthogneiss**) (VAN BREEMEN et al., 1982)	489 ± 13	8.8	0.7068
Muscovites	338 ± 8 – 326 ± 9		
Choustník orthogneiss (this paper)	459 ± 10	5	0.712
Snežnik orthogneiss (VAN BREEMEN et al., 1982)	487 ± 11		0.7069

*) Mean standard weighted deviation.
**) The age of this orthogneiss was recalculated after the data in Table 3 of VAN BREEMEN et al. (1982).
All ages are calculated using the same 2σ error program.

Table 8.
Age relationships of rocks in the Choustník area.

Age	Metamorphism	Intrusions	Shearing events and structures
460–490		Choustník and Bechyne granites	
370–390	Eclogites Micaschists (11 in Fig. 2) Garnet amphibolites		N–S to NW–SE thrusting
336		Durbachites (5a,b in Fig. 2)	NW normal faulting
330	Cooling	Non deformed granites (4 in Fig. 2)	
280		Closing of K/Ar system	

in the Bechyně orthogneiss (VAN BREEMEN er al., 1982), and by the 336 Ma. $^{39}Ar/^{40}Ar$ age of normal faulted durbachites (MATTE et al., 1990).

The most reliable shear criteria for the earlier (thrusting) kinematics – left hand shear sense for the NE–SW oriented subhorizontal lineation in the northwesterly inclined foliation (Fig. 15) – provided the quartzites found northerly of the orthogneiss. The bulk kinematics in the earlier stage of shearing is thus top to S–SE thrusting of micaschists over paragneisses with granites and eclogites at the boundary.

The two N–S to NW–SE and NE–SW trends of the stretching lineation can be interpreted in terms of the structural fan (EMMONS, 1967) and/or transpression (RAMSAY & HUBER, 1987) leading to thrusting in the earlier stage in the sinistral strike-slip zone. This zone later underwent a crustal extension followed immediately by the intrusion of large bodies of Hercynian undeformed granites.

4. Conclusions

The 90 m thick thrust klippe of the pre-Variscan Choustník (460 Ma.) porphyry granite of crustal origin in the Moldanubian of the Bohemian Massif was sheared in two principal Variscan events; firstly in NW–SE to N–S oriented thrusting and by later normal faulting. The latter event in the amphibolite facies metamorphism was followed by 330 Ma. intrusion of undeformed granites. This orthogneiss provides an example of the Variscan polyphase kinematics of the Moldanubian terrane of the Bohemian Massif.

Acknowledgements

The authors wish to thank the C.A.E.S.S–C.N.R.S. and ASP Blocs and collisions (INSU) in France for financial support for this study. Special thanks go to Mrs. N. MORIN for technical assistance, Mrs. H. FICHET for the typing of the manuscript, Mrs. LAUTRAM for the careful drawing of the figures, Dr. RODE GAYER for the correction of the English and Dr. M. KLECKA for the help with the sampling.

References

ARTHAUD, F.: Détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. – Bull. Soc. Géol. Fr., **7** Sér. 11, 729–737, Paris 1969.

ANDRIAN, F.v.: Beiträge zur Geologie des Kaufimer und Taborer Kreises in Böhmen. – Jahrbuch der Geol. Reichsanst., **13**, II, 155–182, Wien 1863.

BADHAM, J.: Strike-slip orogens. An explanation for the Hercynides. – J. Geol. Soc. London, **139**, 223, 493–504, London 1982.

BARD, J.P., BURG, J.P., MATTE, PH. & RIBEIRO, A.: La chaîne hercynienne d'Europe Occidentale en termes de tectonique des plaques. – Mém. B.R.G.M., **108**, 26 IGC, C.6, 233–246, Paris 1980.

BEDNÁŘ, J. & FRIÁKOVÁ, O.: Gravity measurements on locality Choustník. – MS Geofyzika (unpublished report), Brno 1971.

BEHR, H.J.: Subfluenzprozesse im Grundgebirgsstockwerk Mitteleuropas. – Z. Dtsch. geol. Gesell., **129**, 283–318, Hannover 1978.

BEHR, H.J.: Subduktion oder Subfluenz im Mitteleuropäischen Varistikum. – Berl. Geowiss. Abh., R. A., **19**, A. Wegener Symposium, 22–23, Berlin 1980.

BERNARD, A.J.: Geological formations and rocks in surroundings of Tábor. – Výr. Zpr. c. k. Gym. r. 1908–1909, Tábor 1909 (in Czech).

BRÜCKNER, H.K., MEDARIS, L.G.Jr. & BAKUN-CZUBAROW, N.: Nd and Sm age and isotope patterns from Hercynian eclogites and garnet pyroxenites of the Bohemian Massif and the east Sudetes. – Terra Cognita Abstracts 1, Abstr. 10, p.4., Strassbourg 1989.

ČECH, V. et al.: Explanatory notice to the geological map of 1 : 200.000, Č. Budějovice and Vyšší Brod Sheets. – Geological Survey of Czechoslovakia (in Czech), Prague 1962.

CALOUPSKÝ, J.: Tectonostratigraphic units of the Bohemian Massif. – Čas. Min. Geol., **31**, 4, 387–393, Prague 1986 (in Czech).

DALLMAYER, R.D.: $^{40}K/^{39}Ar$ incremental-release ages of hornblende and biotite across the Georgia inner Piedmont: their bearing on late Paleozoic-early Mesozoic tectonothermal history. – Am. J. Sci., **278**, 124–149, New Haven 1978.

DELL'ANGELO, L.N. & TULLIS, J.: Fabric development in experimentally sheared quartzites. – Tectonophysics, **169**, 1–21, Amsterdam 1989.

DIETER, G.E.: Mechanical metallurgy. – pp. 774, New York etc. (McGraw Hill) 1976.

DODSON, M.H.: Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. – Contrib. Mineral. Petrol., **40**, 259–274, Berlin 1973.

EMMONS, R.C.: Strike-slip rupture patterns in sand models. – Tectonophysics, **7/1**, 71-87, Amsterdam 1967.

FAURE, G.: Principles of isotope geology. – pp. 589, New York (J. Wiley) 1986.

FEDIUK, F.: The Bechyně "orthogneiss". Anatectic type of Moldanubian orthogneissoids. – Acta Univ. Carol., Geol., **3**, 187–207, Prague 1976.

FRANKE, W.: Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – Geological Society of America Special Paper, **230**, 67–90, New York 1989.

GAPAIS, D.: Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. – Geology, **17**, 1144–1147, Boulder 1989a.

GAPAIS, D.: Les Orthogneiss: Structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. – Mémoires et Documents du C.A.E.S.S., No. **28**, 1–366, Rennes 1989b.

GAPAIS, D., BALE, P., CHOUKROUNE, P., COBBOLD, P.R., MAHJOUB, Y. & MARQUER, D.: Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. – Jour. Struct. geol., **9**, 5/6, 635–646, Oxford 1987.

HARRISON, T.M., AMSTRONG, R.L., NEASER, C.W. & HARAKA, J.E.: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex, near Prince Rupert, British Columbia. – Can. J. Earth Sci., **16**, 3, 400–410, Ottawa 1979.

JÄGER, E.: Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmungen. – Eclogae geol. Helv., **66**, 1, 11–21, Basel 1973.

KLEČKA, M., RAJLICH, P. & MELKA, R.: Ductile shear zones and origin of orthogneisses in the thrust sheet of Choustník. – Acta Montana UGG ČSAV, **72**, 35–62, Prague 1986.

KLOMÍNSKÝ, J. & DUDEK, A.: The plutonic geology of the Bohemian Massif and its problems. – Sbor. Geol. Věd, Geol., **31**, 47–69, Prague 1978.

KNIPE, R.J. & LAW, R.D.: The influence of crystallographic orientation and grain boundary migration on microstructural and textural evolution in an S-C mylonite. – Tectonophysics, **135**, 155–169, Amsterdam 1987.

KREBS, W.: The tectonic evolution of Variscan meso Europa. – In: D.V. AGER & M. BROOKS (eds.): "Europe from crust to core", New York (John Wiley) 1977.

KREJČÍ, J.: Geology or the Science of the Earth Forms with Special Regard to the Czech Countries. – Prague 1877 (in Czech).

LEE, J., MILLER, E.S. & SUTTER, J.F.: Ductile strain and metamorphism in an extensional tectonic setting: a case study from the northern Snake Range, Nevada. – In: COWARD, M.P., DEWEY, J.F. & HANCOCK, P.L. (eds.): "Continental Extensional Tectonics". – Geol. Soc. Spec. Publ., **28**, 267–298, London 1987.

LISTER, G.S. & HOBBS, B.E.: The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite: the influence of deformation history. – Jour. Struct. Geol., **2**,3, 355–370, Oxford 1980.

MARQUER, D.: Structures et déformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gotthard (Alpes centrales suisses). – Eclogae geol. Helv. **83**/1, 77–97, Basel 1990.

MATTE, PH.: Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **126**, 329–374, Amsterdam 1986.

MATTE, PH. & BURG, J.P.: Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of Western Europe: plate tectonic implications. – In: Thrust and Nappe Tectonics, 353–357, London 1981.

MATTE, PH., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W.: Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. – Tectonophysics, **177**, 151–170, Amsterdam 1990.

MIŠAŘ, Z., DUDEK, A., HAVLENA, V. & WEISS, J.: Geology of Czechoslovakia, Part I, SPN. – Prague 1983 (in Czech).

OBERC-DZIEDZIC, T.: The development of gneisses and granites in Eastern part of the Izera crystalline unit in the light of the textural investigations. – Acta Universitatis Wratislaviensis, No. 997. Prace Geologiczno-mineralogiczne **XIII**, 1–181, Wroclaw 1988.

PAQUETTE, J.L.: Comportement des systemes isotopiques U-Pb et Sm-Nd dans le métamorphisme éclogitique, chaine hercynienne et chaine alpine. – Mém. et doc. du C.A.E.S.S Rennes, **14**, 189p, Rennes 1987.

PEUCAT, J.J.: Géochronologie des roches métamorphiques (Rb-Sr et U-Pb). Exemples choisis au Groènland, en Laponie, dans le Massif armoricain et en Grande Kabylie. – Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne, **28**, 158 p., Rennes 1983.

PEUCAT, J.J., VIDAL, PH., GODARD, G. & POSTAIRE, B.: Precambrian U-Pb zircon ages in eclogites and garnet pyroxenites from South Brittany (France): an old oceanic crust in the West European hercynian belt? – Earth Plan. Sc. Lett. **60**, 70–78, Amsterdam 1982.

PIN, C.: II Central Western Europe: Major Stages of Development During Precambrian and Paleozoic Times. – In: R.D. DALLMAYER & J.P. LÉCORCHÉ (eds): "Geology of the West African Orogens and Circum Atlantic Correlation". – IGCP Project 233 "Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens", 278–289, (Springer Verlag) (in print).

RAJLICH, P.: Variszische duktile Tektonik im Böhmischen Massiv. – Geologische Rdsch., **76**, 3, 755–786, Stuttgart 1987.

RAJLICH, P.: Strain analysis of Devonian fossils from the NE part (Rhenohercynian zone) of the Bohemian Massif. – Annales Tectonicae, **III**, 1, 44–51, Firenze 1989.

RAJLICH, P. & SYNEK, J.: A cross-section through the Moldanubian of the Bohemian Massif and the structural development of its ductile domains. – N. Jb. Paleont. Mh., **11**, 689–698, Stuttgart 1987.

RALSER, S., HOBBS, B.E. & ORD, A.: Experimental deformation of a quartz mylonite. – J. Struct. Geol., **13**, 7, 837–850, Oxford 1991.

RAMSAY, J.G. & HUBER, I.: The Techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: Folds and Fractures. – 1–700, London (Academic Press) 1987.

ŠAFRÁNEK, F.: Geognostic and Geological Overview of the Tábor district. – Annual Report of the Gymnasium of Tábor, Tábor 1878 (in Czech).

STILLE, M.: Das Mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen. – Geol. Jb., Beih. **2**, 138, Hannover 1951.

STUR, D.: Die Umgebung von Tabor (Wotitz, Tabor, Jung-Woschitz, Patzau, Pilgram und Čechtitz). – Jahrbuch der Geol. Reichsanst., **IX**, 661–688, Wien 1858.

SVOBODA, J. et al.: Regional Geology of Czechoslovakia, Part I, The Bohemian Massif. – 1–668, Geol. Survey, Prague 1966.

ŠMEJKAL, V. & MELKOVÁ, J.: Notes on some potassium argon dates of magmatic and metamorphic rocks from the Bohemian Massif. – Čas. Min. Geol., **14**, 3–4, 331–338, Prague 1969.

VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MIŠAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRÁNA, S.: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – Trans. Roy. Soc. of Edinburgh, **73**, 80–108, Edinburgh 1982.

VAUCHEZ, A.: The development of discrete shear zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. – Tectonophysics, **133**, 137–156, Amsterdam 1987.

VIDAL, PH., AUVRAY, B., CARLOT, R., FEDIUK, F. & HAMEURT, J.: Radiometric age of volcanics of the Cambrian "Křivoklát–Rokycany" complex (Bohemian Massif). – Geologische Rdsch., **64**, 2, 563–570, Stuttgart 1975.

VIGNERESSE, J.L.: Forme et volume des plutons granitiques. – Bull. Soc. Géol. France, 1988 (8), **IV**, 6, 897–906, Paris 1988.

WAGNER, G.A., REIMER, G.M. & JÄGER, E.: Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the central Alps. – Societa Cooperativa Tipografica, Padova 1977.

WHITE, S.H.: Chrupkije deformaciji v plastičeskich zonach razlomov. – 27 IGC, Section C.07, Dokl. 7, Nauka, Moscow 1984.

YU, H. & ZHENG, Y: A statistical analysis applied to the Rf/∅ method. – Tectonophysics, **110**, 151–155, Amsterdam 1984.

ZIKMUND, J.: Final report on structural boreholes Choustník-1 and 2. – Manuscript, Archives ÚÚG (unpublished report), Prague 1980.

ZIKMUND, J.: Relict granites and genesis of the Blaník type orthogneisses. – Čas. Min. Geol., **28**, 1, 81–87, Prague 1983.

ZOUBEK, V., COGNÉ, J., KOZHOUKHAROV, D. & KRÄUTNER, H.: Precambrian in Younger Fold Belts, European Variscides, the Carpathians and Balkans. – 1–885, New York (J. Wiley & Sons) 1988.

ŽELAZNIEWICZ, A.: Orthogneisses due to irrotational extension, a case from the Sudetes, Bohemian Massif. – Geologische Rdsch., **77**, 3, 671–682, Stuttgart 1988.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 16. Oktober 1991.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 2	S. 597–660	Wien, Mai 1992

Massenbewegungen in Niederösterreich 1953 – 1990

Von HARALD SCHWENK*)
Mit einem Beitrag von R. SPENDLINGWIMMER und F. SALZER

Mit 68 Abbildungen und 23 Tabellen

Niederösterreich
Massenbewegungen
Steinschläge
Felsstürze
Bergstürze
Rutschungen
Muren
Statistik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 5–11, 17–26, 35–43, 51–62, 69–78, 100–107, 137

Inhalt

Zusammenfassung ... 598
Abstract ... 598
1. Einleitung ... 598
2. Begriffsbestimmung ... 599
2.1. Einteilung der Massenbewegungen nach den Bewegungsformen ... 599
2.1.1. Festgesteine, veränderlich feste Gesteine ... 599
2.1.1.1. Fallen (Stürzen) ... 599
2.1.1.2. Felsgleitung (Bergschlipf) ... 599
2.1.2. Festgesteine, veränderlich feste Gesteine und Lockergesteine ... 599
2.1.2.1. Bergzerreißung, Talzuschub ... 599
2.1.2.2. Niederbrüche ... 599
2.1.3. Lockergesteine ... 599
2.1.3.1. Rutschungen ... 599
2.1.3.2. Kriechen ... 600
2.1.3.3. Fließen ... 600
2.2. Zusammenstellung der häufig für das Auftreten von Massenbewegungen verantwortlichen Faktoren ... 600
2.2.1. Geologische Voraussetzungen ... 600
2.2.1.1. Festgesteine und veränderlich feste Gesteine ... 600
2.2.1.2. Lockergesteine ... 600
2.2.2. Ursachen ... 600
2.2.2.1. Äußere Ursachen ... 600
2.2.2.2. Erschütterungen ... 601
2.2.2.3. Innere Ursachen ... 601
2.2.3. Auslösende Ereignisse ... 601
2.2.3.1. Natürliche Ereignisse ... 601
2.2.3.2. Anthropogene Ereignisse ... 601
3. Aufnahme der Massenbewegungen (Auswertung der Gutachten und Berichte) ... 601
4. Statistische Bearbeitung der erfaßten Daten ... 601
5. Ergebnisse ... 603
5.1. Allgemeine Betrachtungen, Einschränkungen einer statistischen Bearbeitung ... 603
5.2. Steinschläge und Blockabstürze ... 604
5.3. Felsstürze, Bergstürze ... 609
5.4. Niederbrüche ... 613
5.5. Felsgleitungen ... 617
5.6. Bergzerreißung, Talzuschub ... 619
5.7. Rutschungen ... 619
5.7.1. Verteilung der Rutschungen auf die geologischen Zonen Niederösterreichs; von der Bewegung erfaßtes Gestein; anstehendes Gebirge ... 620
5.7.2. Geologische Voraussetzungen und innere Ursachen; Ausbildung und Form der Bewegungsflächen ... 622
5.7.3. Äußere Ursachen; auslösende Ereignisse ... 625
5.7.4. Vegetation, Neigung und Exposition der von Bewegungen betroffenen Hanggebiete ... 627

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HARALD SCHWENK, Sulzfeldgasse 20, A-2345 Brunn am Gebirge.

5.7.5. Ausdehnung und Form der Rutschungen; Bewegungsweite, Sprunghöhe und Mächtigkeit der bewegten Bodenschichten ... 628
5.7.6. Verursachte Schäden; wichtigste Sanierungsmaßnahmen ... 630
5.7.7. Beispiele ... 633
5.7.7.1. Erdrutsch bei Kirchschlag in der Buckligen Welt ... 633
5.7.7.2. Erdrutsch Fischerhof, Gemeinde Pyhra ... 636
5.7.7.3. Erdrutsch Kleinzell ... 636
5.7.7.4. Erdrutsch Traisen ... 639
5.7.7.5. Erdrutsch Gemeinde Großweikersdorf ... 640
5.7.7.6. Erdrutsch bei Senftenberg ... 641
5.8. Kriechen ... 642
5.9. Fließen ... 642
5.9.1. Schichtfließen, Setzungsfließen ... 642
5.9.2. Erdfließen, Schlammströme ... 644
5.9.3. Muren, Murgänge, Murbrüche ... 644
5.9.3.1. Beispiele ... 647
6. Massenbewegungen und Wetter ... 653
7. Diskussion der Ergebnisse ... 656
Dank ... 657
Nachweis der Lichtbilder ... 658
Literatur ... 658

Zusammenfassung

Über einen Zeitraum von fast 37 Jahren wurden von Sachverständigen des Geologischen Dienstes der Baudirektion und außeramtlichen Gutachtern 1138 in Niederösterreich aufgetretene Massenbewegungen untersucht. Durch eine zusammenfassende Bearbeitung der vorliegenden Gutachten und Berichte konnten deutliche Hinweise auf Art und Verteilung der z.T. schadensreichen Massenbewegungen und auf die für ihr Auftreten verantwortlichen geologischen Voraussetzungen, Ursachen und auslösenden Momente gewonnen werden.

Die Ergebnisse zeigen, daß gewisse Gebiete Niederösterreichs relativ häufig von Massenbewegungen heimgesucht werden, jedoch bei Berücksichtigung der jeweiligen geologischen Verhältnisse, bei Vermeidung unzulässiger Eingriffe in den Untergrund oder bei zeitgerechter Durchführung geeigneter Stabilisierungsmaßnahmen viele Schadensfälle vermieden werden können.

Mass Movements in Lower Austria 1953 – 1990

Abstract

Over a period of nearly 37 years, 1138 mass movements in Niederösterreich have been studied by experts of the Geological Service of the Baudirektion and external experts. Comprehensive evaluations of expertises and reports led to clear indications of type and distribution of the mass movements, partly damageing, and to the relation with the geological conditions, as well as to the reasons and releasing impulses.

The results indicate that in certain areas of Niederösterreich mass movements happen relatively frequently; however, by considerations of the specific geological conditions, by avoidance of inadmissible actions to the underground or by carrying-out of stabilizing provisions in time, many damages can be avoided.

1. Einleitung

Massenbewegungen – Verlagerung von Gesteinsmassen in Richtung Hang- oder Böschungsfuß unter vorwiegendem Einfluß der Schwerkraft (K. J. KLENGEL & O. WAGENBRETH, 1982) – gehören neben Erdbeben, Hochwässern und Lawinen in unserem Raum zu den häufigsten Naturereignissen, die immer wieder Hab und Gut und in einzelnen Fällen sogar Gesundheit und Leben von Menschen bedrohen oder zerstören.

Berichtet wird in Presse, Fernsehen und auch in der Fachliteratur naturgemäß meist von besonders schadensreichen und dementsprechend eindrucksvollen Großereignissen. Der Großteil der Massenbewegungen erfaßt jedoch in der Regel nur relativ kleine Bereiche und zerstört oder beschädigt neben Wiesen-, Wald- oder Ackerflächen vor allem Wege, Straßen, Gerinneböschungen u. a. m. Schäden an Gebäuden treten hingegen schon seltener auf.

Der volkswirtschaftliche Schaden, den diese „Kleinereignisse" anrichten, ist dennoch, infolge ihrer Vielzahl, beträchtlich.

In Niederösterreich wurden vom Geologischen Dienst der Baudirektion im Zeitraum von 1953 bis 1990 insgesamt 1138 Massenbewegungen registriert, die Schäden und Sanierungskosten in der Höhe von hunderten Millionen Schillingen verursachten.

Nach Angaben der zuständigen Abteilungen wurden z.B. allein in den Jahren 1986 und 1987 aus dem sogenannten Katastrophenfonds mehr als 10 Mio. Schilling zur Behebung der von Massenbewegungen verursachten Schäden ausbezahlt. Da vom Fonds in der Regel nur zwischen 50 % und 60 % der tatsächlichen Kosten zur Verfügung gestellt werden, bei geringeren Schäden die Betroffenen keine Zuschüsse erhalten, und außer-

dem die teilweise sehr hohen Kosten für die Sanierung der durch Massenbewegungen an Straßen, Wegen oder Gerinnen bewirkten Zerstörungen prinzipiell aus anderen Budgets gedeckt werden, muß man annehmen, daß die tatsächliche Schadenssumme wohl über 30 bis 40 Mio. Schilling liegt. Laut Tabelle der jährlichen Häufigkeit der Massenbewegungen (Tab. 1) waren 1986 und 1987 jedoch keineswegs überdurchschnittlich schadensreiche Jahre.

Allein diese Zahlen zeigen, daß es zweifellos eine ganz wichtige Aufgabe der Ingenieurgeologie ist, die Erscheinungsformen und Ursachen der Massenbewegungen zu untersuchen und unter Berücksichtigung der jeweiligen geologischen Verhältnisse Methoden für die Früherkennung kommender Bewegungen, für die zeitgerechte Absicherung bedrohter Hänge und natürlich auch für die Sanierung bereits erfolgter Schadensereignisse zu schaffen bzw. immer weiter zu verbessern.

Ganz besonders sind bei diesen Forschungsarbeiten auch die ständigen menschlichen Eingriffe (Bewirtschaftung des Grünlandes, Bautätigkeit etc.) zu berücksichtigen, da ja ein großer Teil der Massenbewegungen, obwohl man meist von „Naturkatastrophen" spricht, von Menschen vorbereitet, begünstigt, verursacht oder manchmal sogar direkt ausgelöst werden.

Seit Jahrzehnten haben sich aus diesen Gründen namhafte Wissenschafter wie z. B. J. STINI, A. HEIM, K. TERZAGHI, O. K. FRÖHLICH, E. SCHULTZE, K. KEIL, P. NEUMANN, H. BRANDL, L. MÜLLER, Q. ZÁRUBA, V. MENCL, um nur einige der hervorragendsten Fachleute aus unserem Raume zu nennen, mit der Erforschung der Massenbewegungen befaßt. Bewegungsformen, vorbereitende und auslösende Ursachen wurden an vielen Fällen untersucht und analysiert und danach Einteilungsschemata erstellt und fachlich begründet. Infolge der Vielzahl verschiedenster natürlicher und anthropogener Faktoren, die auf Form und Ursachen von Massenbewegungen Einfluß nehmen, ist es allerdings kaum möglich, ein System zu finden, das tatsächlich allen in der Natur vorkommenden Variationen gerecht wird. Dennoch ist es aber im Sinne der klassischen Feststellung von J. STINI (1952) – „Wie überall sonst kennt auch in diesem Belange die Natur keine scharfen Grenzen, sondern verbindet die Gegensätze gerne durch Übergänge; die Grenzen richtet nur der Mensch auf, weil er ihrer zur Verständigung bedarf" – notwendig, Systeme aufzustellen und Begriffe zu definieren.

Im folgenden Abschnitt wird daher, um Unklarheiten zu vermeiden, eine kurze Übersicht über Massenbewegungen und ihre Voraussetzungen und Ursachen gegeben, die vor allem auf den grundlegenden Arbeiten von J. STINI, K. KEIL, R. NEUMANN und den jüngeren Veröffentlichungen von E. KRAUTER (1987) und A. NEMČOK et al. (1972) basiert und auf die in Niederösterreich aufgetretenen Fälle ausgerichtet ist.

2. Begriffsbestimmung

2.1. Einteilung der Massenbewegungen nach den Bewegungsformen

2.1.1. Festgesteine, veränderlich feste Gesteine

2.1.1.1. Fallen (Stürzen)

Plötzlich einsetzende Massenverlagerung, bei der die bewegte Masse teilweise den inneren Zusammenhang und kurzfristig auch den Kontakt zum Liegenden verliert. Die Steine, Blöcke und Felspartien gleiten, kippen, rollen und fliegen zeitweise frei durch die Luft.

Nach der Größe der bewegten Gesteinstrümmer bzw. nach der Masse des erfaßten Gesteinskörpers lassen sich 4 Gruppen unterscheiden:

a) Steinschlag: Absturz einzelner Gesteinstrümmer, Größe etwa Kinderfaust bis Pflasterstein (20×20×20 cm).
b) Blockabstürze: Absturz einzelner Gesteinsblökke, Größe etwa Pflasterstein bis 2 m³.
c) Felssturz: Masse des erfaßten Gesteinsmaterials zwischen 10 und 10.000 m³.
d) Bergsturz: Masse des erfaßten Gesteinsmaterials über 10.000 m³.

2.1.1.2. Felsgleitung (Bergschlipf)

Langsames (cm/d) bis schnelles Abgleiten zusammenhängender Gesteinsmassen auf einer oder mehreren vorgebildeten, geneigten Gleitflächen. Größtenteils fungieren Schicht-, Kluft- oder Harnischflächen, Gesteinsgrenzflächen, Zerrüttungszonen u. a. m. als Bewegungsbahnen.

2.1.2. Festgesteine, veränderlich feste Gesteine und Lockergesteine

2.1.2.1. Bergzerreißung, Talzuschub

Abbau, Verflachung übersteilter, instabiler Hänge, z. B. eiszeitlich geformter Talflanken durch die von Verwitterungsvorgängen, Einflüssen des Bergwassers, Erschütterungen etc. unterstützte Schwerkraft:

Bergzerreißung

Aufbrechen des Gebirges entlang bestehender Trennflächen oder neugebildeter hangparalleler Entspannungsklüfte (AMPFERER, 1939).

Talzuschub

Langsames Talwärtskriechen großer, tief in den Berg eingreifender Gesteinskörper und bereits stark aufgelockerter Gesteinsmassen (STINI, 1941, 1942). Im Rahmen des Talzuschubes sind wohl die meisten Bewegungsformen, vom Kriechen über Gleiten und Fallen bis zum Rutschen vertreten, und es werden Fest- wie Lockergesteine davon erfaßt.

2.1.2.2. Niederbrüche

Vorwiegend lotrechte Abstürze oder Abbrüche von Gesteinstrümmern und Lockermassen. Dieser Gruppe von Massenbewegungen werden Höhleneinstürze, Nachbrüche aus Höhlendecken und die Einstürze von unterirdischen Hohlräumen, die durch Auslaugung (Erdfall), Subrosion etc. gebildet wurden und obertags Senkungen und Einbrüche bewirken, zugeordnet.

2.1.3. Lockergesteine

2.1.3.1. Rutschungen

Langsames bis schnelles Rutschen (Gleiten) von Lokkergesteinsmassen auf einer oder mehreren vorgebildeten bzw. vorbestimmten oder selbst gebildeten Gleitflächen. Die Gesteinsmassen werden im Zuge der Bewegung meist in Teilschollen zerlegt, wodurch es zu Dreh- und Kippbewegungen kommen kann.

○ Vorgebildete bzw. vorbestimmte Gleitflächen: Schicht-, Kluft-, Harnischflächen, Oberfläche des unverwitterten anstehenden Gebirges, Stauwasserzonen, Oberflächen vernäßter, bindiger Bodenarten etc.
○ Selbstgebildete Gleitflächen: Schwach bis stärker gekrümmte, durch die Bewegung geschaffene Flächen. Zu ihrer Bildung kommt es vor allem in sog. quasiisotropen Gesteinen (E. KRAUTER, 1987).

Die Einteilung kann auch nach der Form der Gleitfläche erfolgen (NEMČOK et al., 1972):

○ Planare Rutschung: Bewegung erfolgt auf einer mehr oder weniger ebenen Fläche. Sehr häufig vorgebildete bzw. vorbestimmte Gleitbahnen („Blattanbrüche" nach STINI).
○ Rotationsrutschungen: Bewegungen auf gekrümmter Gleitfläche (kreiszylindrisch, logarithmische Spirale). Meist selbst gebildete Gleitbahnen („Muschelanbrüche" nach STINI).

Kombinierte (zusammengesetzte) Rutschungen

Die Bewegungsbahn setzt sich aus einer oberen, gekrümmten, meist neugebildeten (Anrißbereich) und einer talwärts anschließenden mehr ebenen, vorgebildeten oder vorbestimmten Fläche zusammen. Diese Form der Gleitfläche findet sich sehr häufig beim Abrutschen von Verwitterungsbodendecken auf dem anstehenden Gebirge.

2.1.3.2. Kriechen (Hangkriechen, Schuttkriechen, Schuttwandern)

Langsame Langzeit-Massenbewegung von Verwitterungsböden, Schuttströmen, Schuttdecken etc. ohne einheitliche, ausgeprägte Gleitbahn.

Vor allem bei Verwitterungsbodendecken, die z. T. aus bindigen Bodenarten bestehen, gehen die Kriechbewegungen bei stärkerer Durchfeuchtung häufig in richtige Rutschungen über: Hangkriechen → Rutschung.

Setzt sich die Lockerbodendecke hingegen vorwiegend aus nichtbindigem Material zusammen (Hangschutt), so kommt es mitunter bei besonders starker Wasserzufuhr, z. B. nach Unwettern, zu einem murenartigen Ausfließen des Materials: Schuttkriechen → Fließen.

Auch Bewegungsänderungen in der Reihenfolge Kriechen → Rutschen → Fließen sind des öfteren zu beobachten und zwar bei Verwitterungsbodendecken, die sowohl bindige Bodenarten wie auch Gesteinsschutt enthalten.

2.1.3.3. Fließen

Setzungsfließen, Schichtfließen

Kohäsionslose bis schwach gebundene feinkörnige Lockergesteine (Feinsand, Schluff, Löß etc.) mit lockerem Gefüge und mäßiger Durchlässigkeit erleiden durch plötzlichen starken Wasserzutritt einen spontanen Gefügezusammenbruch (Verlust von Gefügefestigkeit und Reibung) und beginnen zu fließen (KEIL, 1951; KRAUTER, 1987).

Erdfließen, Schlammstrom

Leicht bindige, feinkörnige Lockergesteine gehen bei stärkerem Wasserzutritt vom plastischen in den zähflüssigen Zustand über und fließen ab (KEIL, 1951).

Murgang

Kohäsionslose, fein- bis grobkörnige Lockermassen (Hangschutt, Schuttkegel etc.) werden durch plötzlichen starken Wasserzutritt in eine Suspension von hoher Dichte verwandelt (Verhältnis Wasser : Feststoff ungefähr 1 : 1) und fließen rasch talwärts ab.

2.2. Zusammenstellung der häufig für das Auftreten von Massenbewegungen verantwortlichen Faktoren

Bei der Fülle von Voraussetzungen und Ursachen, die für das Auftreten von Massenbewegungen verantwortlich sind, erscheint eine Aufgliederung in 3 Gruppen sinnvoll:

- Geologische Voraussetzungen
- Natürliche und anthropogene Ursachen
- Auslösende Ereignisse (Momente)

Es sei betont, daß die folgende Zusammenstellung keineswegs vollständig ist; es wurden nur die in unseren Bereichen besonders häufig auftretenden und auch bei der Bearbeitung der Massenbewegungen in Niederösterreich immer wieder beobachteten Erscheinungen aufgenommen.

2.2.1. Geologische Voraussetzungen

2.2.1.1. Festgesteine und veränderlich feste Gesteine

a) Tektonische Beanspruchung des Gebirges; starke Zerrüttung, Zerklüftung bis Auflockerung des Gebirgsverbandes.
b) Starke Verwitterung des Gesteines; Verminderung der Gesteinsfestigkeit, Auflockerung des Gesteinsverbandes, Auslaugung, Zersetzung (Frostsprengung, Wassersprengung, Lösungserscheinungen etc.).
c) Hangauswärts gerichtetes Einfallen potentieller Bewegungsflächen (Schichtung, Klüftung, Störungszonen etc.).
d) Lagenweise Einschaltung tonig-mergeliger Gesteine (Stauhorizonte, Gleitflächen).

2.2.1.2. Lockergesteine

a) Geringe Scherfestigkeit, lockeres Gefüge.
b) Wechsellagerung wasserwegiger mit schwerdurchlässigen Lockergesteinsschichten.
c) Einschaltung gut wasserwegiger Sandlagen.

2.2.2. Ursachen

2.2.2.1. Äußere Ursachen

Anthropogene Belastung von Böschungen und Hängen

durch Verkehrsbauwerke, Hochbauten, Schüttungen, Ablagerungen, Deponien etc.

Entlastung (Übersteilung) von Böschungen und Hängen

a) Natürliche Entlastung: Erosion im Hangfußbereich.
b) Anthropogene Entlastung: Hangfußanschnitte bei Errichtung von Hochbauten, beim Bau von Straßen und Wegen, beim Materialabbau etc.

Geländeeinebnung im Zuge
der landwirtschaftlichen Nutzung von Hangflächen

2.2.2.2. Erschütterungen

a) Natürliche Erschütterungen: Erdbeben.
b) Anthropogene Erschütterungen: Sprengungen, Verkehrserschütterungen.

2.2.2.3. Innere Ursachen

Änderungen im Zusammenhalt und Gefüge der Gesteine, hervorgerufen vor allem durch physikalische und chemische Einwirkung des Wassers.

Festgesteine, veränderlich feste Gesteine
a) Überdurchschnittliche Wasserzufuhr in klüftige Felsarten (Kuftwasserdruck).
b) Vernässung tonig-schluffiger Einlagerungen in Klüften und Spalten der Gesteine.

Kohäsionslose Lockergesteine
a) mäßig rascher, überdurchschnittlicher Wasserzutritt in Schluffböden und Feinsande: Verminderung der Scherfestigkeit → Gefügeumlagerung → Gefügebruch → Fließen.
b) Rascher, überdurchschnittlicher Wasserzutritt in grobe Sand- und Kiesablagerungen, Hangschuttmaterial, Schutthalden: Auftrieb → Strömungsdruck → Suspension Wasser - Festmasse → Murgang.
c) Rasche Grundwasserabsenkung: Verminderung des Auftriebes → Gewichtszunahme → Erhöhung der Strömungsgeschwindigkeit → Feinteilausschwemmung → Böschungsbruch.

Bindige Lockergesteine
a) Mäßig rasche, überdurchschnittliche Wasserzufuhr: Belastungserhöhung → Gefügeauflockerung → Abnahme von Kohäsion und Reibung;
Konsistenzänderung: plastisch → weichplastisch → breiig → Fließen.
b) Austrocknung: Schrumpfen → Schwindrisse → tiefeindringende Vernässung bei Niederschlägen → Festigkeitsabnahme.

2.2.3. Auslösende Ereignisse

2.2.3.1. Natürliche Ereignisse

a) Erdbeben
b) Entlastung durch Erosion
c) Zu starke Vernässung durch
- Unwetter
- Starkniederschläge
- Langzeitniederschläge
- Schneeschmelze

2.2.3.2. Anthropogene Ereignisse

a) Sprengerschütterung
b) Belastung durch Baumaßnahmen
c) Entlastung durch Baumaßnahmen
d) Entlastung durch Materialabbau

3. Aufnahme der Massenbewegungen (Auswertung der Gutachten und Berichte)

Bei der Aufnahme und Untersuchung der dem Geologischen Dienst gemeldeten Massenbewegungen wurde immer versucht, vor allem nachstehende Fragen zu klären:

1) Zeitpunkt des Auftretens der Massenbewegung
2) Typus der Massenbewegung
3) Geologische Situation (Aufbau, Zusammensetzung, Beschaffenheit des Untergrundes)
4) Geologische Voraussetzungen für das Auftreten der Massenbewegung
5) Ursachen der Massenbewegung
6) Auslösendes bzw. auslösende Ereignisse
7) Witterungsverhältnisse vor und zum Zeitpunkt des Auftretens der Massenbewegung
8) Entstandene Schäden
9) Notwendige Sanierungsmaßnahmen

Außerdem wurde überprüft, ob es sich bei der untersuchten Massenbewegung um eine Naturkatastrophe im Sinne der NÖ Katastrophenhilfeverordnung handelt.

Selbstverständlich war es nicht immer möglich, alle Fragen gleichmäßig gründlich zu beantworten. Bei vielen Erhebungen konnten z.B. aus finanziellen Gründen keine ausreichenden Untergrundaufschließungen (Schürfungen, Bohrungen), keine bodenmechanischen Untersuchungen von Bodenproben u.ä.m. vorgenommen werden. Erleichtert wurden die Aufnahmen jedoch durch die in etlichen Gebieten gegebene gute Ortskenntnis und durch die des öfteren vorhandenen, aus anderen Untersuchungen des Landes stammenden Daten. Dennoch ist die Aussagekraft der Aufnahmsberichte nicht immer ausreichend, und es mußten daher einige Fälle zur Gänze und einige zum Teil von der statistischen Bearbeitung ausgeschlossen werden.

Zur Erfassung der in Abschnitt 2 angeführten Kriterien wurden sämtliche im Baugrundkataster des Geologischen Dienstes eingeordneten Amts- und Fremdgutachten, Berichte, Untersuchungsbefunde, Pläne etc. durchgearbeitet und ausgewertet und die Ergebnisse über jeden einzelnen Fall in ein Formblatt, wie es die Abb. 1 zeigt, eingetragen und anschließend in die von R. SPENDLINGWIMMER und F. SALZER in Abschnitt 4 beschriebene Datenbank eingegeben.

4. Statistische Bearbeitung der erfaßten Daten

(R. SPENDLINGWIMMER & F. SALZER)

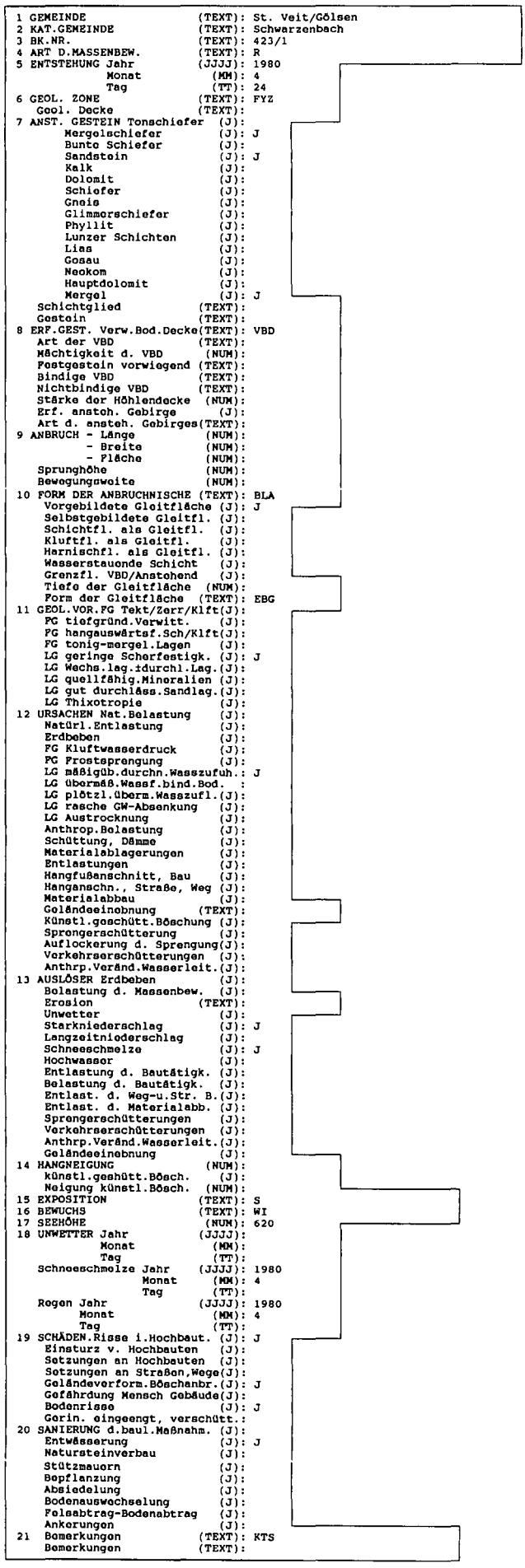
Eine statistische Bearbeitung der Massenbewegungen in NÖ wäre vor allem durch die große Anzahl der erfaßten Ereignisse (Rutschungen, Felsgleitungen, Murgänge) und den Umfang des Datensatzes, d.h. die Anzahl der erfaßten Parameter, ohne eine EDV-gestützte Auswertung kaum möglich gewesen. Sämtliche Aufnahmedaten wurden nach einem einheitlichen Schema aufbereitet und der Datensatz in Basisdaten (Lage, Zeit etc.) und spezifische Daten (Untergrund, Ursache etc.) untergliedert (Abb. 2, Datensatz). Für die Eingabe der einzelnen Parameter wurden Kurzbezeichnungen (Kürzel) verwendet.

Die Datenverwaltung und statistische Auswertung erfolgte mit dem Programm Frage & Antwort (F & A) Version 3.0, wobei eine sinnvolle Beschränkung und Verknüpfung der Auswahlkriterien geboten war.

Zuerst wurde ein Formular erstellt, in das anschließend die Daten über die Tastatur eingegeben wurden. Dieses Formular besteht aus Datenfeldern unterschied-

Ort	BK Nr.	Art der Massenbewegung	Entstehungs-datum	Geolog. Zone	Anstehendes Gebirge	Von der Massen-bewegung er-faßtes Gestein	Ausmaße der Massenbewegung	Bewegungsweite	Gleitfläche VB vorbestimmt VG vorgebildet SG selbstge-bildet	Geolog. Voraus-setzungen	Ursachen		Auslösendes Moment	Hangneigung	Exposition	Bewuchs	Seehöhe
											natürl.	anthropogen					

Abb. 1.
Formblatt zur Datenaufnahme.



lichen Typs und unterschiedlicher Länge. Dabei wurden folgende Arten von Feldern unterschieden:

TEXT ..... Textfeld für alle Zeichen, die sich mit der Tastatur erzeugen lassen.

NUM ..... Numerisches Feld, mit dem gerechnet werden kann.

J ..... Ja/Nein-Typ, wo nur JA oder NEIN möglich ist.

JJJJ/MM/TT .. Datumsfeld, mit dem auch gerechnet werden kann.

Die Länge der Datenfelder konnte während der Dateneingabe noch problemlos verändert werden, bzw. wurden weitere Felder hinzugefügt.

Der Vorteil dieses Datenbank-Programmes liegt darin, daß die Daten, die zuvor ganz normal über die Tastatur eingegeben wurden, unter Verwendung der Umgangssprache wieder abgerufen werden können. Es ist sehr einfach in seiner Bedienung, und man kann ohne spezifische Vorkenntnisse sofort damit arbeiten. Vor allem die Version 3.0 ist in der Datenerfassung, -korrektur und -suche noch flexibler und um einiges schneller geworden.

Natürlich ist das Programm in der Lage, verschiedene Dateiformate (ASCII, DBASE, DIF) einzulesen und auch unterschiedliche Formate abzuspeichern.

5. Ergebnisse

5.1. Allgemeine Betrachtungen, Einschränkungen einer statistischen Bearbeitung

Eine erste zahlenmäßige Auswertung der erhobenen Daten zeigt, daß insgesamt 1148 Massenbewegungen bearbeitet werden konnten. 1138 fallen davon in den Zeitraum 1953 bis 1990, die restlichen 10 Massenbewegungen ereigneten sich vor 1953 und sind in älteren Gutachten, vor allem von J. STINI, beschrieben.

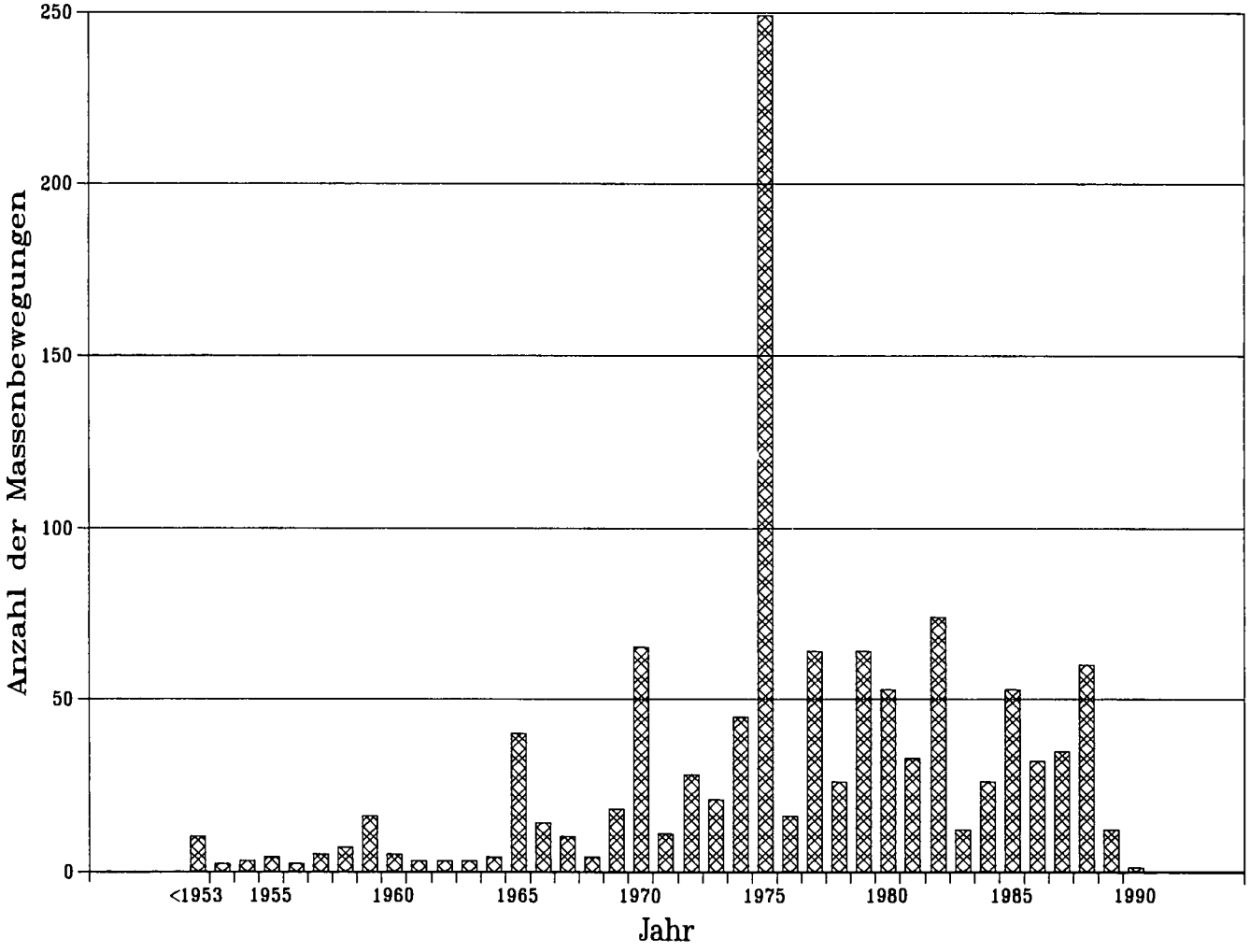
Die Anzahl der Massenbewegungen je Jahr ist in Tabelle 1 ausgewiesen.

Schon eine kurze Betrachtung der Tabelle zeigt ein deutliches Mißverhältnis zwischen den Jahren vor und nach 1965. Der Grund hierfür ist die Tatsache, daß der Geologische Dienst bis 1964 vor allem mit Massenbewegungen befaßt war, die sich im Zuge des Neu- und Ausbaues von Verkehrswegen ereigneten und erst ab 1965, als man auf Grund der in diesem Jahr österreichweit auftretenden katastrophalen Hochwässer und Massenbewegungen ein neues Katastrophenfondsgesetz erließ, mit der Untersuchung und Begutachtung aller von der Bevölkerung, den Gemeinden und diversen Dienststellen des Bundes und Landes gemeldeten Massenbewegungen beauftragt wurde.

Da dieses Gesetz eine finanzielle Hilfeleistung der öffentlichen Hand für die Beseitigung von Katastrophenschäden und die Durchführung von Sanierungs- und Sicherungsmaßnahmen vorsieht, nahm in der Folgezeit auch die Meldedichte rasch zu, und man kann annehmen, daß etwa ab 1970 die meisten Massenbewegungen, die größere Schäden verursachten, tatsächlich gemeldet wurden.

Abb. 2. ←
Datensatz.

Tabelle 1.
Erfaßte Massenbewegungen je Jahr (1953–1990).



Wie wesentlich die Einschränkung hinsichtlich Schadensumfang und Sanierungskosten ist, zeigt Tabelle 2, in der die registrierten Fälle nach den verschiedenen Bewegungsformen aufgegliedert und den geologischen Zonen Niederösterreichs (Abb. 68, Geologische Übersichtskarte von Niederösterreich) zugeordnet sind.

Jeder, der sich nur etwas mit Massenbewegungen befaßt hat, wird sofort erkennen, daß das in Tabelle 2 ausgedrückte Verhältnis zwischen den einzelnen Bewegungstypen zumindest teilweise nicht mit der Wirklichkeit übereinstimmen kann.

In einem bergigen Land wie Niederösterreich müßte z.B. die Anzahl der Fälle, die dem Bereich „Steinschlag, Blockabstürze und Felsstürze" zuzuordnen sind, wesentlich größer sein. Da diese Massenbewegungen jedoch, wie in den Abschnitten 5.2. und 5.3. noch näher ausgeführt, größtenteils keine teuren Sicherungsmaßnahmen von Privatpersonen verlangen, wurden sie nur zu einem ganz geringen Teil gemeldet. Ähnliches gilt auch für die sogenannten „langsamen Massenbewegungen" wie Hang- und Schuttkriechen.

Auf Grund der langjährigen Erfahrung ist für die einzelnen Arten von Massenbewegungen das in Tabelle 3 angeführte Verhältnis zwischen tatsächlich aufgetretenen (= 100 %) und gemeldeten Fällen anzunehmen.

Beachtet man diese Anteile und gleichzeitig die in Tabelle 2 festgehaltene Zahl der untersuchten Fälle, so erscheint eine statistische Bearbeitung außer bei Rutschungen wohl höchstens noch bei Murgängen sinnvoll. Die bei anderen Massenbewegungen in den folgenden Detailbeschreibungen angeführten Zahlen sind nur als Einzeldaten, keineswegs aber als Richtwerte zu verstehen (Tab. 4).

Bei der Aufnahme der Massenbewegungen, die sehr oft erst einige Zeit nach ihrem Auftreten erfolgte, konnte in etlichen Fällen nicht mehr das genaue Entstehungsdatum in Erfahrung gebracht werden. Infolge anderer Schadensfälle in der näheren Umgebung war jedoch relativ häufig eine einwandfreie Zuordnung zu einem Auslöseereignis (Starkregen, Unwetter etc.) möglich.

5.2. Steinschläge und Blockabstürze

Steinschläge und Blockabstürze zählen in gebirgigen Gegenden, in denen Felswände, Felsstufen frei zutage treten, wohl zu den häufigsten Massenbewegungen. Die Verwitterung arbeitet mit all ihren Möglichkeiten – Frostsprengung, Temperaturverwitterung, chemische Verwitterung, Auswaschung, Wurzelsprengung u.s.w. – ständig an der Lockerung und Zerteilung der Außenhaut des Gebirges und es ist daher meist nur eine Frage der Lage (Exposition) einer Wandstufe und der Verwitterungsresistenz des anstehenden Gebirges, wann und in welchem Ausmaß Gesteinstrümmer ausbrechen und abstürzen (Abb. 3 und 4).

Tabelle 2.
Massenbewegungen in Niederösterreich. Bewegungsformen, Zuordnung zu den geologischen Zonen.
Anzahl der zwischen Juni 1953 und Dezember 1990 aufgetretenen Massenbewegungen: 1138.

	BÖHMISCHE MASSE	MOLASSE/INNERALP TERTIÄR	FLYSCH-ZONE	KLIPPEN-ZONE	KALK-ALPEN	GRAUWACKEN-ZONE	ZENTRAL-ZONE	QUARTÄR	GE-SAMT
Steinschläge	7	---	---	---	6	---	---	1	14
Blockabstürze	7	---	2	---	9	---	1	1	20
Felsstürze	7	---	---	---	4	---	---	1	12
Bergstürze	3	---	---	---	---	---	---	---	3
Niederbrüche	--	1	---	---	2	---	1	1	5
Höhlennachbr.	--	1	---	---	---	---	---	15	16
Felsgleitungen	2	---	4	2	11	---	3	---	22
Rutschungen	14	150	404	183	143	3	55	12	964
Hangkriechen	--	---	1	1	---	---	1	---	3
Schuttkriechen	1	---	---	---	1	---	---	---	2
Bodenfließen	1	5	1	---	1	---	---	---	8
Murgänge	6	3	16	3	41	---	10	---	79
Bergzerreißung /Talzuschub	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Anzahl der Massenbewegungen je geol.Zone	48	160	428	189	218	3	71	31	1148

Besonders gefährdet sind natürlich sogenannte Felstürme (Abb. 5), da hier die Verwitterung von allen Seiten gleichzeitig angreifen kann.

Aus den Berichten der Straßenverwaltung ist bekannt, daß im alpinen Raum jährlich enorme Mengen abgestürzten oder mitunter auch aus Sicherheitgründen künstlich zum Absturz gebrachten Gesteinsmaterials geräumt und abgeführt werden müssen. Laut Mitteilung der Staßenbauabteilung St. Pölten liegt z. B. die jährliche Abräumkubatur im Bereich der Bdstr. 21 zwischen km 56 (Kalte Kuchl) und km 89 (Landesgrenze Steiermark, Terz) bei rund 75 m³, obwohl der Anteil der Felsflächen in den Böschungen nur ca. 10 % beträgt. Im Verlauf der Bdstr. 20 kommt es z. B. zwischen km 42 und km 48 (Türnitzgraben) ebenfalls immer wieder zu Steinschlägen, deren Kubatur bei ca. 30 m³

Tabelle 3.
Geschätztes Verhältnis zwischen tatsächlich eingetretenen und gemeldeten Massenbewegungen.

Bewegungsformen	Geschätzter, prozentueller Anteil der gemeldeten Fälle
Steinschlag	< 3 %
Blockabstürze	3–5 %
Felsstürze	20–30 %
Bergstürze	±70 %
Felsgleitungen	±40 %
Sackungen, Höhlennachbrüche	40–50 %
Rutschungen	60–70 %
Hang- und Schuttkriechen	< 3 %
Schichtfließen, Erdfließen	<20 %
Murgänge	20–30 %

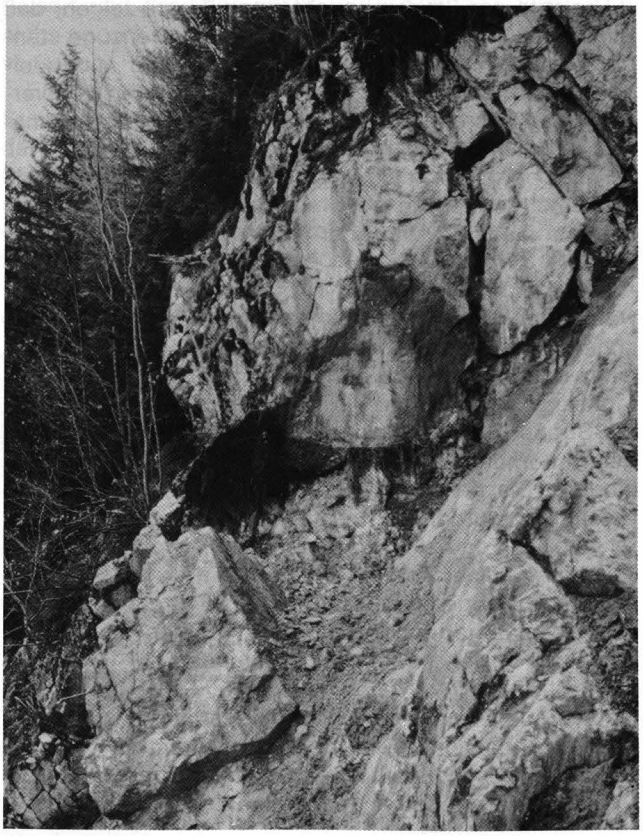
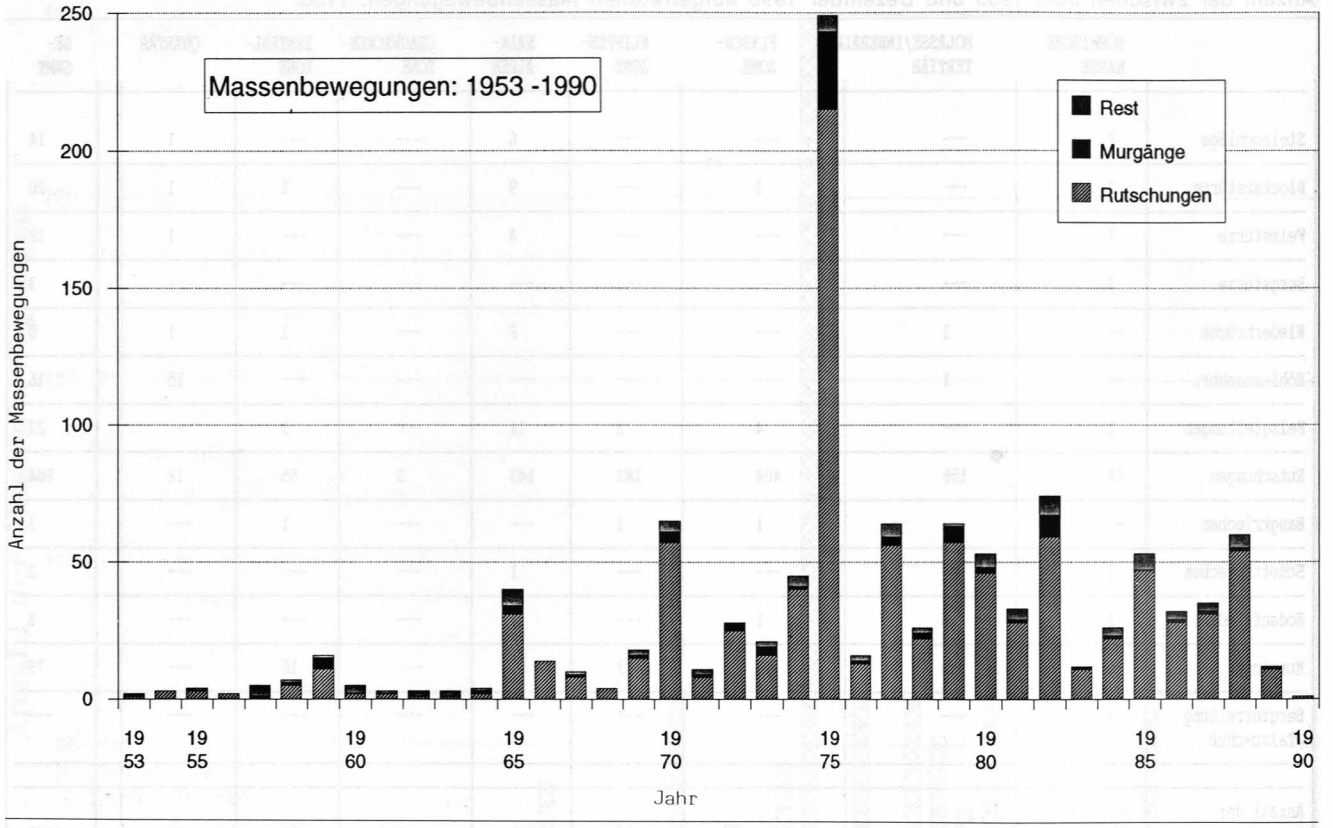


Abb. 3.
Waidhofen a.d. Ybbs, Schnabelbergstraße.
Wandstufe aus Jurakalk.

Tabelle 4.
Mengenmäßiges Verhältnis zwischen Rutschungen, Muren und sonstigen Massenbewegungen in den Jahren 1953–1990.



jährlich liegt. Der Anteil der Felsflächen erreicht hier ca. 70 %.

Berichte der Straßenbauabteilung Krems zeigen, daß auch in der Böhmischen Masse viele Straßenzüge ständig von Steinschlägen, Blockabstürzen und auch kleineren Felsstürzen heimgesucht werden und in den vergangenen Jahren daher Hunderte Tonnen Gesteinsmaterial geräumt werden mußten.

Fälle, bei denen auf Wege und Straßen abstürzende Gesteinstrümmer Menschen oder Fahrzeuge direkt treffen, kommen vor, sind aber glücklicherweise doch sehr selten.

Im Jahre 1987 brachen z. B. am 20. März stromabwärts von der am rechten Donauufer gelegenen Ortschaft Bacharnsdorf zwei mittelgroße Felsblöcke aus einer oberhalb der Bdstr. 33 durchziehenden, aus Paragneisen aufgebauten Wandstufe aus und stürzten auf die Straße (B 33) ab, wobei einer der Blöcke direkt auf der Motorhaube eines gerade vorbeifahrenden PKW's landete. Die beiden Erwachsenen, die die Vordersitze benützten, wurden schwer, zwei Kinder und ihre Mutter, die im Fond des Wagens saßen, leicht verletzt.

Etwas häufiger kommt es durch Auffahren von Fahrzeugen auf abgestürztes und auf der Straße liegendes Gesteinsmaterial zu Unfällen. Am größten ist die Gefahr wohl in den frühen Morgenstunden auf kurvenreichen Straßen.

Auch aus dem Bereich der Bundesbahn sind derartige Unfälle bekannt. 1963 z. B. stürzten im April unweit nördlich der sogenannten Teufelsmauer bei Spitz a. d. Donau aus dem durch den Bahnbau um die Jahrhun-

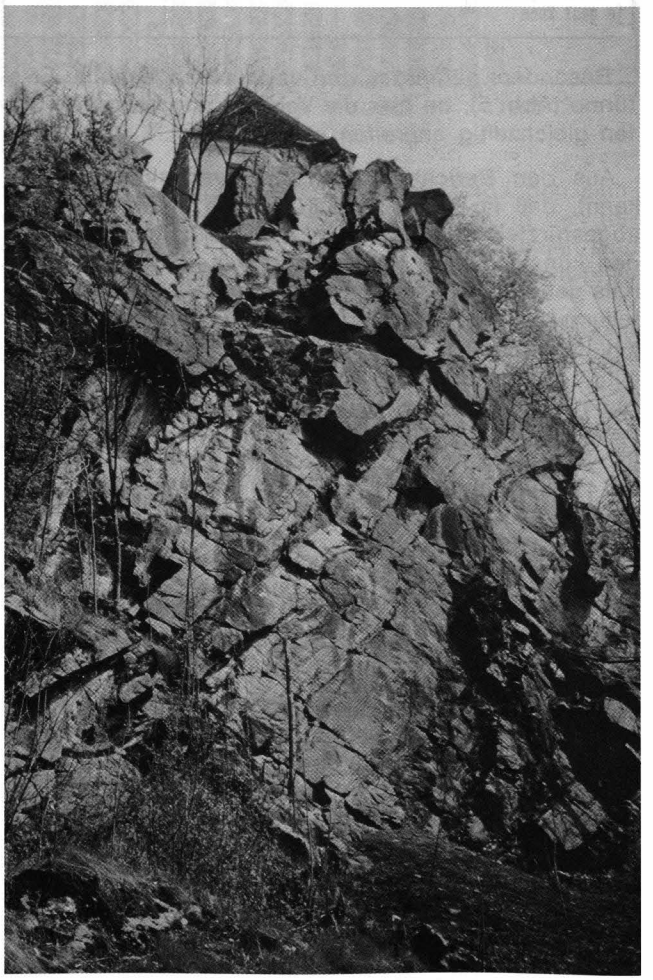


Abb. 4. →
Drosendorf, Schloßfelsen.
Paragneis, Amphibolit.

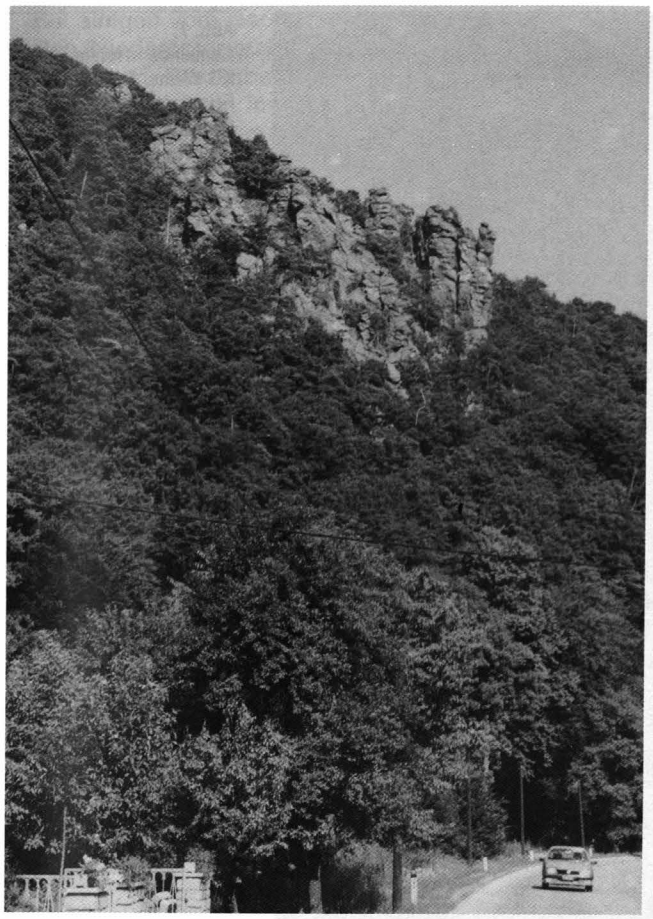


Abb. 5.
Felstürme im Gföhler Gneis, Kremstal.

dertwende unterschnittenen Marmorzug in der Nacht ca. 450 m³ Fels auf die Gleisanlage der Donauuferbahn und blockierten die Strecke (Abb. 6). Der erste in den Morgenstunden kommende Personenzug fuhr trotz Sofortbremsung auf die Felstrümmer auf. Ein oder zwei Personen kamen durch den plötzlichen Stopp zu Fall und trugen leichte Verletzungen davon. Die Ursache des kleinen Felssturzes war zweifellos eine Auflockerung des Gesteinsverbandes entlang einer oder mehrerer steil gegen die Gleisanlage einfallender Bankungsfugen des Marmors durch Verwitterung. Nach dem Zeitpunkt zu schließen, werden wahrscheinlich vor allem Frostsprengungen in den vergangenen Wintermonaten die entscheidende Auflockerung bewirkt haben.

Daß Steinschläge und Blockabstürze auf Straßen und Bahnstrecken trotz ihrer Häufigkeit doch eher selten zu Unfällen führen, ist wohl auf den laufenden Einsatz, die profunde Ortskenntnis und die große Erfahrung von Straßen- und Bahnpersonal zurückzuführen.

Aus den bei der Bearbeitung erfaßten Angaben über die jahreszeitliche Verteilung von Steinschlag und Blockabstürzen ist zu sehen, daß, wie zu erwarten, die meisten Fälle in den Monaten Februar, März, April, also im Frühjahr im Anschluß an die Frostperiode auftreten. Für eine exakte Beurteilung der Zeitfrage ist jedoch die Anzahl der vorliegenden Daten viel zu gering. Dem Geologischen Dienst wurden praktisch nur Fälle gemeldet, bei denen Häuser oder Gärten und damit auch Menschen direkt bedroht waren. Die zahlreichen Nachbrüche auf Straßen und Wegen konnten hingegen nur zu einem ganz geringen Teil untersucht und registriert werden.

Erfahrungen bei den umfangreichen Straßenbauten in den letzten Jahrzehnten haben gezeigt, daß Anschnittswände in den meisten Festgesteinen bei überlegtem, fachgerechtem Abbau (Berücksichtigung des Trennflächengefüges des Gebirges, schonende Sprengweise, speziell im Nahbereich der zukünftigen Wand, gründliche Abräumung aller gelockerten Felspartien u. s. w.) wohl in den ersten ein bis zwei Jahren eine gewisse, mitunter sogar etwas erhöhte Steinschlagneigung aufweisen, dann jedoch für einen längeren Zeitraum relativ steinschlagsicher sind.

Hinweise über die Dauer dieser „Ruheperioden", die natürlich in hohem Maße von den Eigenschaften der Felsart und der Lage der Wand abhängen, lassen sich nicht geben, da keine entsprechenden Aufzeichnungen vorliegen.

Eine akutere Bedrohung für den Menschen stellen Steinschläge und Blockabstürze im verbauten Gebiet dar. Im Ortsgebiet von Krems a. d. Donau treten z. B. Steinschläge relativ häufig auf, da die Stadt zum Teil direkt in bzw. an den das Donautal im N begrenzenden Bergrücken (Kreuzberg, Wachtberg) gebaut wurde. Viele der alten Häuser stehen daher direkt unter oder vor Felswänden. Ob diese Wände natürlich entstanden oder erst durch den Menschen geschaffen wurden, ist

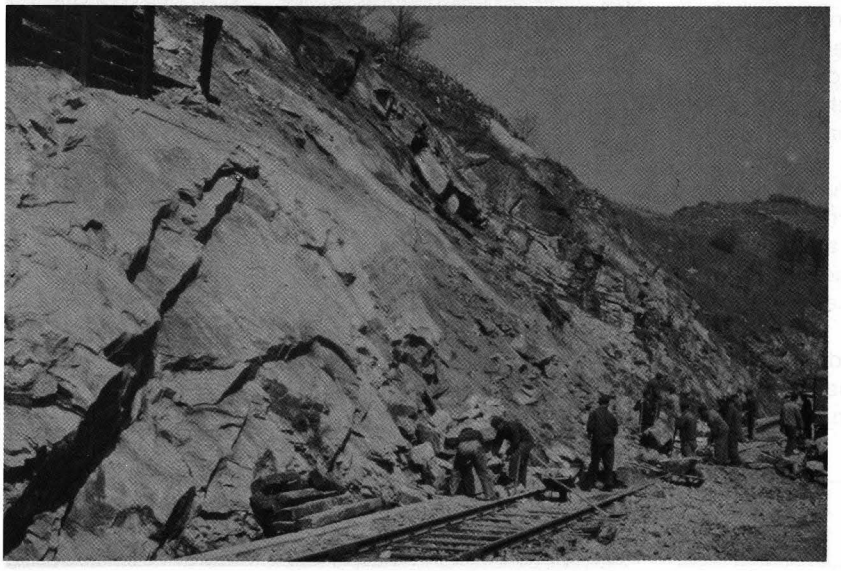


Abb. 6.
Blockabstürze bei Spitz a.d. Donau, 1963.

Abb. 7.
Gemeinde Hofamt Priel, KG Weins, Felssturz 1960. Felssturzhalde auf der Landesstraße 7275.

in diesem Zusammenhang egal, da bei dem Alter der Verbauung heute die Verwitterung der Gesteine auf alle Fälle so weit fortgeschritten ist, daß eine entsprechende Steinschlagneigung besteht. Eine Sanierung der Wände zur Absicherung der Häuser und Hofräume ist relativ schwierig und kostspielig (Spezialfirmen). In den meisten Fällen begnügt man sich daher mit der Reparatur beschädigter Dachflächen und der Absperrung der wandseitigen Hofbereiche. Da Absperrmaßnahmen über längere Zeiträume aber kaum wirksam bleiben, ist in manchen Fällen zweifellos eine Gefährdung der Bewohner, vor allem natürlich der Kinder, gegeben. In Zukunft sollte man daher streng darauf achten, daß in solchen Gebieten keine Bauführungen mehr im direkten Wandbereich erfolgen, sondern immer ein ausreichender Sicherheitsabstand eingehalten wird. Eine gewisse Verminderung des Abstandes kann durch Errichtung von Schutzwällen oder Schutzwänden ermöglicht werden. Reicht auch hierfür der Platz nicht aus, so ist es mitunter sinnvoller, wenn man das Gebäude, so es Höhe und Standsicherheit der Felsstufe erlauben, mit steinschlagsicher gestalteter Dachfläche direkt an die Wand anbaut. Gestattet es die Form der Felsstufe, kann auch die Anbringung eines sogenannten Steinschlag-Gitters einen guten Schutz geben.

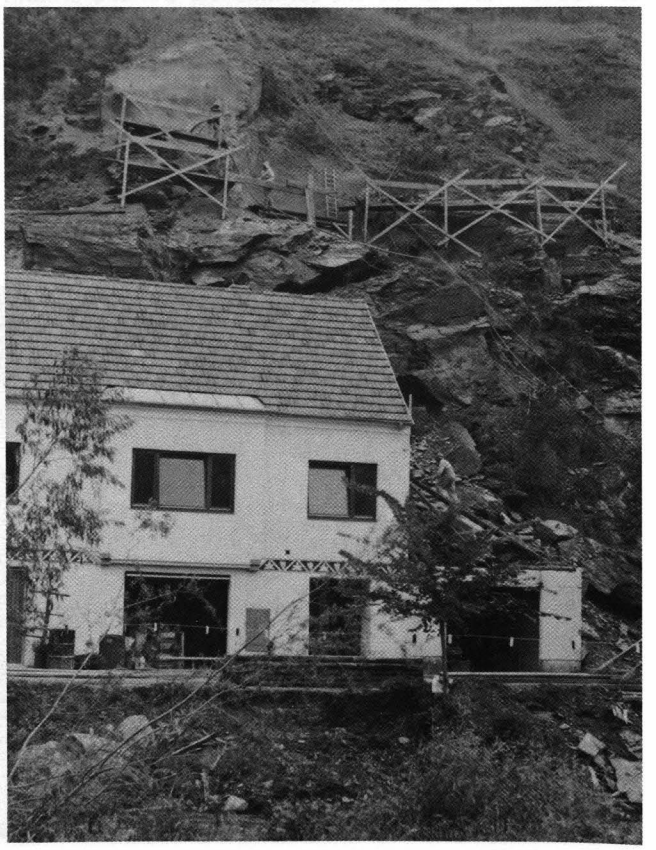


Abb. 8. →
Felssturz Ufergasse in Krems a. d. Donau, Juli 1975. Abräum- und Sanierungsarbeiten.

Bei einigen vom Geologischen Dienst in anderen Gebieten Niederösterreichs untersuchten Fällen handelte es sich um Blockabstürze aus kleinen, relativ hoch über dem Talboden im Waldgebiet liegenden Felswänden. Da die Wände durch den Baumbestand der Sicht entzogen waren, hat sich die Auflockerung des Gesteinsverbandes völlig unbemerkt vollzogen. Der plötzliche Absturz einiger Blöcke auf Häuser und Gärten am Hangfuß, ausgelöst durch Unwetter oder Starkniederschläge, kam daher völlig überraschend.

Bei der Untersuchung der Schadensfälle zeigte es sich, daß der Absturz der Blöcke in großen, oft 30 bis 40 m weiten Sprüngen erfolgte, wobei die Absturzbahn vorwiegend durch den Baumbestand bestimmt wurde.

Viele der kleineren bis mittelgroßen Blöcke wurden durch den Wald aufgehalten (Schutzfunktion des Waldes). Große Blöcke bahnten sich allerdings manchmal auch bei dichtem Baumbestand ihren Weg, indem sie Stämme abschlugen oder zersplitterten. Menschen, die ihre Häuser am Fuße solcher Hänge errichtet haben, wären daher gut beraten, wenn sie die Wandstufen von Zeit zu Zeit besichtigen und – falls erforderlich – zeitgerecht abräumen oder absichern ließen. Die häufig vorgeschlagene Errichtung sogenannter Bohlenwände bietet bei steilen Hängen infolge des schon erwähnten Springens der Blöcke oft keinen sicheren Schutz. Ist eine Abräumung der gelockerten Felspartien nicht möglich, sollten in diesen Fällen unbedingt Nagelungen vorgenommen und Schutzgitter angebracht werden.

5.3. Felsstürze, Bergstürze

Wie bei Steinschlägen und Blockabstürzen konnte auch bei den größeren Gesteinsnachbrüchen nur ein Teil der im beobachteten Zeitraum tatsächlich aufgetretenen Fälle untersucht werden. Felsstürze in unbewohnten Gebieten, die weder Menschen noch Gebäude direkt bedrohten, wurden von der Bevölkerung kaum beachtet und daher auch nicht gemeldet. Massenbewegungen, die im Zuge größerer Bauvorhaben, z. B. Straßenbauten, auftraten, wurden von den befaßten Baufirmen rasch saniert. Nur in Fällen, in denen es zu einer Bedrohung oder Beschädigung von Häusern, Straßen, Wegen etc. kam und daher mehr oder weniger schwierige und teure Sanierungs- und Sicherungsmaßnahmen notwendig waren, wurde der Geologische Dienst eingeschaltet.

Nach der Kubatur der in Bewegung geratenen Felsmasse unterteilt, handelte es sich um 12 Fels- und 3 Bergstürze.

Von den 12 Felsstürzen bedrohten oder beschädigten 10 Straßen (Abb. 7), Wege oder Gleisanlagen der ÖBB. Nur 2 mal wurden Häuser getroffen (Abb. 8).

Fast bei allen Felsstürzen lagerten die bewegten, zerklüfteten und durch Verwitterung bereits stark aufgelockerten Gesteinsmassen auf deutlich ausgeprägten, talwärts fallenden Kluft- oder Schichtflächen. Der Bewegungsvorgang umfaßte also eine Gleit- und eine Sturzphase.

Als natürliche Ursachen waren bei den meisten Abstürzen Kluftwasserdruck und zum Teil auch Frostsprengungen zu erkennen. Bei mehr als der Hälfte aller Fälle wurden die Bewegungen eindeutig durch Hangfußanschnitte im Zuge von Baumaßnahmen verschuldet bzw. mitverschuldet.

Die auslösenden Momente konnten sehr oft nicht mehr genau festgestellt werden. Nur bei 8 Felsstürzen hat nachweisbar ein überstarker Wasserzufluß nach Starkregen bzw. Schneeschmelze die Bewegung ausgelöst.

Von den drei untersuchten Bergstürzen war eindeutig der im Marmorsteinbruch bei Spitz a. d. Donau am eindrucksvollsten (Abb. 9).

Der Steinbruch liegt am westlichen (linken) Donauufer, ca. 1 km südlich des Ortsgebietes von Spitz. Ursprünglich wohl zur Steingewinnung beim Bau der Donauuferbahn eröffnet, wurde das Gestein später überörtlich für den Straßen- und Wasserbau verwendet. Durch den regen Abbau war bis zum Jahre 1961 eine 180 m lange, etwa 60 bis 70 m hohe, mit 50° bis 60° geneigte Abbauwand parallel zur Gleisanlage der ÖBB entstanden. Der Abbau erfolgte in den Fünfzigerjahren etagenweise mittels Kopflöchern von ca. 6 m Länge.

Der anstehende silikatreiche Hinterhauser Marmor, der üblicherweise auch als Wachauer oder Spitzer Marmor bezeichnet wird, streicht SSW gegen NNE, zeigt eine deutliche Bankung und fällt mit 35° bis 40° E bis ESE, also gegen die Donau und damit auch gegen Bahn und Straße ein.

Abb. 9.
Spitz a.d. Donau, Bergsturz im Marmorsteinbruch, 1961.

Abb. 10.
Steinbruch Spitz, teilweise geglättete Schicht- und Bankungsfugen.

Abb. 11.
Steinbruch Spitz, teilweise geglättete Schicht- und Bankungsfugen.

Die Stärke der Gesteinsbänke schwankt meist zwischen 0,5 und 1,5 m, erreicht aber stellenweise auch Werte von 4 bis 6 m. Die Klüftung zeigt 3 deutlich ausgebildete, steil bis saiger stehende Scharen, die das Gestein gemeinsam mit den Bankungsfugen in zum Teil beachtlich große Kluftkörper zerteilen. Etliche der Bankungsfugen sind als geglättete, leicht wellige Harnischflächen ausgebildet (Abb. 10 und 11).

Durch den Gesteinsabbau, der von der Bahnstrecke gegen W bis WNW vorangetrieben wurde, hat man über eine Strecke von ca. 200 m den natürlichen Fuß der Marmorbänke immer stärker unterschnitten und damit gegen eine der Grundregeln der Abbautechnik, nämlich einen geschichteten Gesteinskörper niemals von der Seite des Einfallens her anzuschneiden, verstoßen.

Abb. 12.
Steinbruch Spitz, Bergsturzhalde auf der ehemaligen Bruchsohle.
Blick von Süden.

Abb. 13.
Steinbruch Spitz, Fuß der Bergsturzhalde, teilweise zerstörte Aufbereitungsanlage, Schienenstrang der ÖBB.

Abb. 14.
Steinbruch Spitz, Fuß der Bergsturzhalde, teilweise zerstörte Aufbereitungsanlage, Schienenstrang der ÖBB.

Laut Schilderung des damaligen Besitzers des Steinbruches lösten sich am Sonntag, den 12. März 1961 um 7^h früh, nach einer ganz kurzen, schwachen, nur örtlich spürbaren Erschütterung plötzlich große Felsblöcke aus den obersten Partien der Bruchwand, stürzten unter lautem Getöse auf die Bruchsohle ab und verschütteten diese mit Ausnahme ihres nördlichen Teiles bis fast zum Damm der Donauuferbahn (Abb. 12, 13 und 14). Brecheranlage, Sortierung, Werkstätte sowie das Wohn- und Bürogebäude wurden schwer beschädigt. Der Besitzer flüchtete mit seiner Familie aus den im Stock gelegenen Schlafräumen über den Balkon ins Freie.

Durch den Gesteinsabsturz entstand oberhalb der Bruchwand eine annähernd dreieckige Ausbruchsnische mit einer Grundlinie von etwa 120 m und einer Höhe von 110 m (Abb. 15).

Da die erfaßte Gesteinsschichte eine Mächtigkeit von ±10 m aufwies, betrug das Volumen der in Bewegung geratenen Gesteinsmassen ungefähr 70.000 m^3 (Abb. 16).

Wie auf der am 15. März 1961 gemachten Aufnahme (Abb. 17) zu sehen ist, stürzten hievon ca. 2/3 über die Bruchwand ab, während der Rest der Gesteinsblöcke nach einer kurzen Gleitbewegung in verschiedenen Mulden der Bewegungsfläche liegen blieb.

Wertet man die Ergebnisse der geologischen Untersuchung aus, so zeigt sich, daß als geologische Voraussetzung vor allem die gegen E einfallende Bankung des Gesteins, die Einschaltung von Harnischflächen, die ausgeprägte Zerklüftung und die tiefreichende Auflockerung des Gesteinsverbandes durch die Verwitterung anzuführen sind.

Als Hauptursache ist eindeutig das Unterschneiden des Hanges, also die Wegnahme des Fußes der Gesteinslagen im Zuge des Abbaues, anzusehen.

Fördernd hat sich natürlich auch die Auflockerung des Gesteinsverbandes im bruchnahen Bereich durch die Gewinnungssprengungen ausgewirkt.

Ein typisches auslösendes Moment konnte trotz genauer Untersuchung nicht festgestellt werden. Die letzten Wandsprengungen fanden im Herbst 1960, also 5 bis 6 Monate früher statt. Nach Auskunft der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik wurden in der Zeit vor dem Bergsturz keine Beben im fraglichen Gebiet registriert. Laut Aufzeichnung der Wetterstation Spitz gab es in den Wochen vorher nur sehr geringe Niederschläge, und die Temperatur sank nur in einigen Nächten auf −1° bis −2° ab. Man muß daher annehmen, daß sich die obersten Gesteinsbänke in Nähe der Bruchwand infolge Unterschneidung und Auflockerung durch Sprengungen und Frost bereits seit längerer Zeit in einem labilen Gleichgewichtszustand befanden und daher das durch die langsame Erwärmung anfangs März bedingte Abtauen der Eisbildungen in den rand-

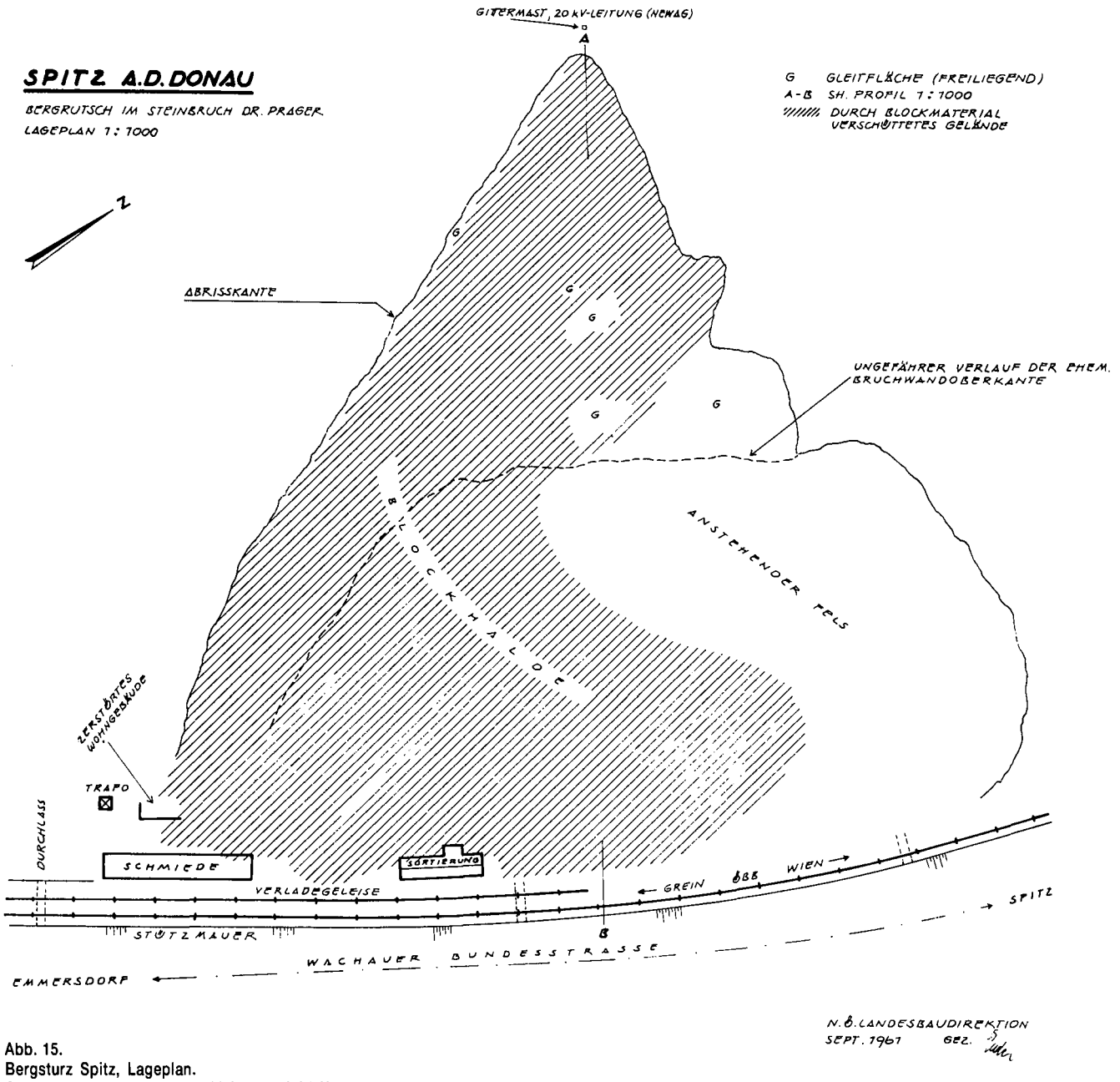


Abb. 15.
Bergsturz Spitz, Lageplan.
Originalmaßstab 1 : 1000, verkleinert auf 64 %.

nahen Gesteinspartien ausreichte, um die Bewegung auszulösen.

Wie bei den meisten Felsstürzen setzt sich auch im Falle Spitz die Bewegung ganz deutlich aus einem Gleit- und einem Sturzvorgang zusammen.

*

Ein wesentlich größerer Bergsturz ist bereits im März 1958 nahe Langenlois, ebenfalls in einem Steinbruch abgegangen. Hier kam es zum Absturz von ca. 150.000 m³ Gneis. Für die Auslösung der Bewegung dürfte vor allem der im Zuge der Schneeschmelze auftretende Kluftwasserdruck in dem durch Verwitterung und Sprengerschütterung aufgelockerten Gebirge verantwortlich sein.

Ein weiterer Bergsturz ereignete sich im Juni 1985 in der Katastralgemeinde Weins, nahe der Einmündung des Yspertales in das Donautal, wobei ca. 20.000 m³ Gneis auf die am Hangfuß verlaufende Landesstraße 7275 abstürzten (Abb. 18, 19 und 20).

Bereits 1960 und 1984 waren an dieser Stelle Felsstürze (2.500 bzw. 1.400 m³) aufgetreten, die bauliche Sicherheitsmaßnahmen erforderlich machten.

Eine wesentliche Ursache für diese Gesteinsnachbrüche war zweifellos der Felsabtrag im Zuge des Straßenbaues. Die Untersuchung des aus Paragneis aufgebauten Bergrückens zeigte aber, daß das Gestein durchwegs, selbst in der Kammzone, stark gelockert und aufgerissen ist. Da diese intensive Zerteilung keinesfalls auf die Sprengungen beim Straßenbau im Hangfußbereich zurückzuführen ist, muß man tektonische Vorgänge dafür verantwortlich machen (Bruchtektonik, TOLLMANN, 1977). Auslösende Ereignisse waren bei allen 3 Nachbrüchen besonders intensive Niederschläge (Kluftwasserdruck, Gewichtserhöhung, Reibungsverminderung etc.).

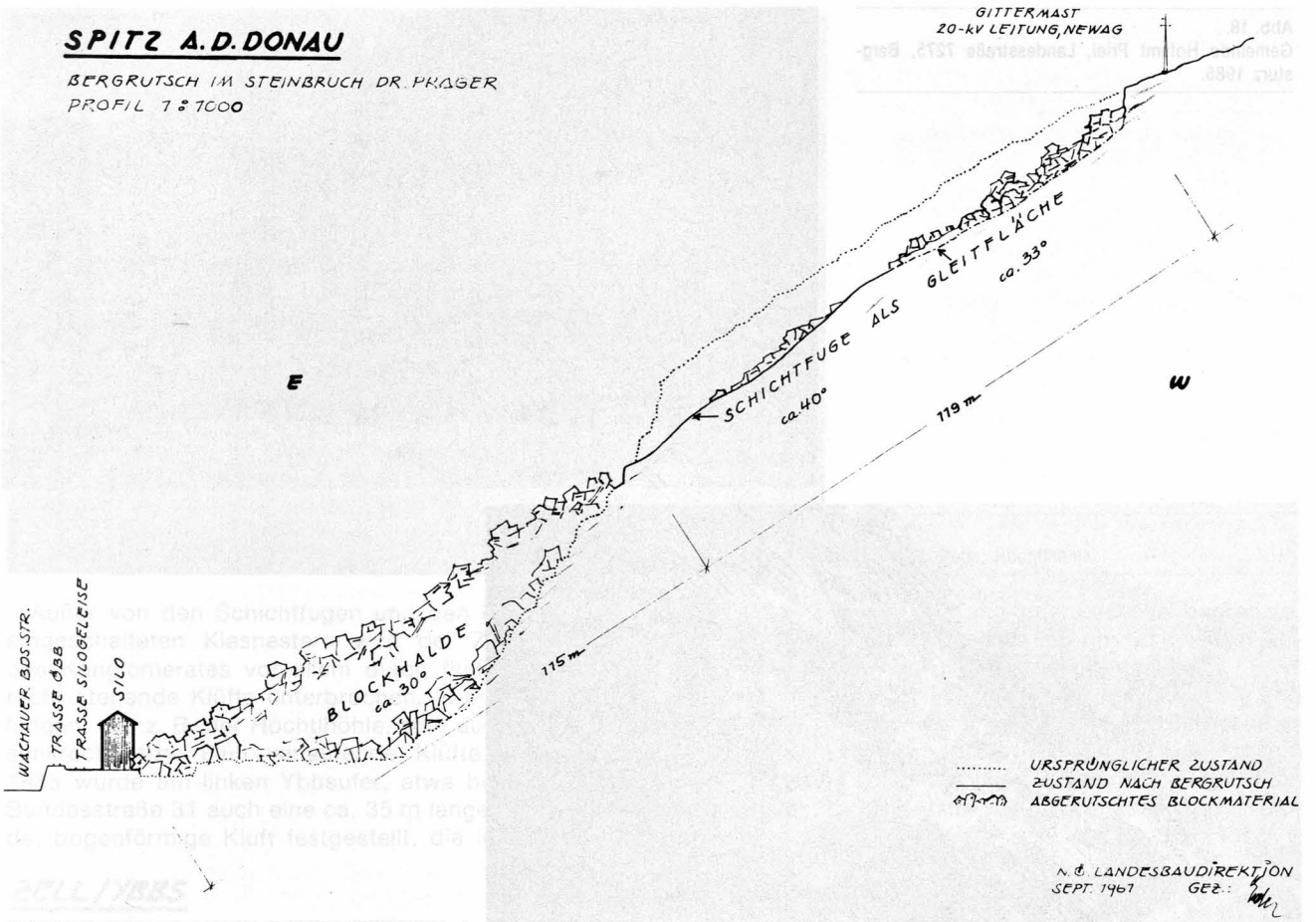


Abb. 16.
Bergsturz Spitz, Profil.
Originalmaßstab 1 : 1000, verkleinert auf 68 %.

5.4. Niederbrüche

Rechnet man zu dieser Gruppe von Massenbewegungen, wie in Abschnitt 2 vorgeschlagen, Nachbrüche in Höhlen und sogenannte Erdfälle (Einbrüche des Geländes über durch Salz- oder Gipsauslaugung erzeugten Hohlräumen [REUTER et al., 1988]), so wurden vom Geologischen Dienst 20 Fälle bearbeitet.

Der größte Teil betrifft Höhlungen, die in den von verkitteten Terrassenschottern (Nagelfluh) aufgebauten Uferböschungen von Ybbs und Erlauf ausgebildet sind. Wenn sich auch keine vollkommenen Verbrüche ereigneten, so ist es doch immer wieder zu Blockabstürzen aus den Randzonen der Höhlen, zu Rißbildungen und begrenzten Nachbrüchen aus den Höhlendecken gekommen.

Besonders viele Meldungen betrafen das Gebiet von Waidhofen und Zell an der Ybbs. Die Ursachen hierfür sind sowohl die große Anzahl der Höhlungen in den

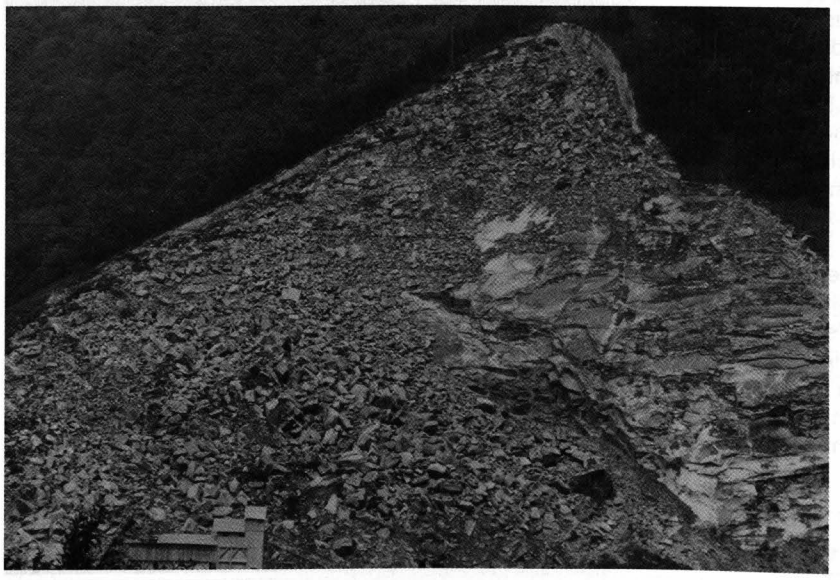


Abb. 17.
Bergsturz Spitz, Schutthalde.

Abb. 18.
Gemeinde Hofamt Priel, Landesstraße 7275, Bergsturz 1985.

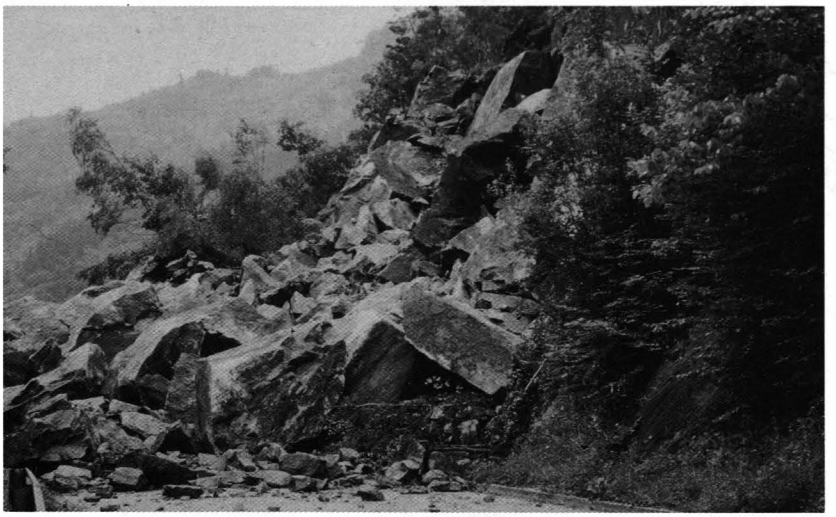


Abb. 19.
Gemeinde Hofamt Priel, Landesstraße 7275, Bergsturz 1985.

Konglomeratwänden zu beiden Seiten der Ybbs wie auch die Tatsache, daß die Uferzonen weitgehend in die Verbauung integriert sind. Jede Rißbildung, jeder Materialabbruch kann in diesem Gebiet auch eine Gefahr für ein direkt oder seitlich über der Höhle befindliches Gebäude bedeuten.

Im Jahre 1980 wurde über Auftrag der Bundesstraßenverwaltung der größte Teil der unter Niveau des Hundertjährigen Hochwassers gelegenen Höhlen voll mit Beton verfüllt. Dennoch ergab eine von der Stadtgemeinde Waidhofen und dem Geologischen Dienst 1985 durchgeführte Erhebung oberhalb des Hochwasserniveaus noch immer über 70 Halbhöhlen und Höhlen, deren Rauminhalt zwischen 10 und 1500 m^3 liegt.

Eine der größten Höhlen ist die in Zell befindliche sogenannte Höchtlhöhle (Abb. 21). Sie weist eine Tiefe von ca. 26 m und eine Länge, parallel zum Fluß gemessen, von rund 29 m auf und wird von der Landesstraße 6189 überquert (Abb. 22 und 23).

Die Lagerung des Konglomerates ist generell söhlig, wobei Korngröße und Kornbindung der einzelnen Bänke zum Teil starke Unterschiede aufweisen. Dementsprechend ist natürlich auch die Festigkeit großen Schwankungen unterworfen. Messungen an Bohrkernen aus dem Bereich Waidhofen ergaben Druckfestigkeiten zwischen 224 N/cm^2 und 936 N/cm^2 (Gutachten Dipl.Ing. G. PÜCHL, 1988).

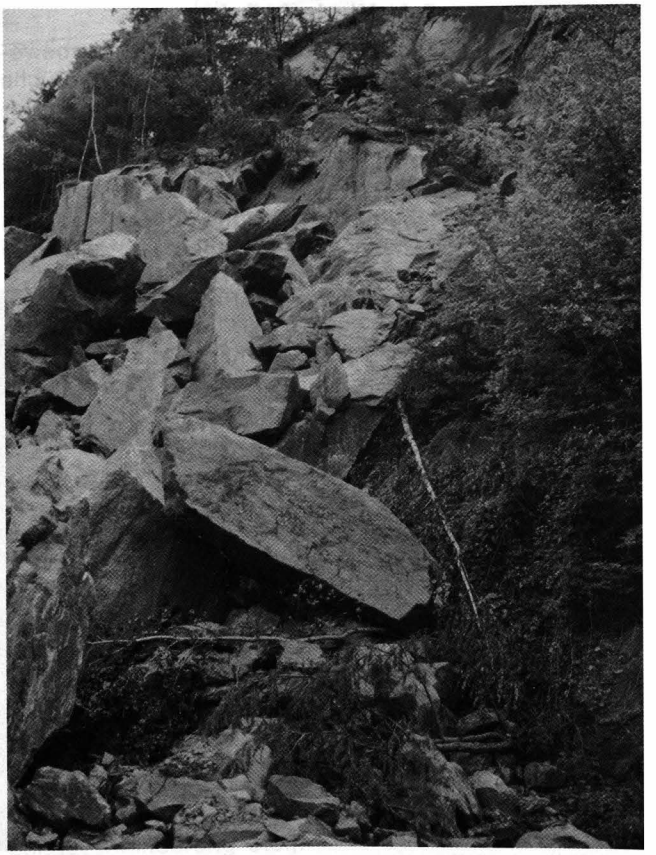


Abb. 20. →
Gemeinde Hofamt Priel, Landesstraße 7275, Bergsturz 1985.

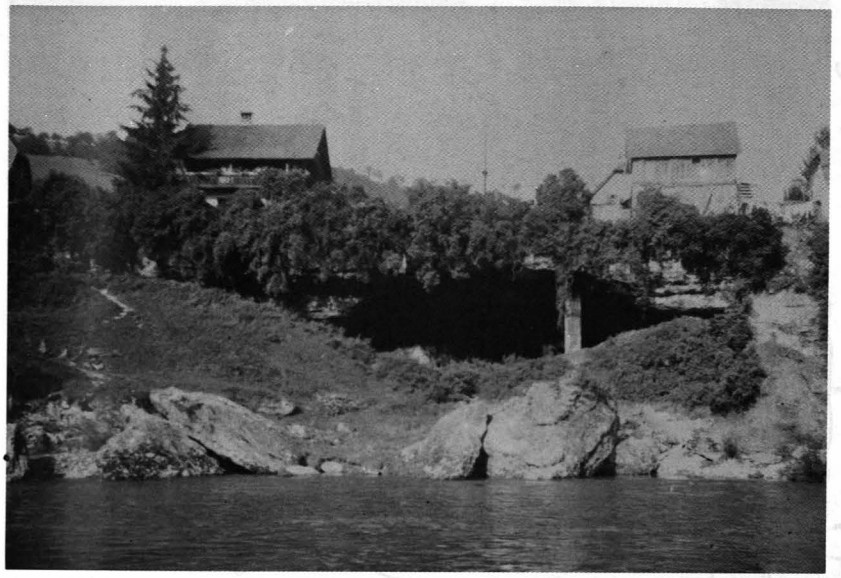


Abb. 21.
Zell a.d. Ybbs, Höchtlhöhle.

Außer von den Schichtfugen und den immer wieder eingeschalteten Kiesnestern wird der Zusammenhalt des Konglomerates vor allem durch flußparallele, lotrecht stehende Klüfte unterbrochen. In einzelnen Höhlungen, wie z. B. der Höchtlhöhle, sind auch schräg bis senkrecht zum Fluß verlaufende Klüfte ausgebildet. 1985 wurde am linken Ybbsufer, etwa bei km 1,9 der Bundesstraße 31 auch eine ca. 35 m lange, steilstehende, bogenförmige Kluft festgestellt, die in Bogenmitte eine 4 bis 5 m starke Konglomeratscholle begrenzte, die sich bereits etwas gesetzt und um 60 cm vom Anstehenden gegen den Fluß verschoben hatte.

Die Entstehung der Höhlen ist auf physikalische und chemische Verwitterung (Frostsprengung, Bindemittellösung durch zufließende Bergwässer) und die Erosion des Flusses zurückzuführen, wobei natürlich die Schwachstellen im Gestein wie Kiesnester, Lagen mit geringer Kornbindung, Klüfte usw. die bevorzugten An-

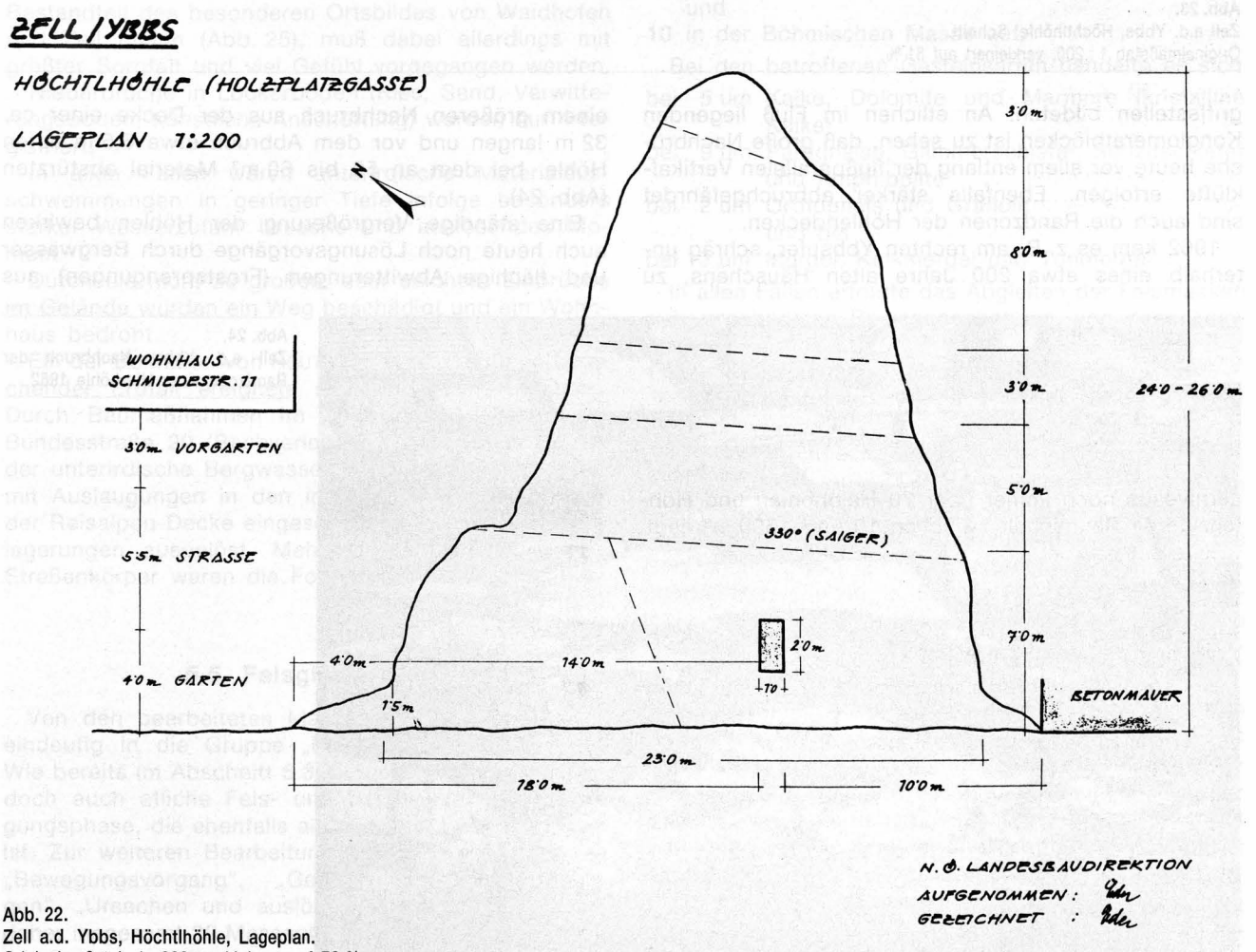


Abb. 22.
Zell a.d. Ybbs, Höchtlhöhle, Lageplan.
Originalmaßstab 1 : 200, verkleinert auf 76 %.

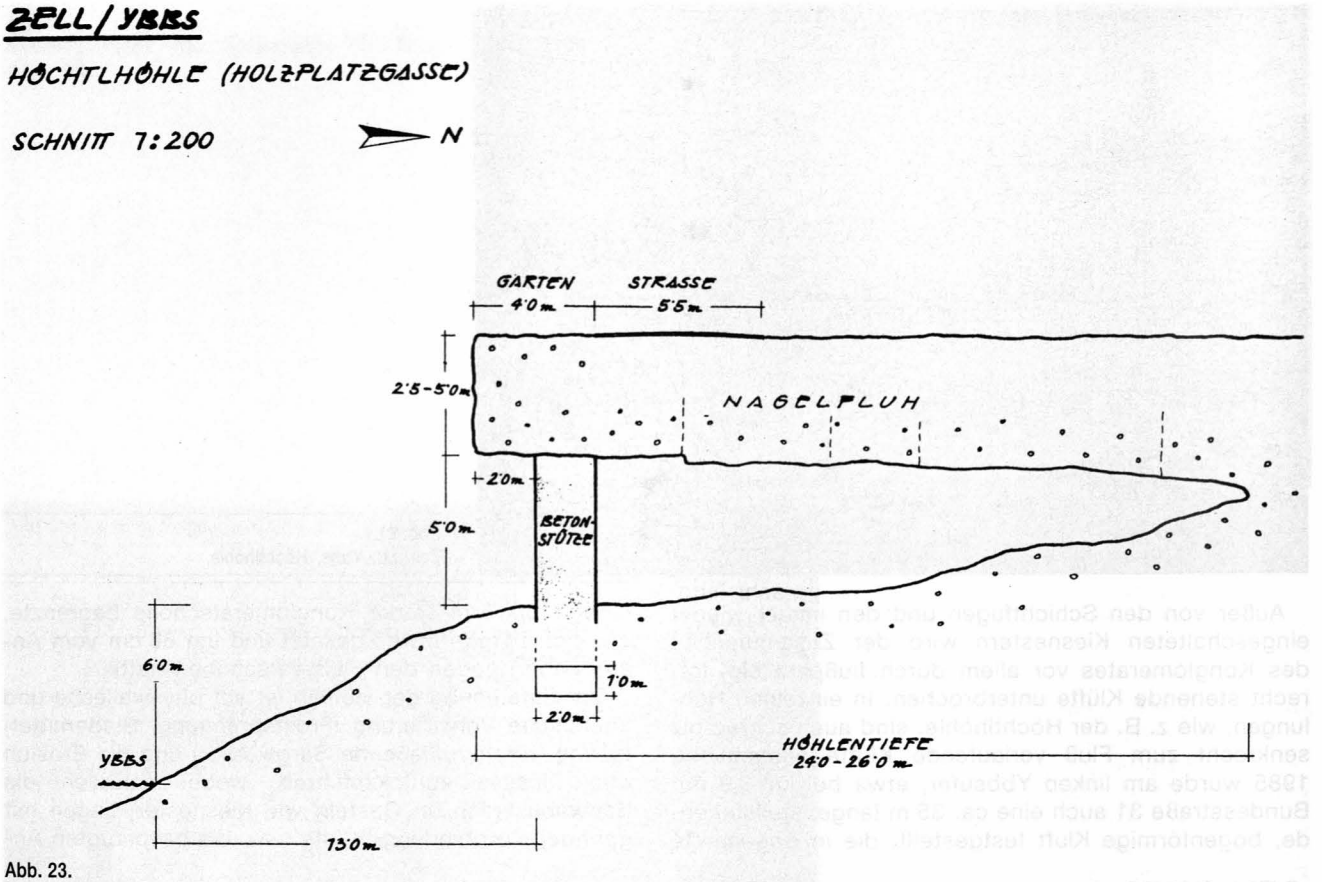


Abb. 23.
Zell a.d. Ybbs, Höchtlhöhle, Schnitt.
Originalmaßstab 1 : 200, verkleinert auf 81 %.

griffsstellen bildeten. An etlichen im Fluß liegenden Konglomeratblöcken ist zu sehen, daß große Nachbrüche heute vor allem entlang der flußparallelen Vertikalklüfte erfolgen. Ebenfalls stärker abbruchgefährdet sind auch die Randzonen der Höhlendecken.

1962 kam es z. B. am rechten Ybbsufer, schräg unterhalb eines etwa 200 Jahre alten Häuschens, zu einem größeren Nachbruch aus der Decke einer ca. 32 m langen und vor dem Abbruch etwa 6,5 m tiefen Höhle, bei dem an 50 bis 60 m³ Material abstürzten (Abb. 24).

Eine ständige Vergrößerung der Höhlen bewirken auch heute noch Lösungsvorgänge durch Bergwässer und flächige Abwitterungen (Frostsprengungen) aus

Abb. 24.
Zell a.d. Ybbs, Nachbruch der Randzone einer Uferhöhle 1962.

Abb. 25.
Zell a.d. Ybbs, Höhlenbildung im rechten Ybbsufer.

den Höhlendecken. Obwohl diese Vorgänge sehr langsam vor sich gehen, bewirken sie doch eine laufende Verminderung der Standsicherheit der Höhlen und damit auch eine ständige Erhöhung der Bedrohung darüber gelegener Häuser und Wege.

Eine generelle Sanierung der großen überbauten Hohlräume durch Einbau von Stützpfeilern, Stützscheiben, Torkretierung der Decken etc., wie sie die Stadtgemeinde vor einiger Zeit begonnen hat, ist daher richtig und notwendig. Da die Höhlen einen wesentlichen Bestandteil des besonderen Ortsbildes von Waidhofen und Zell bilden (Abb. 25), muß dabei allerdings mit größter Sorgfalt und viel Gefühl vorgegangen werden.

Niederbrüche in Lockerböden (Kies, Sand, Verwitterungsboden, künstliche Anschüttung) wurden nur 4 registriert.

In allen Fällen waren unterirdische Materialausschwemmungen in geringer Tiefe infolge besonders starker Wasserzufuhr Ursache und auslösendes Moment.

Durch die nicht zu großen, eher seichten Einbrüche im Gelände wurden ein Weg beschädigt und ein Wohnhaus bedroht.

Ein der Definition von REUTER F. et al. (1980) entsprechender Erdfall ereignete sich im Raum Annaberg. Durch Baumaßnahmen im Zuge des Ausbaues der Bundesstraße 20 (Bachverlegung, Brückenbau) wurde der unterirdische Bergwasserabfluß verändert und damit Auslaugungen in den in den Werfener Schichten der Reisalpen-Decke eingeschalteten Gips-Anhydritablagerungen ausgelöst. Mehrmalige Einsenkungen im Straßenkörper waren die Folge.

5.5. Felsgleitungen

Von den bearbeiteten Massenbewegungen sind 22 eindeutig in die Gruppe „Felsgleitung" einzuordnen. Wie bereits im Abschnitt 5.3. aufgezeigt, beinhalten jedoch auch etliche Fels- und Bergstürze eine Bewegungsphase, die ebenfalls als Gleitung zu klassifizieren ist. Zur weiteren Bearbeitung vor allem der Bereiche „Bewegungsvorgang", „Geologische Voraussetzungen", „Ursachen und auslösende Ereignisse" können daher insgesamt 29 Massenbewegungen herangezogen werden.

Felsgleitungen	22
Felsstürze mit erkennbarer Gleitphase	5
Bergstürze mit erkennbarer Gleitphase	2
Summe	**29**

Von diesen 29 Gleitungen traten
12 in den Kalkalpen
4 in der Flysch- und Klippenzone
3 in der Zentralzone
und
10 in der Böhmischen Masse auf.

Bei den betroffenen Gesteinsarten handelte es sich
bei 5 um Kalke, Dolomite und Marmore (kristalline Kalke)
bei 9 um Paragneise, Glimmerschiefer, Serizitschiefer und Amphibolite
bei 2 um Orthogneis und Granulit
und bei
bei 13 um Mergel, Kalkmergel und Tonmergel.

In allen Fällen erfolgte das Abgleiten der Felsmassen auf vorgebildeten Bewegungsbahnen, von denen eindeutig
11 als Schicht- bzw. Schieferungsflächen
5 als Kluftflächen
und
5 als Harnischflächen identifiziert werden konnten.

Bei 20 Bewegungsbahnen handelte es sich um durchgehende, hangauswärts gerichtete Flächen.

Als weitere geologische Voraussetzung ist, wie die Untersuchung der an die Ausbruchsnische anschließenden Bereiche zeigte, in allen Fällen eine starke Auflockerung der Gesteinspartien oberhalb der Gleitfläche anzunehmen, die ein rasches Eindringen von Niederschlagswässern ermöglichte (natürliche Ursache).

Als wesentlichste Voraussetzung für das Auftreten der Gleitungen war allerdings in 21 der 29 Fälle ein künstlicher Materialabtrag im Hangfußbereich festzustellen. 4 mal handelte es sich dabei um Materialgewinnung in Steinbrüchen, 3 mal um Anschnitte bei der Errichtung von Hochbauten und 14 mal um Materialabbau im Zuge von Verkehrswegebauten.

Die Auslösung der Massenbewegungen erfolgte laut Mitteilungen der Bevölkerung in 15 Fällen eindeutig durch starke Vernässung im Gefolge von Starknieder-

schlägen, Unwettern und Schneeschmelze. Nur 6 Gleitungen wurden durch die Abtragungsarbeiten im Hangfußbereich direkt in Gang gebracht. In den übrigen Fällen konnte das auslösende Moment nicht mehr einwandfrei festgestellt werden.

Bei 17 Gleitungen kam es zur Beschädigung von Verkehrswegen (Straßen, Wege, Gleisanlagen der ÖBB), während Hochbauten nur in 3 Fällen in Mitleidenschaft gezogen wurden.

Versucht man nun aus obigen Daten die typischsten, am öftesten erkennbaren Merkmale der Felsgleitungen zu erfassen, so ergibt sich folgendes Bild:

Felsgleitungen treten am häufigsten in Gesteinszügen auf, die hangauswärts fallende Trennfugen (Schicht-, Schieferungs-, Kluft-, Harnischflächen, Gesteinsgrenzen etc.) aufweisen und deren oberste Gesteinslagen durch natürliche Vorgänge oder auch durch anthropogene Einflüsse entlang steil stehender Trennfugen stark aufgelockert sind. Eine zusätzliche Voraussetzung für das Auftreten von Gleitungen ist ein weitgehend freies Ausstreichen der Bewegungsflächen. In vielen Fällen wird diese Situation jedoch erst durch menschliche Eingriffe im Hangfuß geschaffen (Hanganschnitte, Materialabbau).

Als auslösende Momente fungieren vor allem Wetterereignisse, die zu einer plötzlichen und intensiven Vernässung der oberen, aufgelockerten Zonen der Gesteinskörper und damit zur Erhöhung von Kluftwasserdruck und zur Abminderung des Scher- bzw. Reibungswiderstandes in der Bewegungsfuge führen.

Bei allen Untersuchungen zeigte sich, daß zweifellos Öffnungsgrad, Form und Ausbildung sowie Einfallen der als Bewegungsbahnen in Frage kommenden Trennflächen die Gleitwilligkeit eines Hanges ganz wesentlich bestimmen.

Sind die Trennfugen geschlossen, enthalten sie keine Zwischenmittel und werden nicht vom Bergwasser durchsickert und sind daher die Kluftkörper des Gebirges fest eingespannt, so muß man Gleitungen, wie ja unzählige standfeste Felswände mit hangauswärts fallenden Trennflächen zeigen, kaum befürchten.

Im Zuge des Ausbaues der Erlauftalbundesstraße in den fünfziger Jahren mußte im Bereich der sog. Peutenburger Enge, ca. 1,5 km südlich von Neubruck, die aus Jurakalken aufgebaute östliche Flanke des engen Tales um mehr als 10 m tief abgetragen werden. Die steilstehenden Kalke waren stark zerklüftet und in den Außenbereichen des Felsriegels auch deutlich aufgelockert. Für die Standsicherheit der zukünftigen Wand war besonders ein Kluftsystem von Bedeutung, das in 3 Reihen übereinander auftrat, zum Teil Harnische zeigte und bei etwa wandparallelem Streichen mit ca. 35° gegen W, also hangauswärts, einfiel.

Auf der mittleren Kluftschar war bereits zu Beginn der Arbeiten ein ca. 500 bis 600 m³ großer Block zu erkennen, der sowohl bergseits wie zu beiden Seiten deutlich von Verschiebungsklüften begrenzt war und daher – obwohl er in dem kaum aufgelockerten Zentrum des Felsriegels lag – akut absturzgefährdet erschien. Tatsächlich glitt der Block jedoch erst aus der Wand, nachdem man die anschließenden Felsbereiche bereits ziemlich tief abgetragen und auch vom Block selbst ca. ⅓ abgesprengt hatte. Bei der anschließenden Besichtigung der Ausbruchsnische konnte man erkennen, daß die Gleitbahn deutlich geglättet war, keinen Besteg aufwies und, wie auch die umgebenden Klüfte, nicht von Bergwasser durchsickert wurde. Die Einspannung des Kluftkörpers war also noch intakt und es genügten daher, trotz Neigung und Glättung, kleine wulstförmige Unebenheiten auf der Gleitfläche, um dem Block noch einen ausreichenden Halt zu geben.

Sind die Trennfugen durch Spannungsumlagerungen im Gebirge, Verwitterung oder anthropogene Einflüsse (Sprengungen) geöffnet, so wird die Standfestigkeit von dem in ihnen herrschenden Reibungswiderstand bestimmt. Dieser ist bei vielen Gesteinsarten groß genug, um unter normalen Bedingungen – nicht zu steiles Einfallen, keine Unterschneidung, keine zusätzliche Belastung etc. – Bewegungen zu verhindern.

Bei dem in Abschnitt 5.3. geschilderten Bergsturz im Marmorsteinbruch Spitz konnte beobachtet werden, daß die bei der Katastrophe im Jahre 1961 wohl abgeglittenen aber nicht über die Steinbruchwand abgestürzten Marmorblöcke, trotz des Steinbruchbetriebes, jahrelang auf der glatten Gleitfläche liegen blieben (Abb. 26).

1975 verloren jedoch plötzlich, im Anschluß an eine Regenperiode, viele der Blöcke den Halt und stürzten nunmehr auch über die bereits wieder freigelegte Bruchwand ab (Abb. 27).

Untersuchungen vor diesem 2. Absturz hatten gezeigt, daß sich die Fugen zwischen Gleitfläche und Gesteinsblöcken im Laufe der Zeit weitestgehend mit Staub, Gesteinsmehl und Pflanzenteilchen gefüllt hatten. Dieser neuentstandene „Kluftbesteg" bildete nun nach der starken Vernässung ein breiiges, schmieriges

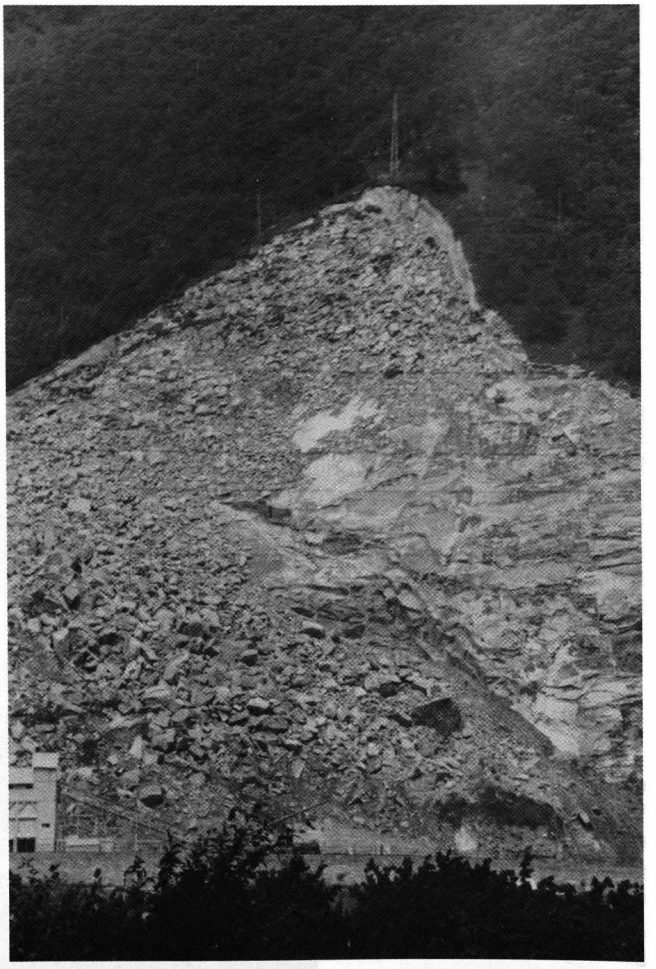


Abb. 26.
Steinbruch Spitz, 1961, kurze Zeit nach dem Bergsturz aufgenommen.

Gleitmittel, das den ursprünglich zwischen Blöcken und Bewegungsflächen wirksamen Reibungswiderstand ausschaltete.

Bei vielen tonig-mergeligen Gesteinen und auch bei etlichen kristallinen Schiefern (Glimmerschiefer, Serizitschiefer etc.) ist die Rauhigkeit und damit der Reibungswiderstand von Haus aus geringer. Haben Bergwasser und Verwitterung im Laufe der Zeit eine gewisse Aufweichung, Zersetzung des Gesteines in den Kluft- oder Schichtfugen bewirkt, so kann unter Umständen bereits eine besonders starke Vernässung (Auftrieb, Kluftwasserdruck) Bewegungen auslösen.

Noch wirksamer und damit gefährlicher ist ein überdurchschnittlicher Wasserzutritt in Klüfte und Gleitfugen, wenn letztere ein tonig-schluffiges Zwischenmittel enthalten. Zerstörung von Kohäsion und Reibungswiderstand und damit Vernichtung der in diesem Fall für die Standfestigkeit maßgebenden Scherfestigkeit des Zwischenmittels sind die Folge.

Besonders prädestiniert, vor allem für größere Felsgleitungen, sind natürlich entsprechend geneigte, auf weitere Strecken durchgehende, ebenflächig bis leicht gekrümmte Trennflächen. Diesen Bedingungen entsprechen am häufigsten Schichtflächen, tektonisch angelegte Großklüfte oder alte Bewegungsbahnen (Gleitklüfte).

Ergänzend zu den obigen Ausführungen muß noch darauf hingewiesen werden, daß es sich bei den bearbeiteten Gleitungen um flächenmäßig nicht allzu große Bewegungen handelte und vor allem die Stärke der bewegten Gesteinsschichten mit 5 bis maximal 20 m doch eher gering war.

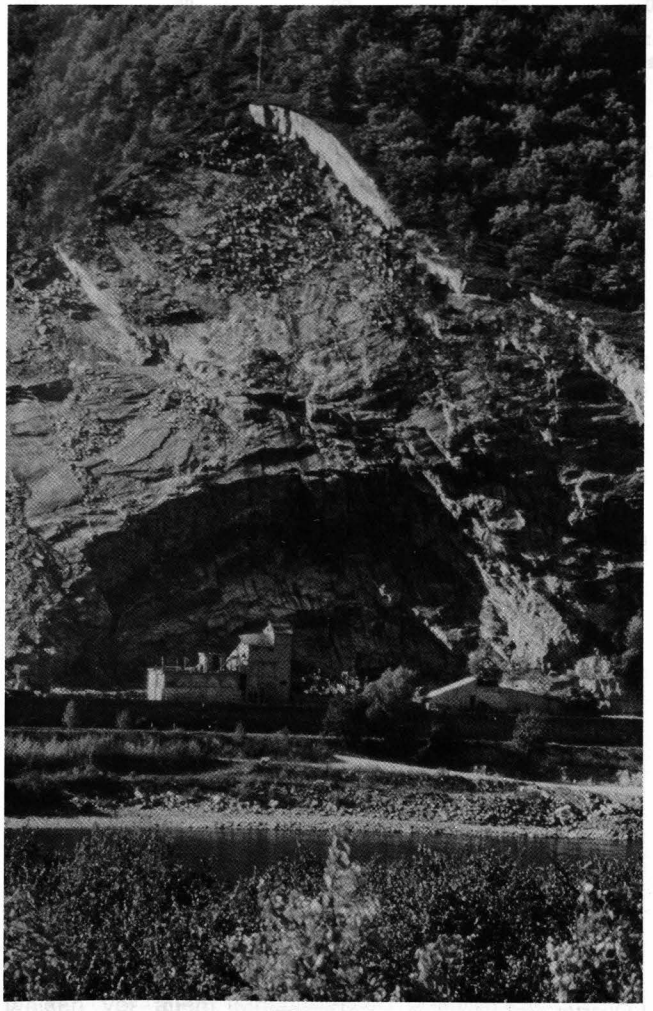


Abb. 27.
Steinbruch Spitz. Aufnahme 1985.

Bei mächtigeren Felskörpern, also bei Böschungen mit Höhen von 100 m und mehr, herrschen im Bereich der Gleitfugen ohne Zweifel andere Spannungszustände, andere Beanspruchungen, und es können daher auch andere Bewegungsformen, wie z. B. plastische Verformung, Ausbildung gekrümmter Gleitflächen etc. auftreten (MÜLLER, 1963; POISEL & EPPENSTEINER, 1989).

5.6. Bergzerreißung, Talzuschub

Unter den Begriffen „Bergzerreißung" und „Talzuschub" werden großräumige Bewegungen in den Rükken und Flanken unserer Berge verstanden, bei denen es sich im wesentlichen um ein durch Schwerkraft und tektonische Spannungen (GATTINGER, 1975) bewirktes, langsames, tiefer in den Untergrund eingreifendes Kriechen der Gesteins- und Schuttmassen handelt. Örtlich und zeitlich begrenzt, kann diese langsame Massenbewegung mitunter auch in ein Stürzen, Sacken, Gleiten oder Rutschen übergehen.

Eindrucksvolle Beispiele solcher Großbewegungen wurden mehrfach aus eiszeitlich übersteilten Alpentälern beschrieben (STINI, 1952; KRONFELLNER-KRAUS, 1974; MOSER & GLUMAC, 1983). Auch aus dem alpinen Raum Niederösterreichs sind Fälle bekannt.

Bei den vom Geologischen Dienst untersuchten Massenbewegungen konnte jedoch in keinem Fall eine eindeutige Zugehörigkeit zu einer derartigen Großbewegung festgestellt werden.

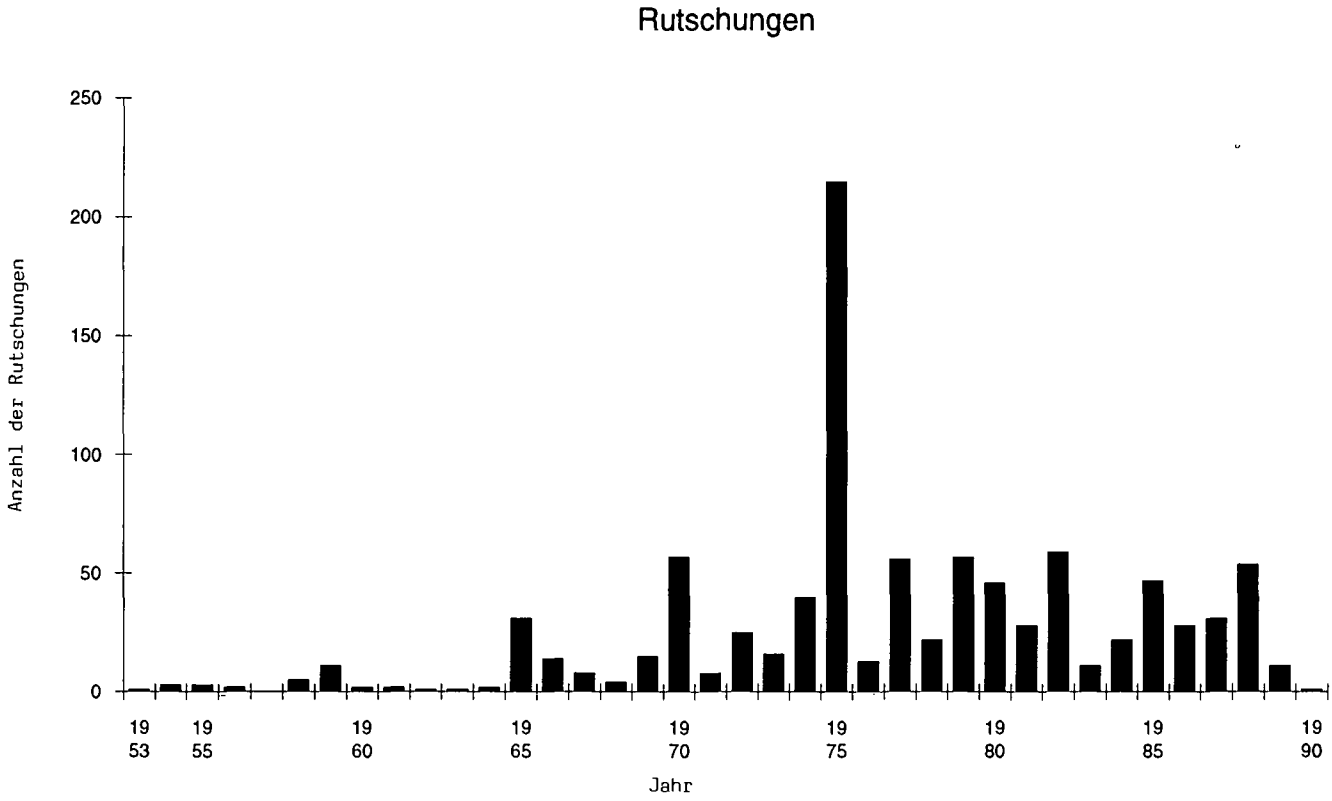
Nur bei den in den Abschnitten 5.2. und 5.3. beschriebenen Gesteinsnachbrüchen auf die Landesstraße 7275 in der KG. Weins wurde von einem Gutachter auf Bergzerreißung als mögliche Ursache für die starke Zerklüftung und Auflockerung des Gesteins hingewiesen. Gerade in diesem Fall erscheint es aber wahrscheinlicher, daß die Zerstörung des Gebirgsverbandes auf bruchtektonische Vorgänge zurückzuführen ist (TOLLMANN, 1977). Ähnliche Erscheinungen wie in Weins wurden z. B. auch im Mündungsbereich des Tiefenbaches beim Ausbau der südlichen Abfahrt der Greiner Donaubrücke angetroffen.

Wie schon STINI (1952a, b) aufgezeigt hat, besteht jedoch kein Zweifel, daß die Natur ihre Verflachungstendenz auch in weniger hohen und weniger steilen Gebirgszügen verfolgt, und es ist daher wohl nur eine Frage der Zeit, bis man bei gezielter Suche und genauer Prüfung auch in Kalkalpen, Flyschzone oder Böhmischer Masse weitere dem Talzuschub entsprechende Bewegungsbereiche erkennen wird.

5.7. Rutschungen

Von den insgesamt 1148 untersuchten Massenbewegungen waren 964, also 84 %, in die Gruppe „Rutschungen" einzuordnen. Dieser hohe Prozentsatz ist natürlich in erster Linie auf das häufige Auftreten dieser Art von Bodenbewegungen an sich, zu einem beachtlichen Teil aber auch auf eine gegenüber anderen Massenbewegungen höhere Meldedichte zurückzuführen. Der Grund hierfür ist wohl die Tatsache, daß Rutschungen in größerer Zahl auch in flacheren, dichter besie-

Tabelle 5.
Anzahl der Rutschungen je Jahr.



delten und von der Bevölkerung intensiver genutzten Gebieten auftreten und daher sehr oft Schäden an Kulturen, Wegen und auch Gebäuden verursachen, zu deren Behebung die Betroffenen Beihilfe aus öffentlichen Mitteln benötigen. Da eine wirksame finanzielle Hilfe erst seit der Erlassung des Katastrophenfondsgesetzes BGBl 207 aus 1966 gewährt werden konnte, ist die höhere Meldedichte, wie Tab. 5 zeigt, erst ab den katastrophenreichen Jahren 1965 und 1966 gegeben.

5.7.1. Verteilung der Rutschungen auf die geologischen Zonen Niederösterreichs; von der Bewegung erfaßtes Gestein; anstehendes Gebirge

Ordnet man die untersuchten Rutschungen nach den geologischen Zonen, in denen sie auftraten, so zeigt sich, daß Flysch- und Klippenzone mit 587 Fällen am weitaus stärksten heimgesucht wurden. Abgeschlagen folgen Molassezone und Inneralpines Tertiär mit 150, Kalkalpen mit 143, Zentralzone mit 55 und der niederösterreichische Anteil der Böhmischen Masse mit nur 14 Rutschungen (Tab. 6).

Stellt man der Anzahl der Rutschungen die flächenmäßige Ausdehnung der verschiedenen geologischen Zonen gegenüber (Tab. 7), so wird deren unterschiedliche Rutschanfälligkeit noch deutlicher.

Obwohl mit ca. 8,9 % der Gesamtfläche Niederösterreichs zweitkleinste Einheit, ereigneten sich in Flysch- und Klippenzone über 60 % aller Rutschungen, während im gleichen Zeitraum in der Böhmischen Masse, die mit über 5400 km² (28,4 %) mehr als dreimal so groß ist, nur 14 Bewegungen (1,45 %) registriert wurden. Wenn auch, wie in Abschnitt 5 ausgeführt, voraussichtlich nur zwischen 60 % und 70 % der tatsächlich aufgetretenen Rutschungen erfaßt werden konnten, so zeigen diese Zahlen doch ganz deutlich, daß Flysch- und Klippenzone in Niederösterreich die von Rutschungen am weitaus häufigsten bedrohten Gebiete sind.

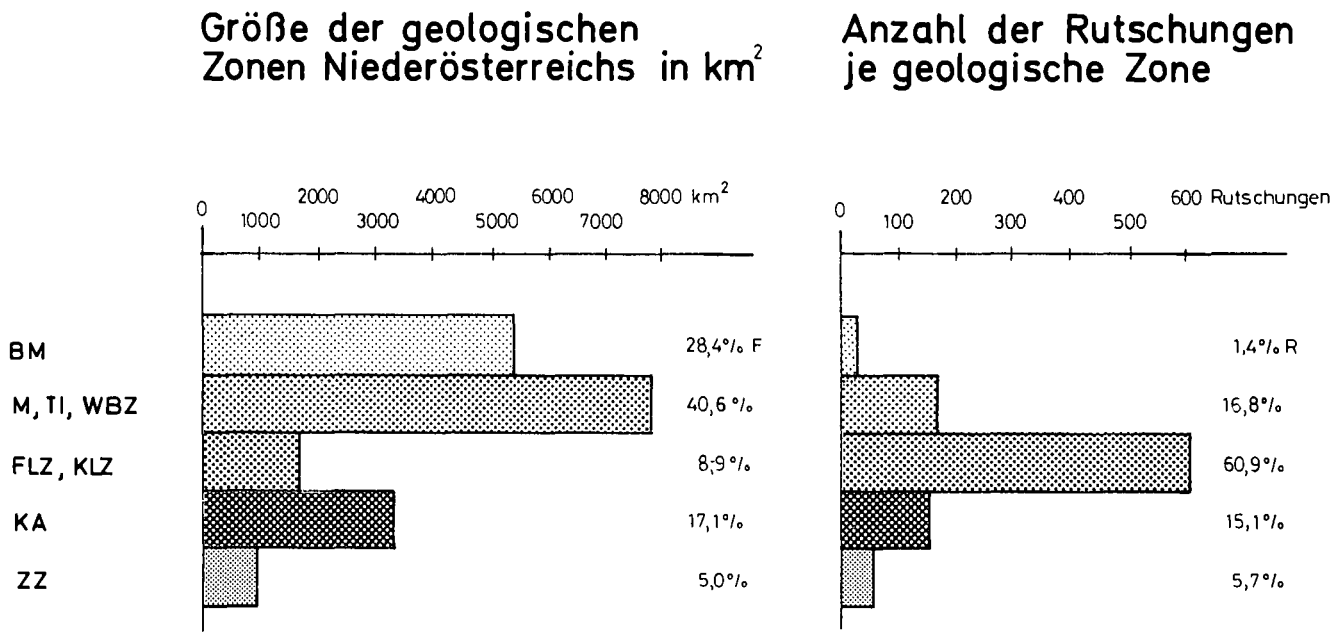
Maßgebend für die Rutschgefährdung von Hängen und Böschungen, die teilweise oder zur Gänze von Lockergesteinen aufgebaut werden, ist, sieht man von der Geländeformung und eventuell vorhandenen potentiellen Gleitfugen ab, bei bindigen Bodenarten vor allem die Scherfestigkeit, bei nicht bindigen der Reibungswinkel. Je geringer Scherfestigkeit bzw. Reibungswinkel sind, umso leichter kann es zu Störungen eines bestehenden Kräftegleichgewichtes und zur Auslösung von Bewegungen kommen.

Von den in unserem Gebiet vorkommenden Lockergesteinen weisen vor allem die locker gelagerten san-

Tabelle 6.
Anzahl der Rutschungen in den verschiedenen geologischen Zonen Niederösterreichs.

Geologische Zone	Im Verwitterungsboden	Im anstehenden Gebirge	Gesamtzahl
Böhmische Masse	12	2	14
Molasse, Inneralpines Tertiär	102	48	150
Flyschzone	398	6	404
Klippenzone	177	6	183
Kalkalpen	138	5	143
Grauwackenzone	3	—	3
Zentralzone	50	5	55
Quartär	—	12	12
Gesamtzahl	**880**	**84**	**964**

Tabelle 7.
Flächenmäßige Ausdehnung der Geologischen Zonen Niederösterreichs. Anzahl der Rutschungen.



BM	Böhmische Masse
M,TI,WBZ	Molasse, inneralpines Tertiär, Waschbergzone
FLZ,KLZ	Flyschzone, Klippenzone
KA	Kalkalpen, Grauwackenzone
ZZ	Zentralzone

dig-schluffigen bis tonigen Verwitterungsböden über dem anstehenden Gebirge niedrige Festigkeitswerte auf, und es ist aus diesem Grunde nicht überraschend, daß sich 880 der 964 registrierten Rutschungen, also 91 %, in eben diesen Verwitterungsböden und nur 84, das sind nicht ganz 9 %, im anstehenden Gebirge ereigneten (Tab. 6).

Zusammensetzung, Aufbau und Mächtigkeit der Verwitterungsbodendecke werden vor allem von Art und Zustand des Ausgangsgesteines, den klimatischen Gegebenheiten und der Geländeformung bestimmt. Mechanische, chemische und organische Verwitterung arbeiten ständig an der Zerteilung, Zerkleinerung und Zersetzung des anstehenden Gebirges, und es ist klar, daß ihre Arbeit bei den Gesteinen am schnellsten voranschreitet, die am wenigsten Widerstand entgegenzusetzen vermögen. In unseren Breiten trifft das vor allem auf tonig-mergelige Gesteine, also etwa Tone, Tonmergel, Tonschiefer, Mergelschiefer, Kalkmergel etc., stark verschieferte Gebirgsarten wie Glimmerschiefer, Phyllite, Schiefergneise u. a. m., und letztlich auf verschiedene tektonische überbeanspruchte, zerquetschte bis zerriebene Gesteinspartien zu. In Gebieten, in denen solche Gesteine vorherrschen, ist daher ganz allgemein mit mächtigeren Verwitterungsbodendecken und damit auch mit einer erhöhten Rutschneigung von Hangbereichen zu rechnen.

Von den geologischen Einheiten Niederösterreichs weisen vor allem Molassezone, Inneralpines Tertiär, Flysch und Klippenzone und einige Bereiche der Zentralzone solche Verhältnisse auf, und es ist daher kein Zufall, daß sich fast 92 % aller Rutschungen in den Verwitterungsbodendecken dieser Gebiete ereigneten.

Die Tatsache, daß in Molassezone und Inneralpinem Tertiär wesentlich weniger Rutschungen als in Flysch- und Klippenzone auftraten, obwohl diese Gebiete wesentlich größer sind und auch einen eher höheren Anteil an verwitterungsanfälligen tonigen Gesteinen aufweisen, ist auf die generell flachere Geländeformung zurückzuführen. In Bereichen, in denen steilere Hänge vorherrschen, wie z. B. am Abhang zum Donautal im Gemeindegebiet von Strengberg, ist auch in der Molassezone die Rutschgefährdung wesentlich größer.

Überprüft man bei allen Rutschungen das jeweils anstehende Gestein, also das Ausgangsmaterial für die betroffenen Verwitterungsböden, so bestätigt sich auch hier die Dominanz der tonig-mergeligen Gesteinsarten.

Die Untersuchung der in den NÖ Kalkalpen aufgetretenen Rutschungen zeigt z.B., daß 98 der insgesamt 143 Bewegungen, wie man in der Tabelle 8 sieht, im Bereich von Gesteinsserien mit vorwiegend tonig-mergeligen Sedimenten lagen.

Tabelle 8.
Häufig von Rutschungen betroffene Gesteinsserien der Kalkalpen.

Anstehendes Gebirge	Anzahl der Rutschungen
Werfener Schichten	6
Lunzer Schiefertone	39
Lias Fleckenmergel	10
Aptychenmergel	43

Betrachtet man nur die Rutschungen, die in anstehendes Gebirge eingriffen, so ändert sich das Bild ein wenig.

Die am stärksten betroffenen geologischen Zonen sind hier Molasse und Inneralpines Tertiär mit 48 Rutschungen (Tab. 6). Bei dem von der Bewegung erfaßten anstehenden Gebirge handelt es sich aber auch hier in über 60 Fällen um tonig-mergelige Gesteine.

Zusammenfassend kann man daher sagen, daß mehr als 80 % aller Rutschungen, die in den vergangenen 3 Jahrzehnten vom Geologischen Dienst in NÖ registriert wurden, in Gebieten auftraten, in denen vorwiegend tonig-mergelige Gesteine anstehen.

5.7.2. Geologische Voraussetzungen und innere Ursachen; Ausbildung und Form der Bewegungsflächen

Bodenaufschlüsse zeigen immer wieder, daß Verwitterungsböden selten eine einheitliche Zusammensetzung, einen gleichmäßigen Aufbau aufweisen.

Meist findet man, bedingt durch die Vielfalt des anstehenden Gebirges und vor allem durch eine fast überall in Gang befindliche talwärts gerichtete Verfrachtung des abgewitterten Materials (Abschwemmung, Kriech- und Fließbewegungen), übereinander und ineinander verzahnte, unterschiedlich starke, oft nur auf kurze Entfernungen durchgehende, hangparallele Lagen verschiedener Bodenarten vor. In Molasse, Flysch- und Klippenzone z.B. handelt es sich vorwiegend, wie nachfolgende Profile zeigen, um tonig-schluffige, also bindige bis leicht-bindige Böden, lehmige bis feinsandige Lagen, Sande, Grobsande und eingestreut in und zwischen die verschiedenen Schichten gröberen Gesteinsschutt.

Profile aus der Verwitterungsbodendecke in Flysch, Klippenzone und Molasse:

Hochstraß
Flyschzone; Greifensteiner Schichten

0,00– 1,70 m Mutterboden, Lehm
1,70– 3,50 m Hangschutt, wasserführend
3,50– 6,00 m schluffiger Ton, plastisch
6,00– 6,70 m steiniger Hangschutt, wasserführend
6,70– 7,00 m schluffiger Ton, plastisch
7,00–10,00 m Sandstein, Schieferton, anstehend

Klosterneuburg
Flyschzone; Kahlenberger Schichten

0,00–0,60 m Mutterboden
0,60–1,60 m sandiger Ton, blaugrau, plastisch, stark feucht
1,60–3,60 m schluffiger Ton, hellgrau, mit Sandstein- und Mergelbrocken versetzt, feucht, plastisch. Probe 1, Tiefe 3,5 m.
3,60–4,80 m schluffiger, sandiger Tonmergel, graubraun, mit Sandsteinbrocken versetzt, plastisch
4,80–5,40 m toniger Schluff, dunkel-graublau, feucht, steifplastisch, Probe 2, Tiefe 5,0 m.

St. Georgen/Leys
Klippenzone

0,00–0,40 m Mutterboden
0,40–3,00 m schluffiger Ton, plastisch
3,00–4,00 m sandiger Ton, plastisch
4,00–6,70 m sandiger Ton, mit Gesteinstrümmern durchsetzt
6,70–8,80 m schluffig-sandiger Ton, feucht, stark plastisch
8,80–9,00 m schluffiger Ton, feucht, plastisch

Strengberg
Molassezone

0,00–0,60 m Mutterboden
0,60–1,80 m schluffiger Ton, graubraun
1,80–2,60 m schluffiger Ton, bräunlich, plastisch, Probe 2, Tiefe 2,20 m
2,60–2,80 m sandiger Ton mit kleinen Sandsteinstükken, feucht, dunkelgrau
2,80–4,60 m Tonmergel, dunkelgrau, steifplastisch

Prädestiniert als Gleitflächen sind in derartigen Verwitterungsbodendecken – wie auch bodenmechanische Untersuchungen zeigen – in erster Linie die schluffigen und tonig-schluffigen Lagen. Werden sie entsprechend vernäßt, so kommt es relativ rasch zu einem markanten Abfall der Scherfestigkeit (Restscherwinkel) und, falls die betreffende Schichte eine entsprechende Ausdehnung aufweist, zu Bodenbewegungen. Besonders ungünstig ist es daher, wenn in einer Böschung ausgedehnte tonig-schluffige Schichten von sandigen oder steinigen Lagen überdeckt werden, die infolge ihrer besseren Durchlässigkeit, z. B. bei starken Niederschlägen, rasch die für Konsistenzänderung und Abbau der Scherfestigkeit notwendigen Wassermengen zuführen (hangparallele Durchströmung).

Die bewegungsfördernde Wirkung des Wassers in solchen Bodenarten beschreibt H. PRINZ (1982, S. 267) folgendermaßen:

1) Verringerung der Scherfestigkeit des Bodens mit zunehmender Wassersättigung infolge Konsistenzänderung, Erweichung, Wegfall der Kohäsion und Verminderung der Reibung.
2) Verstärkung der bewegungsfördernden Kräfte durch Gewichtserhöhung (Wassersättigung des Bodens), Erhöhung des Porenwasserdruckes und eventuell Auftreten eines Strömungsdruckes.
3) Verminderung der rückhaltenden Kräfte infolge Auftrieb.

In den folgenden Tabellen sind die Untersuchungsergebnisse einiger Proben aus den oben beschriebenen Bodenprofilen durch die Technische Universität Wien wiedergegeben. Aus den Protokollen sieht man, daß diese schluffig-tonigen Lockerböden bei Schubverformungen infolge Überbeanspruchung einen progressiven Verlust ihrer Scherfestigkeit erleiden. Die Größe der angegebenen Restscherwinkel zeigt, daß der Abfall der Scherfestigkeit bis zu 20° betragen kann und die Böden daher als ausgesprochen rutschgefährdet zu bezeichnen sind.

Gleiches gilt für die im Zuge eines Bauvorhabens in Traisen untersuchten stark verwitterten Tonmergel. Wie Tab. 11 zeigt, löst auch hier die Schubverformung einen beachtlichen Abfall des Reibungswinkels aus. Auch diese Lockergesteine sind daher je nach Verwitterungs- und Auflockerungsgrad als mehr oder weniger rutschgefährdet anzusehen.

Die Bewegungen folgten in diesen Fällen immer einer der bindigen Bodenschichten, und man spricht daher von vorgebildeten oder vorbestimmten Gleitflächen.

Zu ähnlichen Entwicklungen kann es natürlich auch kommen, wenn z.B. das anstehende, nur angewitterte

Tabelle 9.
Bodenphysikalische Untersuchung, Bodenprobe Klosterneuburg.

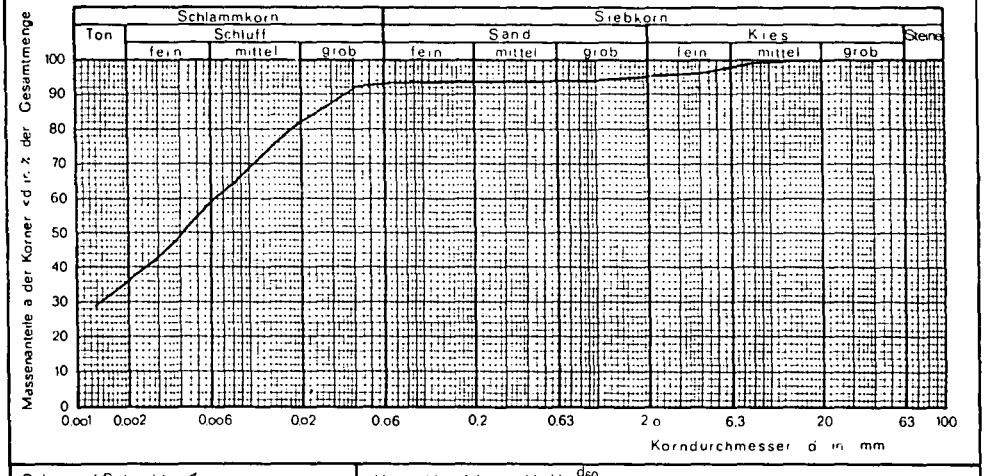
~~Bohrung~~/Schacht	1	1
Tiefe (m)	3,5	5,0
Bodenart	schluff.Ton (Lehm)	kies.ton.Schluff (Lehm)
Natürl.Wassergehalt (%)	28,3	26,4
Korndichte (g/cm³)	2,74	2,75
< 0,063 mm :		
Dichte feucht (g/cm³)	1,92	1,95
Trockendichte (g/cm³)	1,49	1,55
Porenanteil	0,45	0,44
Konsistenz- Fließgr.	62,0	58,0
grenzen Ausrollgr.	22,5	22,0
(%) Plast.Zahl	39,5	36,0
Korn Steine	-	-
größen- Kies Abb.	5 1	18 2
ver- Sand	2	4
teilung Schluff	57	49
(%) Ton	36	29
Druckfestigkeit (N/cm²)		
Wiener Routine- φ Abb.	21,5° 3	19,5° 4
Scherversuch φ_r	7°	7,5°
Kompressionsvers. Abb. Steifemodul (N/cm²)		
Durchlässigkeit (cm/s) bei der Porenzahl e		
Proctordichte (g/cm³) Abb. opt. Wassergehalt (%)		

Wien, 27.6.1985

O. UNIV.-PROF. DIPL.-ING. DR. TECHN.
HEINZ BRANDL
VORSTAND DES INSTITUTES FÜR GRUNDBAU, GEOLOGIE UND FELSBAU
TECHN. UNIVERSITÄT WIEN
1190 WIEN, NUSSBERGG. 7A / 22

Bodenuntersuchung
Klosterneuburg,
Max Poosch-Straße

Körnungslinie

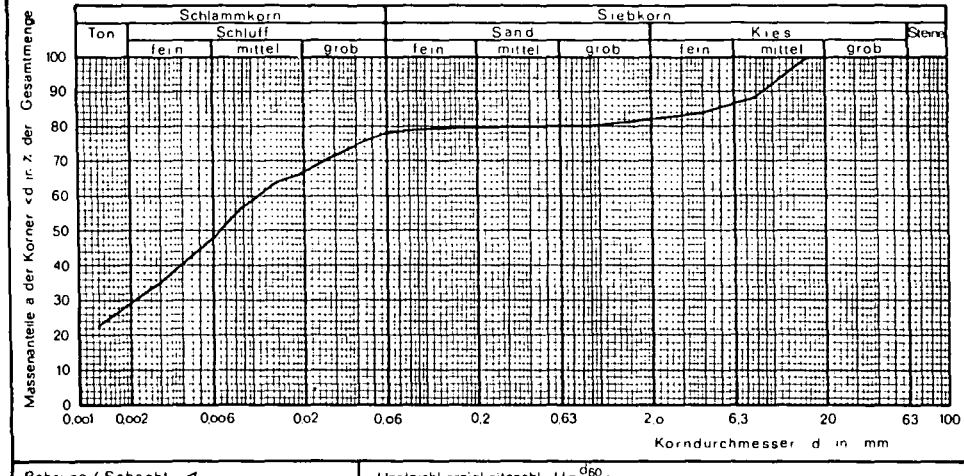


~~Bohrung~~ / Schacht 1
Entnahmetiefe 3,5 m
Abb Nr 1

Ungleichkornigkeitszahl $U = \frac{d_{60}}{d_{10}} =$
Grobfaktor G = cm²

Bodenuntersuchung
Klosterneuburg,
Max Poosch-Straße

Körnungslinie



~~Bohrung~~ / Schacht 1
Entnahmetiefe 5,0 m
Abb. Nr 2

Ungleichkornigkeitszahl $U = \frac{d_{60}}{d_{10}} =$
Grobfaktor G = cm²

Tabelle 10.
Bodenphysikalische Untersuchung, Bodenprobe Strengberg.

Strengberg
Amt d.NÖ Landesreg.
Abt.VI/2

ERGEBNISSE DER BODENPHYSIKALISCHEN UNTERSUCHUNGEN

~~Bohrung~~/Schacht		1	2	3	4
Tiefe (m)		3,70	2,20	3,50	4,40
Bodenart		Ton schluffig	Ton schluffig	Schluff tonig	Schluff sand.,tonig
Natürl.Wassergehalt (%)		39,4	32,8	29,2	
Korndichte (g/cm³)	< 0,063 mm :	2,73	2,76	2,70	2,75
Dichte feucht / Trockendichte (g/cm³)					
Porenanteil					
Konsistenz-grenzen (%)	Fließgr.	71,0	68,5	61,0	
	Ausrollgr.	22,5	22,5	27,0	
	Plast.Zahl	48,5	46,0	34,0	
Korn größen-verteilung (%)	Steine	-	-	-	-
	Kies	-	-	-	-
	Sand Abb.	- 1	- 2	2 3	11 4
	Schluff	69	54	79	65
	Ton	31	46	19	24
Druckfestigkeit (N/cm²)		5,7	10,1	-	-
Wiener Routine-Scherversuch Abb.	γ'	21,5° 5	19,0° 6	27° 7	
	γ_r'	6,0°	11,5°	7°	
Kompressionsvers. Steifemodul (N/cm²) Abb.		M = 330 (σ_v = 10) 8	M = 420 (σ_v = 10) 9		
Durchlässigkeit (cm/s) bei der Porenzahl e					
Proctordichte (g/cm³) opt. Wassergehalt (%) Abb					

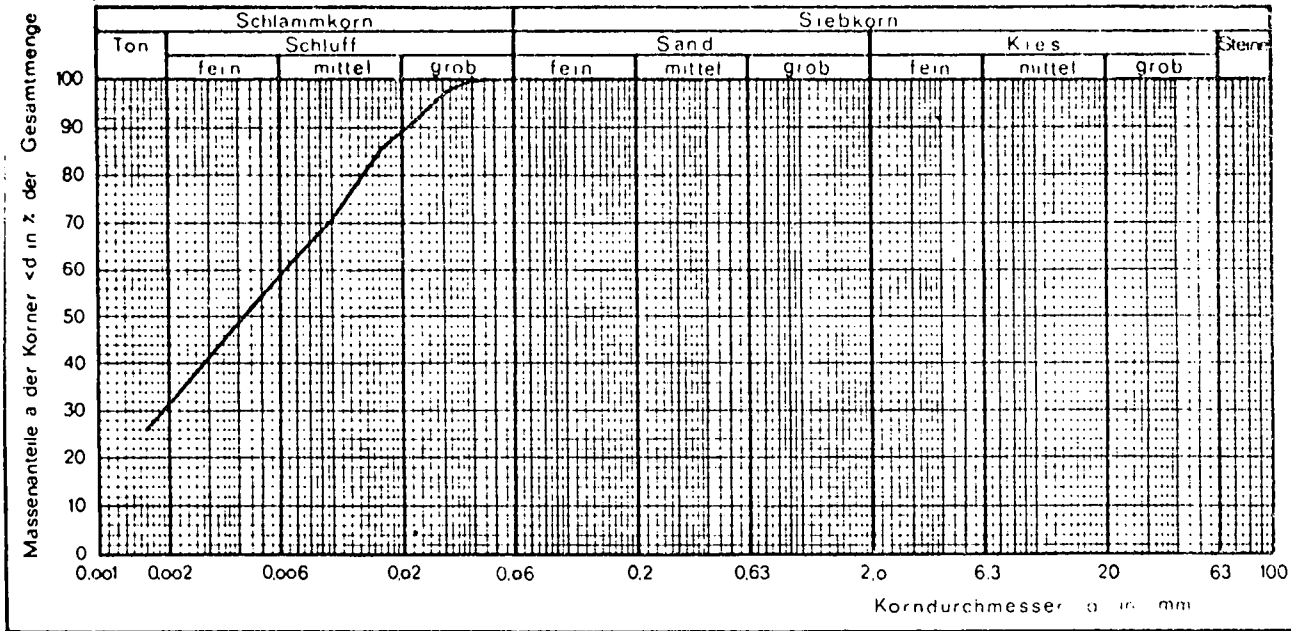
Wien, 7.12.1983

O. UNIV.-PROF. DIPL.-ING. DR. TECHN.
HEINZ BRANDL
VORSTAND DES INSTITUTES FÜR GRUNDBAU, GEOLOGIE UND FELSBAU
TECHN. UNIVERSITÄT WIEN

Bodenuntersuchung

Strengberg
Amt der NÖ Landesreg.,
Abt.VI/2

Körnungslinie



~~Bohrung~~ / Schacht 1

Entnahmetiefe 3,7 m

Abb. Nr 1

Ungleichkornigkeitszahl $U = \frac{d_{60}}{d_{10}} =$

Grobfaktor $G =$ cm²

Tabelle 11.
Ergebnisse bodenphysikalischer Untersuchungen an aufgewitterten Tonmergeln im Gemeindegebiet von Traisen. Technische Universität Wien.

Kennziffer		Streuung	Mittelwert	Standardabweichung
		$x_{min} - x_{max}$	$\bar{x}$	s_x
Kornverteilung [Gew.-%]	Kies	12–51	26	12
	Sand	2–55	31	16
	Schluff	10–50	30	13
	Ton	3–39	13	11
Spezifisches Gewicht γ_s [g/cm³]		2,74– 2,81	2,78	0,02
Natürlicher Wassergehalt*) w_n [%] ≥		5,4 –25,5	11,0	6,6
Konsistenzgrenzen [%]	Fließgrenze w_{fa}	20–32	27,0	5,0
	Ausrollgrenze w_f	13–16	15,0	1,0
	Plast. Index $w_a = I_p$	6–17	6,0	4,5
Feuchtraumgewicht*) γ_f [g/cm³] ≥		2,34– 2,39	2,37	0,03
Trockenraumgewicht γ_{tr} [g/cm³]		2,14– 2,19	2,17	0,03
Porenvolumen n (1)		0,21– 0,23	0,22	0,01
Reibungswinkel φ [°]		23 –33	28,5	2,5
Restscherwinkel**) φ_r		7,5 –12,5	10,5	2,0

*) Proben ausgetrocknet (z.T.).
**) Ein Einzelwert von φ_r = 25,5° wurde in der Statistik nicht berücksichtigt („Ausreißer").

und noch wenig durchlässige Gebirge einen Stauhorizont unter einer locker gelagerten Verwitterungsbodendecke bildet.

Bei allen diesen Rutschungen weisen die Gleitflächen einen größeren, ebenflächigen und nur im Abrißbereich einen kürzeren, gekrümmten Anteil auf und werden daher allgemein als zusammengesetzte Gleitflächen bezeichnet.

Autochthone Verwitterungsböden, die aus einer Gesteinsart hervorgegangen sind, zeigen in der Regel einen homogeneren Aufbau. Sind keine wirksamen Gefügeelemente wie etwa Schichtung oder Harnischflächen ausgebildet, so erfolgt die Bewegung häufig entlang neugebildeter (selbstgebildeter), stärker gekrümmter, weitgehend kreisförmiger Flächen.

Für das Auftreten von Rutschungen in anstehenden Lockergesteinen sind prinzipiell die gleichen Vorbedingungen und Ursachen verantwortlich. Sind Scherfestigkeit bzw. Reibungswinkel gering, kann ein starker Wasserzutritt in den Boden Bewegungen auslösen. Sind ausgeprägte hangauswärts fallende Unstetigkeitsflächen (Schichtfugen, Schieferungs-, Kluft- und Harnischflächen, Stauhorizonte, Gesteinsgrenzen etc.) vorhanden, so fungieren in der Regel sie als Gleitbahnen. Fehlen solche Flächen bzw. sind sie zu wenig ausgeprägt, handelt es sich also um sogenannte quasiisotrope Gesteine wie z.B. Sande, Kies, manche Tone und Tonmergel usw., so kann es zur Ausbildung kreisförmiger Gleitflächen kommen.

Wertet man nun die Erhebungsberichte und Gutachten nach den 3 Kriterien „Geologische Voraussetzungen", „Innere Ursachen" und „Bewegungsflächen" aus, so kommt man zu folgenden Ergebnissen:

Bei über 900 Rutschungen sind lockerer Verband und zu geringe Scherfestigkeit als wichtigste geologische Voraussetzung anzunehmen. Bei 79 Bewegungen konnten hangauswärts fallende Schichtfugen und bei mehr als 100 Wechsellagerungen wasserwegiger mit schwer durchlässigen Schichten festgestellt werden.

Bei den sogenannten „Inneren Ursachen" dominiert eindeutig die mäßig rasche, überdurchschnittliche Wasserzufuhr.

Eine Konsistenzänderung schluffig-toniger Böden von plastisch nach breiig konnte ebenfalls in etlichen Fällen beobachtet werden.

Das Abrutschen der Bodenschicht erfolgte zum überwiegenden Teil auf sogenannten vorgebildeten, zusammengesetzten Gleitflächen. Nur in ca. 150 Fällen ist es zur Ausbildung kreisförmiger Flächen gekommen. Infolge mangelnder Aufschlüsse war allerdings bei etlichen Rutschungen eine eindeutige Feststellung nicht möglich.

Betrachtet man auch hier die 84 Rutschungen im anstehenden Gebirge separat, so zeigt sich, daß bei ihnen der Anteil der selbstgebildeten, kreisförmigen Gleitflächen mit 50 Fällen wesentlich höher liegt. Die Ursache dafür sind vor allem die Rutschungen, die in schluffigen bis sandigen Tonmergeln der Molassezone und des Inneralpinen Tertiärs auftraten.

5.7.3. Äußere Ursachen; auslösende Ereignisse

Natürliche äußere Ursachen konnten nur bei 48 Rutschungen festgestellt werden. Es handelte sich dabei durchwegs um Erosionserscheinungen, also Abschwemmungen, Ausschwemmungen, Unterspülungen etc. im Fußbereich von Böschungen und Hängen durch hochwasserführende Flüsse und Bäche oder Gräben (Abb. 28).

Menschliche Eingriffe in die Natur waren hingegen wesentlich öfter als Ursachen für das Auftreten von Rutschungen zu registrieren. In 47 Fällen konnten eindeutig Baumaßnahmen im Zuge der Errichtung von Hochbauten (Hanganschnitte, Kelleraushübe, Belastungen von Böschungen) als Ursachen erkannt werden. Bei 17 Bewegungen hatte man vorher Material (Ton, Sand) aus Böschungen entnommen (sog. Entlastungs-

Abb. 28.
Bruch der Uferböschung unterhalb der Wechsel-Bundesstraße infolge Bodenausschwemmung durch den hochwasserführenden Pestingbach.

rutschungen) bzw. auf den Böschungsschultern abgelagert (sog. Belastungsrutschungen).

Am weitaus häufigsten, nämlich bei ca. 170 Rutschungen, verursachten Straßen- und Wegebauten die Bewegungen.

Trotz Könnens und Vorsicht der Bautechniker, trotz vieler Sicherungsmaßnahmen stellt jede in einen Hang eingelegte Straße, jeder Weg über weite Strecken eine Störung des Hanggleichgewichtes und damit eine potentielle Gefährdung der Standsicherheit dar. Neben der Versteilung der Hangneigung im Bereich der bergseitigen Wegböschung und der Belastung des talseitigen Hangabschnittes durch Materialanschüttung sind es vor allem die kaum völlig vermeidbaren Veränderungen der Hangwasserverhältnisse (neue Hangwasseraustritte, konzentrierte Versickerungen etc.), die Bewegungen vorbereiten oder verursachen können. Da in den vergangenen Jahrzehnten zur Aufschließung des ländlichen Raumes in Niederösterreich unzählige Kilometer Güter- und Forstwege gebaut werden mußten, ist es verständlich, daß in diesem Zeitraum die Zahl der Rutschungen angestiegen ist. Da sich die negativen Einflüsse eines Straßen- oder Wegebaues auf die Standfestigkeit von Hängen keineswegs während der Bauzeit einstellen müssen, sondern mitunter erst Monate oder sogar Jahre später wirksam werden können, war bei etlichen Rutschungen der Zusammenhang zwischen Bau und Massenbewegung nicht mehr nachzuweisen.

Eine andere, sicher des öfteren nicht erkannte äußere Ursache für das Auftreten von Rutschungen stellt die heute relativ häufig vorgenommene Einebnung landwirtschaftlich genutzter Grundstücke dar.

Auf nicht ausreichend standfesten Hängen kommt es oft durch ein langsames Talwärtswandern, Talwärtskriechen der obersten Bodenschichten – meist der Verwitterungsbodendecke – zur Ausbildung von Bodenwellen und Kuppen. Da diese manchmal über meterhohen Buckel die landwirtschaftliche Bearbeitung stören bis unmöglich machen, versucht man durch Bodenabtragung und Planierung wiederum glatte Hangflächen zu schaffen. Legt man nun z. B. beim Abschieben der Kuppen bisher überdeckte sandige, also durchlässige Bodenschichten frei, so kann es hierdurch bei Niederschlägen zu einem wesentlich verstärkten Wassereintritt in die obersten Bodenschichten kommen, wodurch etwas tiefer am Hang Rutschungen ausgelöst werden. Insgesamt konnten 18 Fälle dieser Art im Bereich von Molasse, Flysch und Klippenzone festgestellt werden.

Wie sich bereits bei der Besprechung der sogenannten „Inneren Ursachen" deutlich zeigte, gehen die meisten Rutschungen auf Standfestigkeitsverminderungen zurück, die vom Bodenwasser oder Grundwasser bewirkt werden und nach folgendem Schema ablaufen:

- Bindige Bodenarten: Wasserzutritt – Gewichtserhöhung – Erhöhung des Porenwasserdruckes – Konsistenzänderung – Absinken der Scherfestigkeit.
- Nicht bindige Bodenarten: Wasserzutritt – Gewichtserhöhung – Erhöhung des Porenwasserdruckes – Feinteilumlagerung – Auflockerung – Absinken der inneren Reibung.

Da alle, also auch die zumindest zeitweise standfesten Lockergesteine ständig einen gewissen Wassergehalt aufweisen, sind für das Auftreten von Bodenbewegungen zusätzliche, überdurchschnittliche Wasserzutritte verantwortlich. Es ist daher durchaus folgerichtig, daß bei über 90 % aller Rutschungen extreme Witterungsereignisse wie Unwetter, Starkregenfälle, Schneeschmelze, Langzeitniederschläge als auslösende Ereignisse festgestellt wurden. Das Eindringen der Oberflächenwässer erfolgte dabei in verschiedenen Formen und auf verschiedenen Wegen, z.B. durch großflächiges Einsickern in Geländebereiche ohne schützenden Bewuchs, konzentrierte Versickerung infolge spezieller Geländeformung oder künstliche Aufgrabungen, Zufluß in durchlässigen Bodenschichten u. a. m.

Von der betroffenen Bevölkerung wurden in 584 Fällen Stark- bzw. Langzeitniederschläge und bei 192 Rutschungen mit der Schneeschmelze zusammenfallende Regenfälle verantwortlich gemacht. 51 mal waren nach Meinung der Leute richtige Unwetter und 53 mal allein die Untergrundvernässung im Zuge der Schneeschmelze das auslösende Moment. Menschliche Eingriffe konnten, obwohl sie sehr oft die Hauptursachen für das Auftreten von Rutschungen bildeten, nur in wenigen Fällen auch als auslösendes Moment erkannt werden. Am häufigsten waren es Hangfußanschnitte, die im Zuge von Straßen- und Wegebauten und bei der Errichtung von Hochbauten sofort zum Abrutschen kleinerer Böschungsbereiche führten. Materialabbau bzw. Sprengungen konnten nur bei je 1 Rutschung einwandfrei als auslösende Ereignisse klassifiziert werden.

5.7.4. Vegetation, Neigung und Exposition der von Bewegungen betroffenen Hanggebiete

Der weitaus größte Teil der Rutschungen, über 790 Fälle, ereignete sich in Wiesen und Weideland, nur ca. 120 Rutschungen griffen in Waldgebiet ein. Äcker und Wirtschaftsflächen wurden in ca. 20 Fällen erfaßt. Für diese Aufteilung sind wohl vor allem 2 Gründe maßgebend: Äcker und Wirtschaftsflächen sind meist flacher geneigt und daher nicht so stark rutschgefährdet. In bewaldeten Hängen erfährt die Verwitterungsbodendecke durch den Bewuchs in der Regel eine merkliche Festigung.

Messungen der Hangneigung haben in 418 Fällen Werte zwischen 15° und 30° und bei 448 Rutschungen Werte zwischen 30° und 50° ergeben.

Neigungen unter 15° waren bei ca. 30 und solche über 50° nur bei 10 Bewegungen gegeben. Berechnet man aus den gemessenen Werten für die einzelnen geologischen Zonen die durchschnittlichen Neigungen, so ergibt sich das in Tabelle 12 festgehaltene Bild.

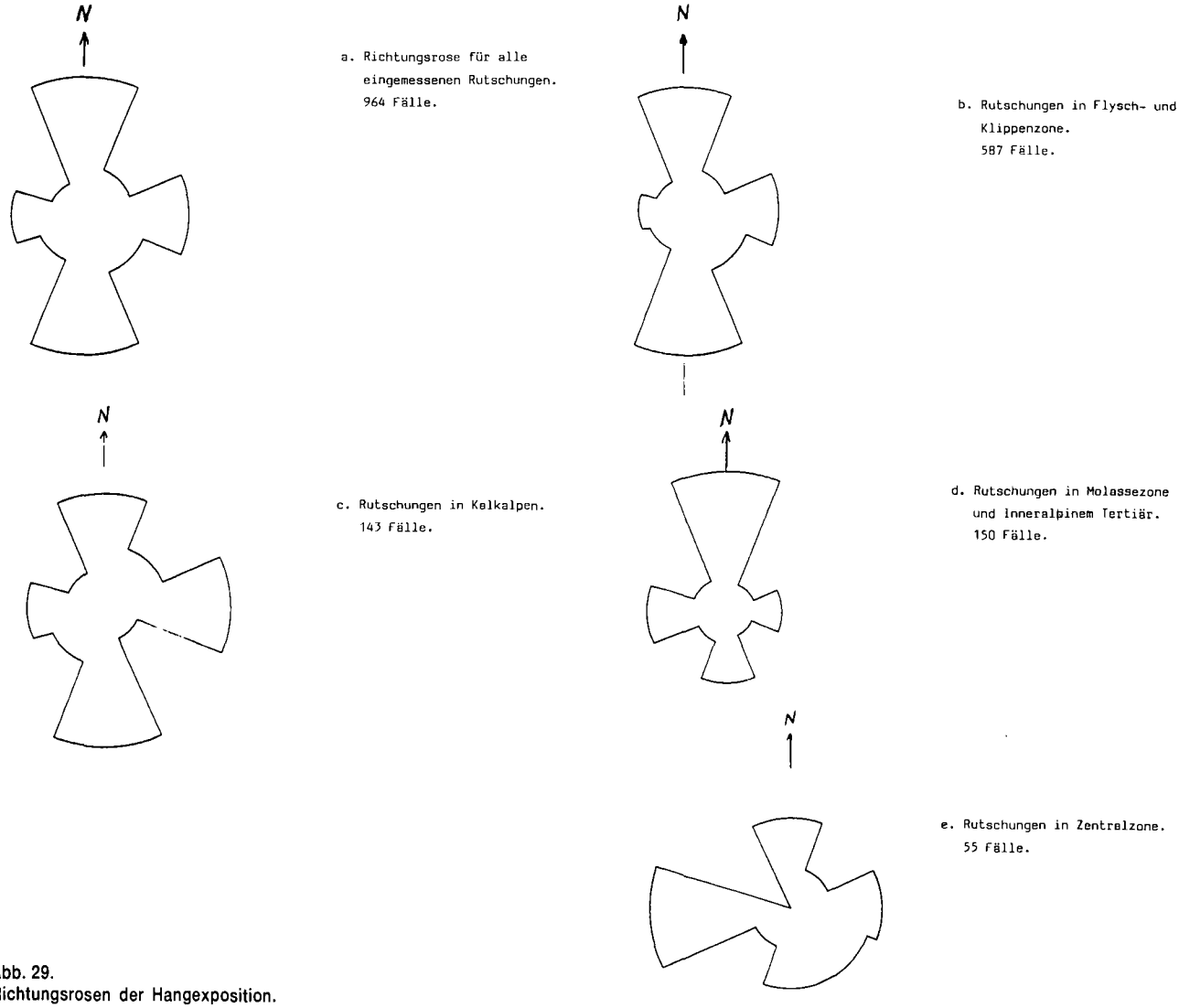
Aus diesen Werten ist deutlich zu erkennen, daß die Lockerböden in Molasse, Inneralpinem Tertiär, Flysch- und Klippenzone deutlich rutschwilliger sind als die der Zentralzone und der Kalkalpen.

Betrachtet man allein die bei Rutschungen im anstehenden Gebirge gemessenen Hangneigungen, so ändern sich wohl die Durchschnittswerte je Zone geringfügig, die Reihenfolge bleibt jedoch die gleiche.

Tabelle 12.
Durchschnittliche Neigung der Rutschhänge.

Zone	Anzahl der Messungen	Durchschnittliche Neigung
Molasse und Inneralpines Tertiär	131	27°
Flysch- und Klippenzone	528	29°
Zentralzone	48	35°
Kalkalpen	165	37°

Die nach den festgestellten Hangexpositionen für alle Rutschungen gezeichneten Richtungsrosen (Abb. 29a) zeigen eine deutliche Dominanz der N- und S-Lage. Sieht man von Wettereinflüssen ab, so dürfte für die größere Rutschanfälligkeit der gegen N oder S abfallenden Hanggebiete auch der Gebirgsbau bzw. der Verlauf der Gebirgszüge verantwortlich sein. Da Rutschungen sehr oft den Schichtflächen bzw. Schichtfugen der Gesteine folgen, werden in Gebirgszügen, die – wie z. B. Flysch, Klippenzone und Kalkalpen – generell E–W streichen und damit ein bevorzugtes Einfallen der Gesteinsschichten gegen S und N aufweisen, diese Hänge besonders häufig von Rutschungen heimgesucht.



a. Richtungsrose für alle eingemessenen Rutschungen. 964 Fälle.

b. Rutschungen in Flysch- und Klippenzone. 587 Fälle.

c. Rutschungen in Kalkalpen. 143 Fälle.

d. Rutschungen in Molassezone und Inneralpinem Tertiär. 150 Fälle.

e. Rutschungen in Zentralzone. 55 Fälle.

Abb. 29.
Richtungsrosen der Hangexposition.

Das deutliche Überwiegen der Nord-Exposition in Molassezone und Inneralpinem Tertiär (Abb. 29b) ist wohl auf die große Anzahl der Rutschungen in der steileren Abdachung zum Donautal im Bereich Strengberg – Stephanshart zurückzuführen.

5.7.5. Ausdehnung und Form der Rutschungen; Bewegungsweiten, Sprunghöhe und Mächtigkeit der bewegten Bodenschichten

Die Ausdehnung der einzelnen Rutschungen konnte durch die in fast allen Fällen deutlich ausgeprägten bergseitigen, bogenförmigen Begrenzungsrisse meist gut abgeschätzt werden.

Tab. 13 zeigt deutlich, daß kleinflächige Rutschungen bei weitem überwiegen, sich aber auch etliche ausgesprochen große, ausgedehnte Bewegungen ereignet haben.

Tabelle 13.
Fächenmäßige Ausdehnung der untersuchten Rutschungen.

Ausdehnung der erfaßten Hangflächen	Anzahl der Fälle
< 500 m²	266
500– 3.000 m²	301
3.000– 6.000 m²	78
6.000–10.000 m²	37
> 10.000 m²	62

Die größten Rutschungen erreichten, nach geologischen Zonen geordnet, folgende Ausmaße:

Geologische Zone	Ungefähre Ausdehnung der größten Rutschungen
Flyschzone	40.000 m²
Kalkalpen und Klippenzone	70.000 m²
Molassezone	125.000 m²
Zentralzone	über 300.000 m²

Natürlich weisen diese Rutschungen keine einheitlichen sondern vielfach zusammengesetzte Gleitflächen auf. Gleichermaßen waren auch die Mächtigkeiten der bewegten Schichtkomplexe starken Schwankungen unterworfen.

Gliedert man die Rutschungen, die Flächen von über 50.000 m² erfaßten, nach dem Datum ihres Auftretens (Tab. 14), so fällt auf, daß sich 5, also mehr als die Hälfte, in den Jahren 1965 und 1966 ereigneten.

Bei vielen der kleineren Rutschungen (50–300 m²) waren Hanganschnitte, z.B. bei Wegebauten, die maßgebende Ursache. Meist reichten die Bewegungen auf Grund der geringen Anschnittshöhen nicht allzu weit hangaufwärts. Nur in Fällen, in denen hangparallele Trennflächen (Schichtflächen, Klüfte etc.) die Funktion der Gleitflächen übernahmen, entwickelten sich höher hinaufreichende Anrisse.

Tabelle 14.
Auftrittsdatum der flächenmäßig größten Rutschungen.

Gemeinde	Geologische Zone	Jahr	Größe in m²
Semmering	Zentralzone	1959	62.500
Kleinzell	Kalkalpen	1965	60.000
Otterthal	Zentralzone	1965	100.000
Kirchschlag (Bucklige Welt)	Zentralzone	1965	360.000
Reinsberg	Klippenzone	1966	60.000
Ruprechtshofen	Molasse	1966	100.000
Zelking – Matzleinsdorf	Molasse	1977	60.000
Ardagger	Molasse	1978	125.000
Ybbsitz	Klippenzone	1979	70.000

Die Umgrenzung der Rutschungen, ihre Form, zeigt nur bei den kleineren Anbrüchen eine gewisse Gleichmäßigkeit (bogenförmige Abrißzone und eher geradlinige seitliche Begrenzung). Das Verhältnis Länge : Breite und damit natürlich auch der Radius des Abrißkreises schwanken dabei in weiten Grenzen.

Die Formen ausgedehnter Rutschbereiche lassen sich kaum klassifizieren, da sie weitgehend durch die Morphologie des Geländes und z. T. auch durch den Untergrundaufbau bestimmt wurden.

Das Verhältnis der Länge : Breite war bei 496 Rutschungen größer und bei 318 kleiner als 1, d. h. also, schmälere, höher den Hang hinaufreichende Formen überwiegen. Bei über 600 Rutschungen wurden Breiten zwischen 10 und 50 m festgestellt. In 193 Fällen wurden Werte zwischen 50 und 100 gemessen. Die Längen der Rutschmulden blieben bei ca. 450 Bewegungen unter 50 m. Ausmaße zwischen 50 und 200 m wurden ca. 250 mal beobachtet.

Wie bereits kurz bemerkt, konnte bei fast allen Rutschungen bergseitig ein deutlich ausgebildeter bogenförmiger Begrenzungsriß festgestellt werden. Die Ab-

Abb. 30.
Böschungsrutschung im Jahre 1988 in der Gemeinde Wallsee-Sindelburg (Molasse).

Abb. 31.
Böschungsrutschung in der Flyschzone nahe Breitenfurt, 1965.

Abb. 32.
Rutschung im Schlier nahe Wallsee, 1983.

Abb. 33.
Böschungsrutschung im Gemeindegebiet von Bad Schönau, Zentralzone, 1965.

senkung (Sprunghöhe) der entlang dieses Risses bewegten Erdscholle schwankte zwischen Dezimetern (Bild 30 und 31) und mehreren Metern. In den meisten Fällen lag sie zwischen 0,5 und 5,0 m (Bild 32 und 33).

Bei etlichen Rutschungen war nur diese Absenkung entlang des Begrenzungsrisses gepaart mit einer entsprechenden Aufschiebung im Fußbereich, jedoch kaum eine horizontale Bewegung festzustellen. Der erfaßte Erdkörper hat sich also nur entlang einer kreisförmigen Gleitfläche um eine hangparallele Achse gedreht (Rotationsrutschung).

Bei Rutschungen auf zusammengesetzten Gleitflächen war die horizontale (hangparallele) Verschiebung der Erdmassen (Bewegungsweite) an der Öffnung der

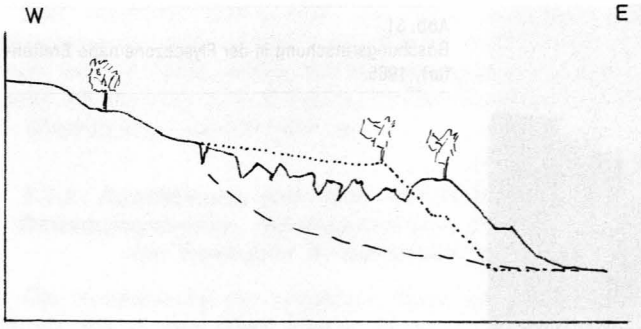


Abb. 34.
Rutschung in Weißenkirchen in der Wachau, 1955, Zerlegung des bewegten Erdkörpers.

Begrenzungsrisse, an der Zerlegung des bewegten Erdkörpers (Abb. 34 und 35) und z. T. auch an einem talseitigen Austreten der Rutschmassen aus der Rutschmulde zu erkennen.

Im allgemeinen waren die Schubweiten gering und lagen unter 2 m bzw. zwischen 2 m und 6 m. Durch Aufstauungen in der Rutschmulde, Verformung und Aufwölbung der Schichten unterschätzt man allerdings leicht die tatsächliche Bewegungsweite im oberen Teil der Rutschung.

Zu einer völligen oder zumindest weitgehenden Entleerung der Rutschmulde ist es nur ganz selten gekommen, wobei fast immer ein murenartiges Ausfließen der abgerutschten, aufgelockerten und völlig vernäßten Erdmassen daran beteiligt war.

Die Mächtigkeit der bewegten Erdschichten konnte infolge des Fehlens geeigneter Aufschlüsse nur selten exakt bestimmt werden. Bei den Fällen, bei denen eine Messung oder zumindest eine halbwegs verläßliche Abschätzung möglich war, ergab sich das in Tabelle 15 festgehaltene Bild.

Allgemein läßt sich auf Grund der örtlichen Beobachtungen sagen, daß Rutschungen, die in anstehendes Gebirge eingreifen, häufig einer kreisförmigen Gleitfläche folgen und in der Regel mächtigere Bodenschichten erfassen. Bei Rutschungen in geschütteten Böschungen aus nichtbindigen Lockermassen, z. B. an Wegen und Straßen, erzeugen die Bewegungen wohl ebenfalls oft kreisförmige, in den meisten Fällen aber sehr schwach gekrümmte, wenig tief eingreifende Flächen.

Tabelle 15.
Durchschnittliche Mächtigkeiten der bewegten Erdschichten.

Mächtigkeit der bewegten Erdschicht	Anzahl der Fälle
1,0–3,0	220
3,0–6,0	76
>6,0	30

Besonders geringe Mächtigkeit findet man bei Rutschungen, die die vorwiegend nichtbindigen Lockerböden über witterungsbeständigeren Gesteinen (z. B. Kalke, Sandsteine, verschiedene Gneise etc.) erfassen (Abb. 36 und 37).

5.7.6. Verursachte Schäden; wichtigste Sanierungsmaßnahmen

Bei vielen Rutschungen kam es trotz der geringen Bewegungsweiten unterhalb der beschriebenen Begrenzungsrisse zur Ausbildung weiterer Risse und Bodensenkungen und damit zu einer staffelförmigen Zerteilung der Rutschkörper. Im Mittelstück bildeten sich häufig stärkere Geländeverstellungen (Staukuppen, Mulden) und im Fußbereich wulstförmige Aufschiebungen aus (Abb. 38).

Erreichten Öffnungsweiten der Risse, Höhen der Abbruchstaffeln und Geländeverstellungen größere Ausmaße, so konnten die betroffenen Grundstücke, auch wenn es sich um Wiesen- oder Weideland handelte, ohne Sanierung nicht mehr genutzt werden.

Bei über 550 Rutschungen wurden Wege (Güterwege, Wirtschaftswege, Forstwege etc.) und in einigen Fällen auch Straßen in Mitleidenschaft gezogen. Von der Verschüttung durch abgleitende Hangmassen über Absenkungen infolge talseitiger Bodenbewegungen bis zur völligen Zerstörung konnten alle Schadensformen beobachtet werden. Bei etlichen Rutschungen war, wie bereits in Abschnitt 5.7.3. aufgezeigt, sicher der Wegebau ursächlich am Auftreten der Bewegung beteiligt.

Abb. 35.
Rutschung in Weißenkirchen in der Wachau, 1955, Zerlegung des bewegten Erdkörpers.

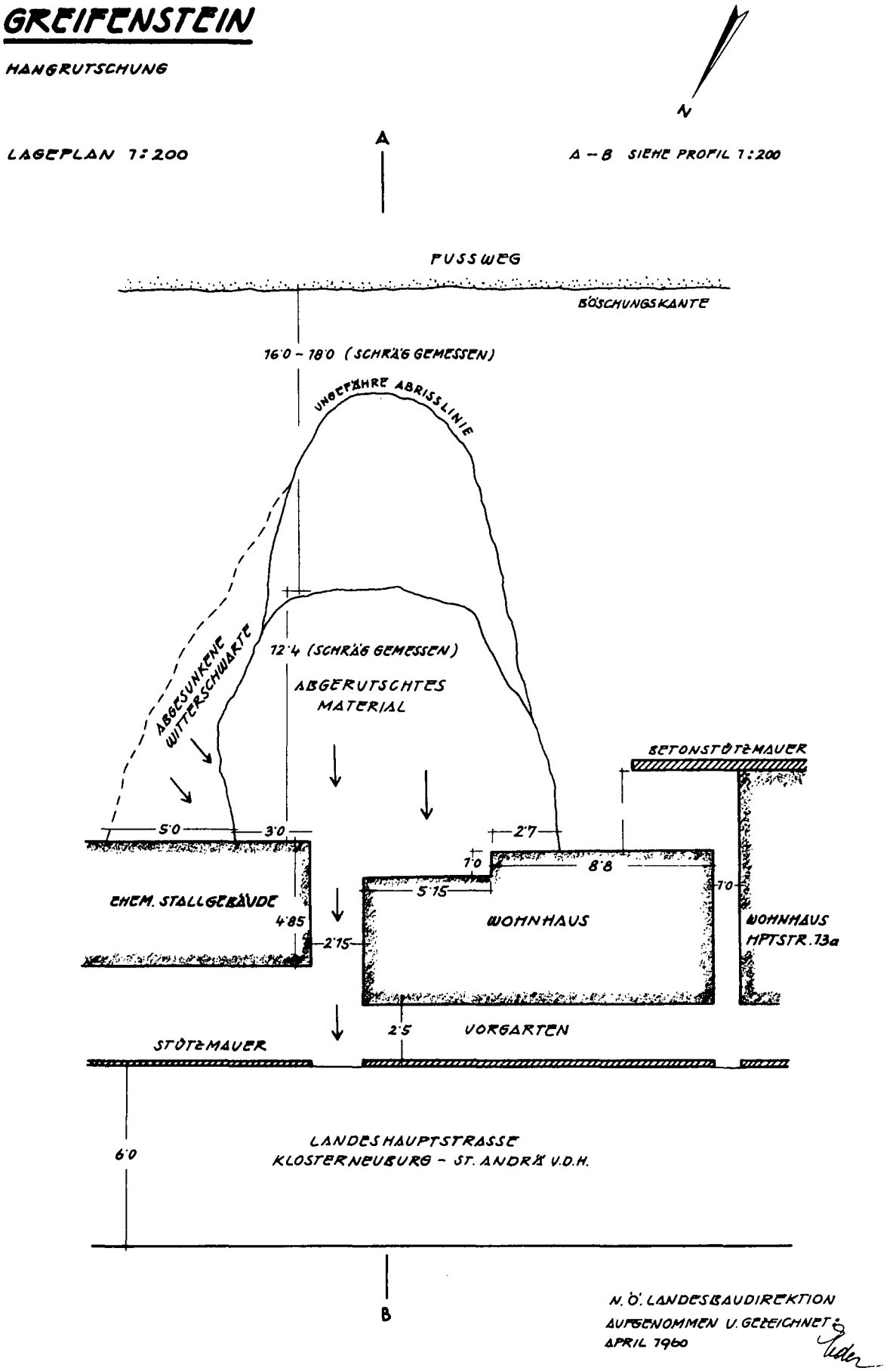


Abb. 36.
Hangrutschung Greifenstein, Flyschzone, 1960 (Lageplan).
Originalmaßstab 1 : 200, verkleinert auf 88 %.

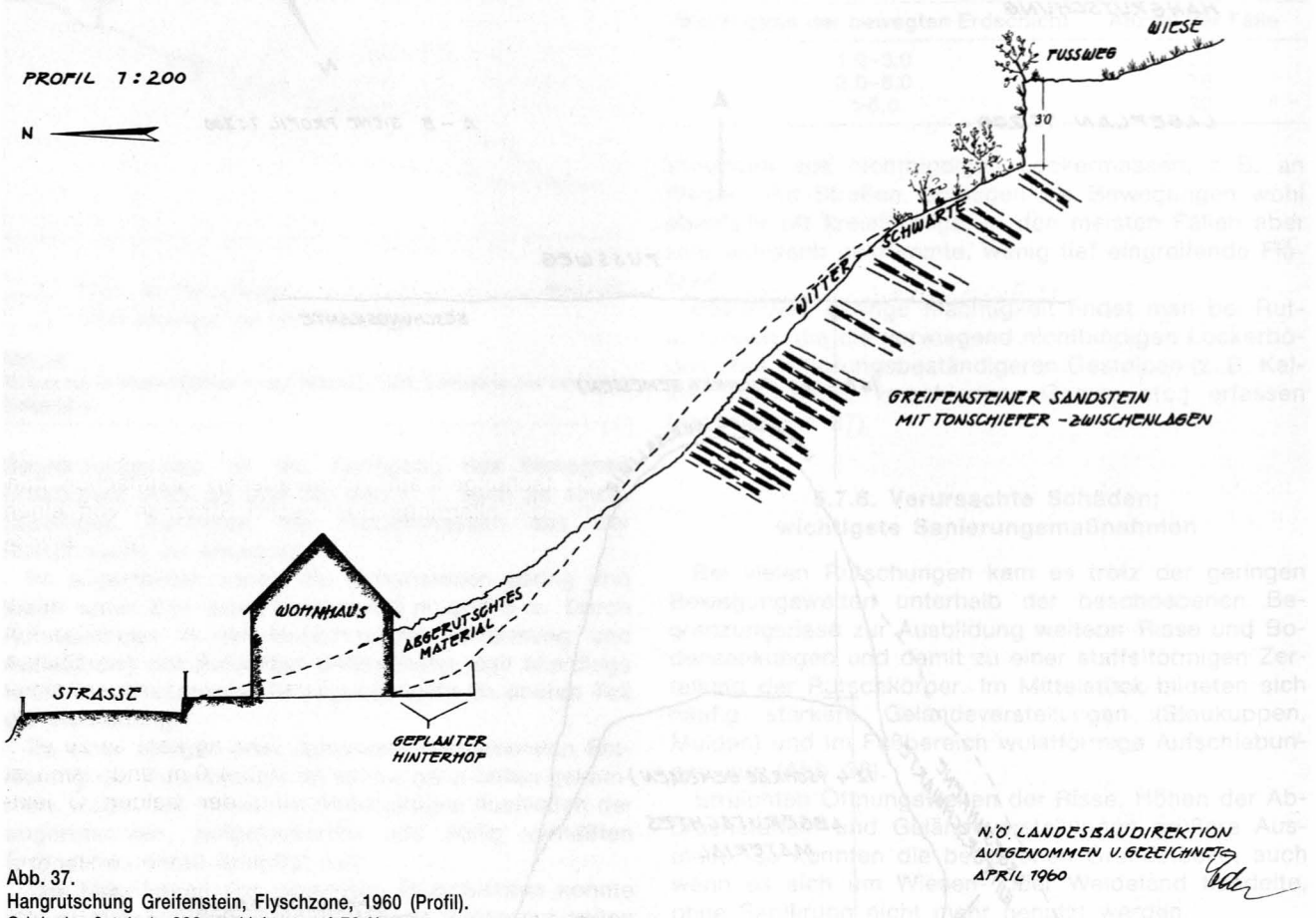


Abb. 37.
Hangrutschung Greifenstein, Flyschzone, 1960 (Profil).
Originalmaßstab 1 : 200, verkleinert auf 76 %.

Schäden an Hochbauten traten bei 123 Rutschungen auf. In den meisten Fällen handelte es sich um Rißbildungen und Verstellungen im Mauerwerk, die durch Bodensetzung oder seitlichen Schub bewirkt wurden. Bei etlichen Gebäuden waren diese Schäden so beachtlich, daß eine akute Bedrohung der Bewohner bzw. Benützer gegeben war. Gänzlich oder zumindest teilweise zum Einsturz gebracht wurden 22 Wohn- und Wirtschaftsgebäude.

Menschen wurden, so weit bekannt, durch das Abgehen von Rutschungen glücklicherweise nicht verletzt. Der Grund dafür ist wohl die Tatsache, daß sich die meisten Bodenrutschungen doch, wenn auch mitunter nur kurzfristig, vorher ankündigen.

Da der größte Teil der Rutschungen, wie schon gesagt, durch erhöhten Wasserzutritt in das anstehende Lockergestein ausgelöst wurde, muß jede auch auf lange Sicht effektive Sanierung Maßnahmen enthalten, die

Abb. 38.
Typischer Rutschhang südwestlich von Kasten bei Lunz/See, 1983.

eine gründliche Entwässerung des Hanggeländes bewirken und außerdem verhindern, daß es in Zukunft wiederum zu einer unzulässigen Vernässung des Bodens kommt. Bei fast allen Schadensfällen wurden daher Dränagen in die vernäßten Bodenschichten eingebaut, und sehr oft auch durch Gräben und Mulden der Abfluß der Niederschlagswässer korrigiert. Da die Gleitflächen, deren Austrocknung besonders wichtig war, oft sehr tief verliefen, mußten die Dränagen z. T. 6 bis 8 m unter Gelände verlegt werden. Die Herstellung von Entwässerungsstollen oder Entwässerungsbohrungen war nur in wenigen Fällen erforderlich.

Während bei vielen Rutschungen im Wiesen- oder Waldgelände zusätzlich zu den Entwässerungsmaßnahmen nur Erdarbeiten zur Glättung der Hangflächen und Verschließung der Bodenrisse notwendig waren, mußten bei Schäden an Wegen, Straßen und Hochbauten sehr oft auch bauliche Maßnahmen zur Stabilisierung der labilen Hangbereiche und zum Schutz der Objekte durchgeführt werden. Sehr häufig wurden Steinschichtungen oder Steinkeile als Stützkörper im Hangbereich eingebaut. War eine Verwendung von Naturstein unwirtschaftlich oder aus technischen Gründen unzweckmäßig, wurden Raumgitter-Stützmauern oder Betonstützmauern eingebaut. Bei großen Rutschungen, die Straßen oder Hochbauten bedrohten, wurden natürlich auch alle anderen bewährten Sicherungsmaßnahmen, wie z. B. Gegengewichtsschüttungen, Pfahlwände, Ankerwände u. a. m. eingesetzt.

Von den durch Rutschungen stark beschädigten bis zerstörten Hochbauten wurde ein großer Teil völlig abgetragen und in standsicheren Gebieten neu errichtet. Derartige Umsiedlungen erfolgten in mehr als 30 Fällen und betrafen sowohl Einzelhäuser wie auch ganze Bauernhöfe.

Bei den meisten Sanierungen wurden die baulichen Maßnahmen durch rasche, den örtlichen Bedingungen angepaßte Bepflanzungen vervollständigt.

5.7.7. Beispiele

In den folgenden Zeilen sollen die bisherigen Ausführungen durch die genauere Beschreibung einiger Rutschungen ergänzt werden.

5.7.7.1. Erdrutsch bei Kirchschlag i.d. Buckligen Welt

Nach dem Auftreten schwacher Bodenrisse im Frühjahr 1965 kam es am 1. VI. 1965 auf dem von der Ortschaft Lembach gegen Südosten in das Rabnitztal abfallenden Hanggelände zu einer ausgedehnten Rutschung. Auf einer Fläche von über 350.000 m² geriet die über Grobgneisen ausgebildete, aus Gesteinsgrus, Sand und tonig-schluffigen Bodenarten zusammengesetzte Lockerbodendecke in Bewegung und rutschte 1 bis 3 m, stellenweise sogar 5 bis 6 m gegen SE ab. In der westlichen Hälfte weist das erfaßte Gelände eine Neigung von 10° bis 15° auf. Der östlich anschließende, teilweise bewaldete Hang zum Rabnitztal verflacht mit ca. 25°.

Die Begehung des Geländes zeigte, daß es sich nicht um eine einheitliche, geschlossene Rutschung, sondern um mehrere unterschiedlich tief eingreifende, einander berührende oder besser gesagt, ineinander übergehende Rutschungen auf verschiedenen Gleitflächen handelte, die allerdings über weite Strecken von einem fast durchgehenden Bodenriß begrenzt wurden (Abb. 39).

Dieser Riß verlief auf der Südseite quer durch ein 1834 erbautes landwirtschaftliches Anwesen (Abb. 40). Das Wohnhaus und ein Teil des angebauten Stallgebäudes wurden von den Rutschmassen mitgenommen und um rund 1 m gegen Südosten verschoben. Gleichzeitig mit der horizontalen Bewegung kam es zu einer Bodensenkung zwischen 0,5 und 1,0 m und damit zu einer weitgehenden Zerstörung der beiden Objekte (Abb. 41 und 42).

Während im steileren, zum Teil bewaldeten Hangbereich östlich des Anwesens das Gelände von zahlreichen Rissen und Absenkungen zerteilt wurde (Abb. 43), waren im westlichen, landwirtschaftlich genutzten flachen Teil des Rutschgebietes außer am Begrenzungsriß kaum stärkere Geländeverstellungen zu bemerken (Abb. 39).

Nach den Sprunghöhen und dem Verlauf der Risse zu schließen, schwankte die Mächtigkeit der bewegten Bodenschichten zwischen 3 und 6 m. Direkte Anhaltspunkte lieferte ein Schachtbrunnen östlich unterhalb des Anwesens, der in 4 m Tiefe unter Terrain abgerissen wurde und der westlich oberhalb des Hauses be-

Abb. 39.
Rutschung Lembach; Begrenzungsriß in der westlichen Hälfte des Rutschgebiets; 1965.

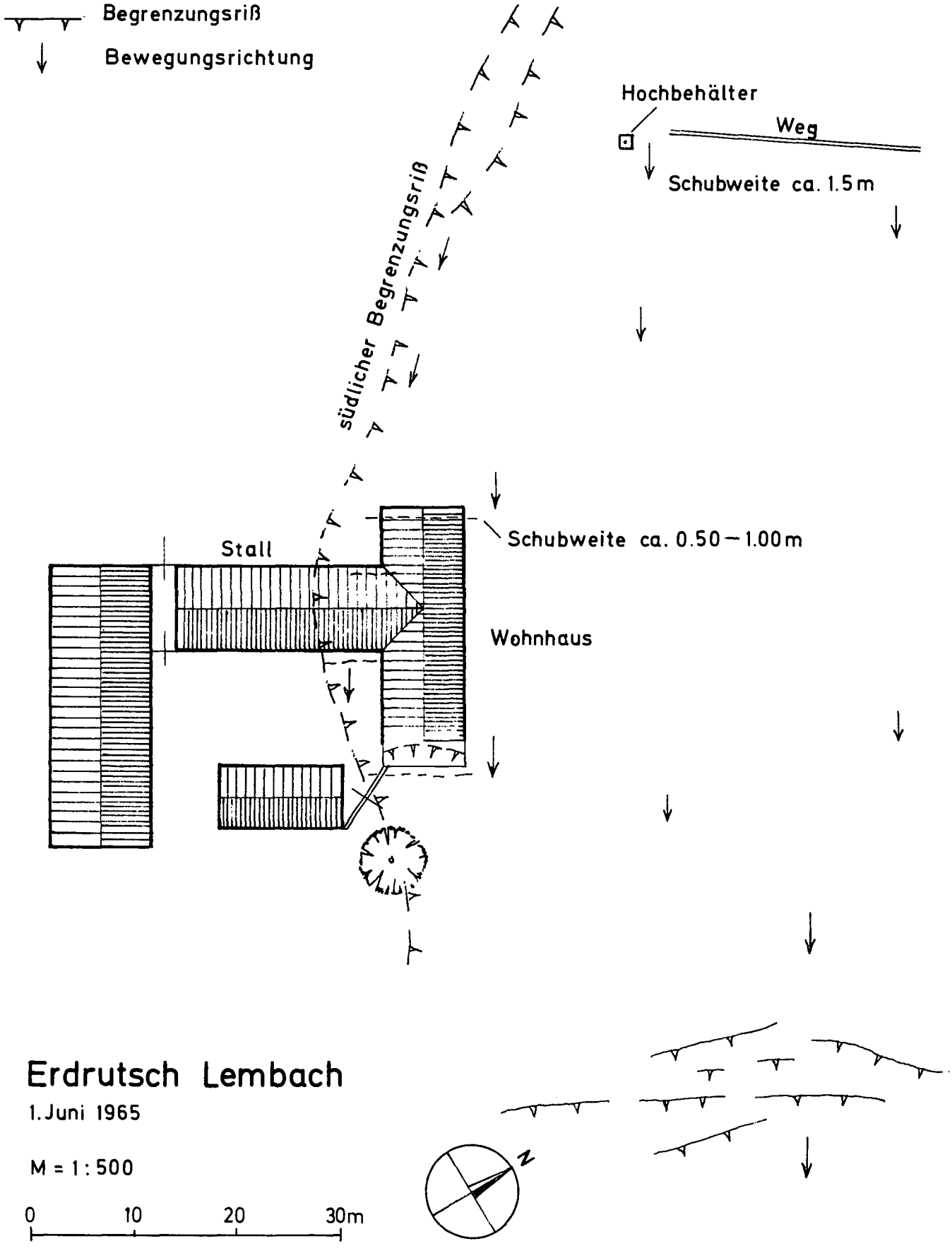


Abb. 40.
Rutschung Lembach (Lageplan).
Originalmaßstab 1 : 500.

Abb. 41.
Rutschung Lembach, Blick auf die eingestürzte Ostseite des Wohnhauses.

Abb. 42.
Rutschung Lembach, Blick von Osten auf das betroffene Gehöft.

Abb. 43.
Rutschung Lembach, Risse und Absenkungen im steileren Hanggelände.

findliche ca. 2 m tief gegründete Hochbehälter, den die Rutschmassen einfach mitnahmen, ohne ihn zu beschädigen.

Ausgelöst wurde die Rutschung ganz eindeutig durch die starken Niederschläge in den ersten Monaten des Jahres 1965. Die Ursache war das Absinken der Scherfestigkeit in den schluffig, tonigen Bodenlagen durch den übermäßigen Wasserzutritt.

Seitens des Hofbesitzers wurde berichtet, daß das Gelände bereits im Jahre 1915 von einer großen Rutschung heimgesucht worden war. Damals verlief der südliche Begrenzungsriß jedoch etwas weiter nördlich, so daß das Anwesen nicht in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Die Tatsache, daß in diesem Gebiet in der relativ kurzen Zeit von 50 Jahren bereits zum zweitenmal ausge-

dehnte Bodenbewegungen auftraten, zeigte deutlich, daß ohne gründliche Entwässerung und Niederschlagswasserableitung die Gefahr weiterer Rutschungen nicht auszuschließen war. Da eine entsprechende Dränagierung infolge der Größe des Gebietes und der Tiefenlage der Gleitflächen bedeutende finanzielle Aufwendungen erfordert hätte, wurde eine Aussiedlung des Anwesens in ein nahegelegenes, nicht rutschgefährdetes Gebiet als sinnvoller erachtet.

5.7.7.2. Erdrutsch Fischerhof, Gemeinde Pyhra

Eine ähnliche Katastrophe wie in Lembach ereignete sich in der Nacht vom 11. auf den 12. Juni 1965 beim Fischerhof in der südöstlich von St. Pölten gelegenen Ortschaft Baumgarten. Nach ersten kleineren Rißbildungen im Mauerwerk des Wohnhauses im April 1965, die von den Bewohnern nicht weiter beachtet wurden, kam es im Juni plötzlich zu stärkeren Bodenbewegungen, die Stallgebäude, Scheune, den südlichen Teil des Wohnhauses und auch das etwas abseits gelegene Wohnstöckl erfaßten. Im Mauerwerk der Gebäude traten zahlreiche Risse auf, Fenster und Türen wurden schiefgestellt (Abb. 44). In einem Zimmer des Wohnhauses wurde der Holzfußboden durch die Verschiebung, Verdrückung der Mauern so eingespannt, daß er sich in Zimmermitte um ca. 70 cm aufwölbte (Abb. 45).

Von der Bewegung war, wie die Untersuchungen zeigten, nur die über Gesteinen der Flyschzone ausgebildete schluffig-tonige, mit sandigen Lagen versetzte Verwitterungsbodendecke erfaßt worden. Die Bewegungsweite dürfte kaum mehr als 0,5 bis 0,8 m betragen haben. Die Absetzung entlang des deutlich ausgebildeten Begrenzungsrisses wurde mit 0,15 m gemessen. In einigen händisch von der örtlichen Feuerwehr oberhalb des Fischerhofes hergestellten ca. 3 m tiefen Schurfschlitzen konnte die Lockerbodendecke nicht durchstoßen werden. Es ist anzunehmen, daß sich die Gleitbahn auf oder nahe über dem anstehenden Gebirge in einer Tiefe von etwa 4 bis 5 m ausgebildet hat.

Für die Auslösung der Rutschung war auch in diesem Fall eindeutig die überstarke Vernässung der Lockerbodendecke durch die ergiebigen Frühjahrsniederschläge des Jahres 1965 verantwortlich.

Abb. 44.
Rutschung Fischerhof, 1965, zerstörtes Wohngebäude.

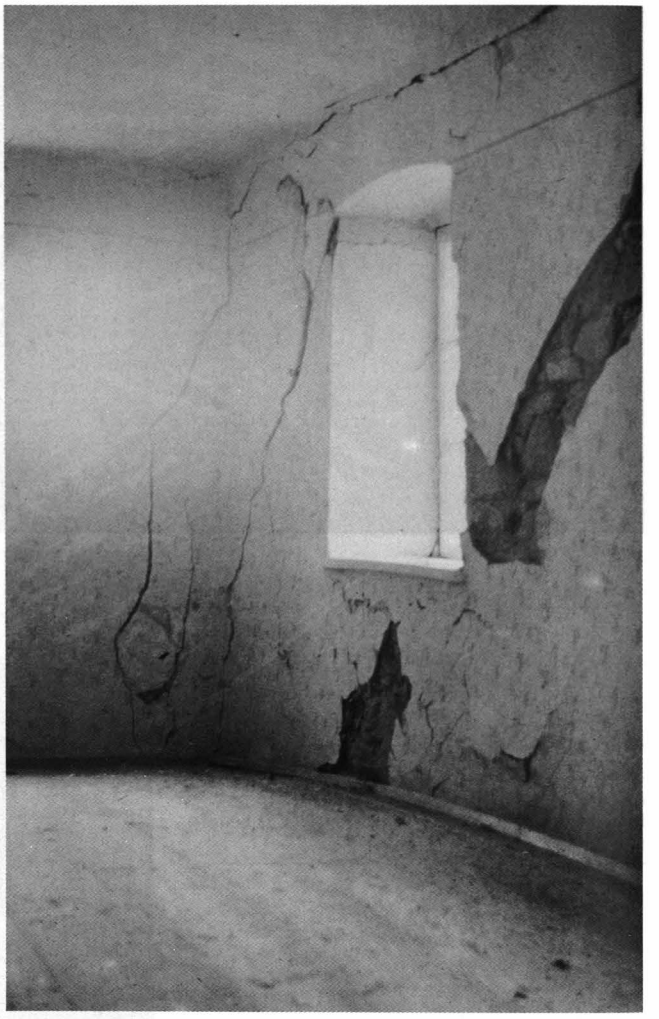


Abb. 45.
Rutschung Fischerhof, Aufwölbung des Fußbodens.

5.7.7.3. Erdrutsch Kleinzell

Das vom sogenannten Salzergraben in der Gemeinde Kleinzell gegen SW zur Kleinzeller Gemeindealpe (Kote 1005 m) ansteigende Hanggelände wird von Muschelkalken, Lunzer Schichten, Opponitzer Schichten und Hauptdolomit der Reisalpen Decke aufgebaut (Abb. 46). Die Gesteine fallen mittelsteil gegen S ein. Im Bereich des Muschelkalkes und der Opponitzer Schichten sind deutlich steilere Hangstufen ausgebildet. Im Gebiet der Lunzer Schichten ist das Gelände flach und teilweise leicht wellig verformt. Unterhalb der Wandstufe der Opponitzer Schichten liegt auf den Lunzer Schichten, deutlich erkennbar, der Schuttkegel eines alten Felssturzes. Am nördlichen Rand der Lun-

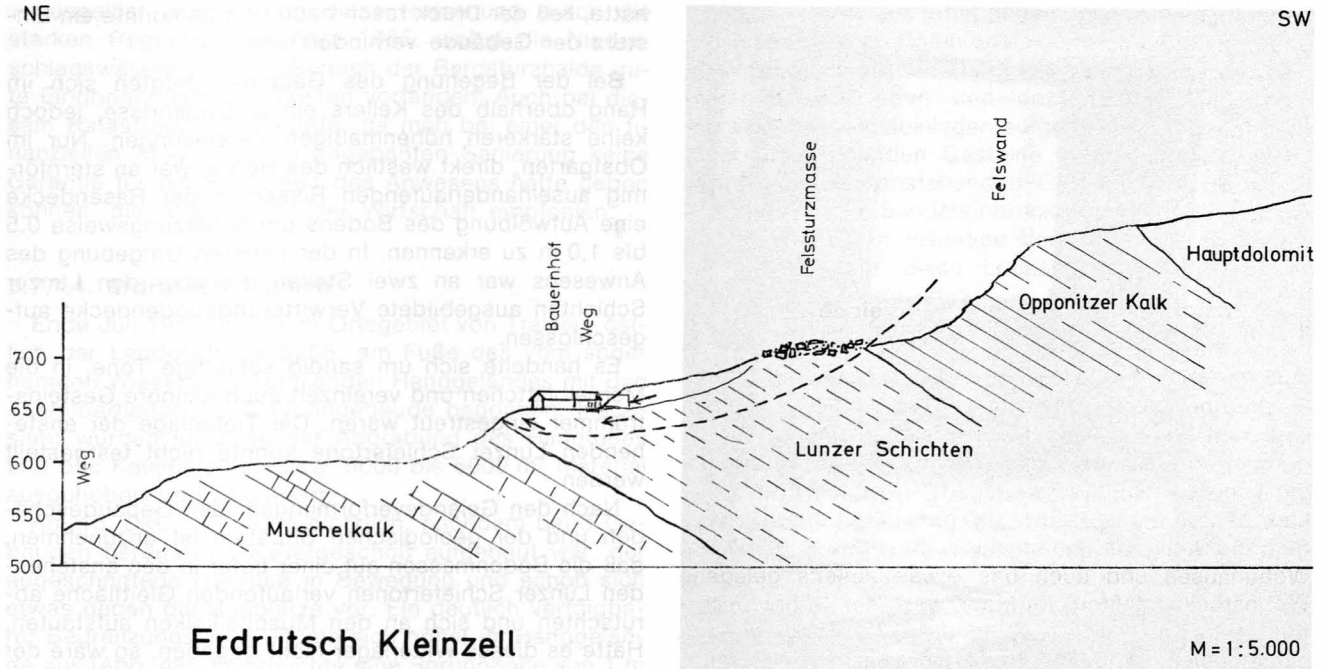


Abb. 46.
Rutschung Kleinzell, 1965, vereinfachtes Geländeprofil.
Originalmaßstab 1 : 5000, verkleinert auf 70 %.

zer Schichten, direkt oberhalb der von Muschelkalken aufgebauten Hangstufe, wurde im vorigen Jahrhundert ein Bauernhof errichtet, der aus einem NW–SE-gestreckten Wohnhaus und einem bergseits im rechten Winkel dazu angebauten Wirtschaftsgebäude besteht. Das Wirtschaftsgebäude ist über eine Durchfahrt direkt mit einem in den Berghang eingebauten Keller verbunden.

Am 23. IV. 1965 bemerkte der gerade mit dem Ausmalen der Küche beschäftigte Malermeister feine Rißbildungen (Haarrisse) in der Mauer, die, so oft er sie auch mit Farbe überstrich, immer wieder sichtbar wurden. Am 24. IV. wurden die Risse immer breiter und zahlreicher, und man merkte deutlich, daß sich das Wohnhaus vor allem im Bereich des angebauten Wirtschaftsgebäudes immer stärker verformte. Bei der genauen Untersuchung der Gebäude zeigte sich, daß ein vom Hang ausgehender Schub über Keller und Wirtschaftsgebäude direkt auf das Wohnhaus übertragen wurde. Wie stark dieser Schub vor allem im Dachbereich war, ließ der Versuch erkennen, durch das Herausschneiden eines ca. 1 m langen Stückes aus dem durchgehenden Tragbalken der Dachkonstruktion über der Durchfahrt, den Druck auf das Wohnhaus zu vermindern. Bereits nach wenigen Stunden berührten sich die Schnittenden der Balken wieder.

Durch den Druck des in Bewegung geratenen Hanges wurde das gesamte Anwesen im Laufe des 24. April geringfügig gegen N verschoben und das Wohnhaus in S–N-Richtung so zusammengedrückt, daß sich einige der von der südlichen Außenwand bis zur Mittelmauer durchgehenden Lattenböden deutlich aufwölbten (Abb. 47 und 48).

Da der Schub im Dachbereich größer war, kam es auch zu einer deutlich sichtbaren Schiefstellung des Wohnhauses.

Nachdem man die Dachträger weiter ausgeschnitten und auch die Betondecke der Durchfahrt zerschlagen

Abb. 47.
Rutschung Kleinzell, Ansicht des Hofes von Westen.

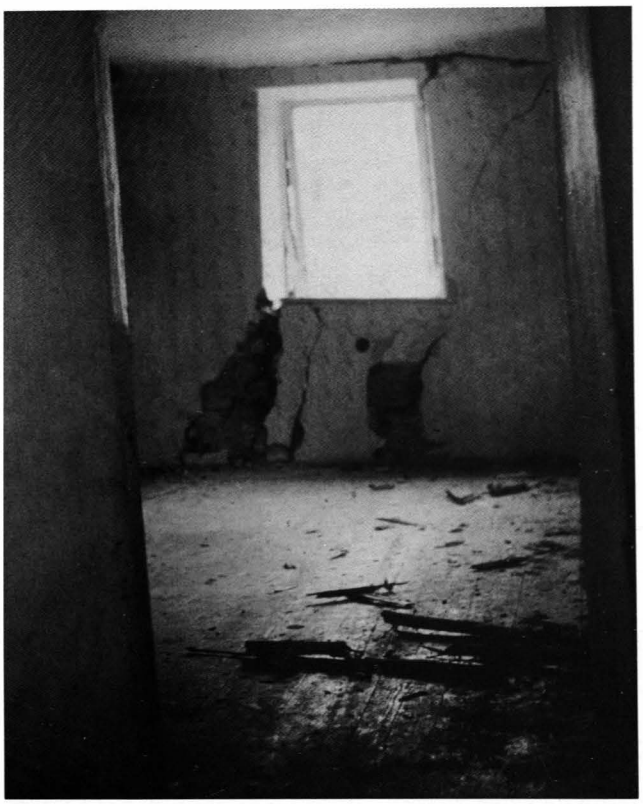


Abb. 48.
Rutschung Kleinzell, Aufwölbung des Fußbodens in einem Zimmer des Wohnhauses.

hatte, ließ der Druck rasch nach und es konnte ein Einsturz der Gebäude verhindert werden.

Bei der Begehung des Geländes zeigten sich im Hang oberhalb des Kellers einige Bodenrisse, jedoch keine stärkeren höhenmäßigen Verstellungen. Nur im Obstgarten, direkt westlich des Hofes, war an sternförmig auseinanderlaufenden Rissen in der Rasendecke eine Aufwölbung des Bodens um schätzungsweise 0,5 bis 1,0 m zu erkennen. In der näheren Umgebung des Anwesens war an zwei Stellen die über den Lunzer Schichten ausgebildete Verwitterungsbodendecke aufgeschlossen.

Es handelte sich um sandig schluffige Tone, in die Mergelblättchen und vereinzelt auch kleinere Gesteinstrümmer eingestreut waren. Die Tiefenlage der anstehenden Lunzer Schiefertone konnte nicht festgestellt werden.

Nach den Geländeverformungen, den Gebäudeschäden und der geologischen Situation ist anzunehmen, daß die Bodenmassen auf einer tiefer in den anstehenden Lunzer Schiefertonen verlaufenden Gleitfläche abrutschten und sich an den Muschelkalken aufstauten. Hätte es dieses Widerlager nicht gegeben, so wäre der nahe der Hangkante gelegene Hof wohl weiter abgeschoben worden und hätte sich der Boden im Obstgarten kaum so stark aufgewölbt.

Innerhalb der Rutschscholle ist es sicher noch zu weiteren Verschiebungen entlang von Sekundärgleitflächen gekommen, wodurch auch die relativ große Schubbewegung im oberflächennahen Bereich verständlich wird.

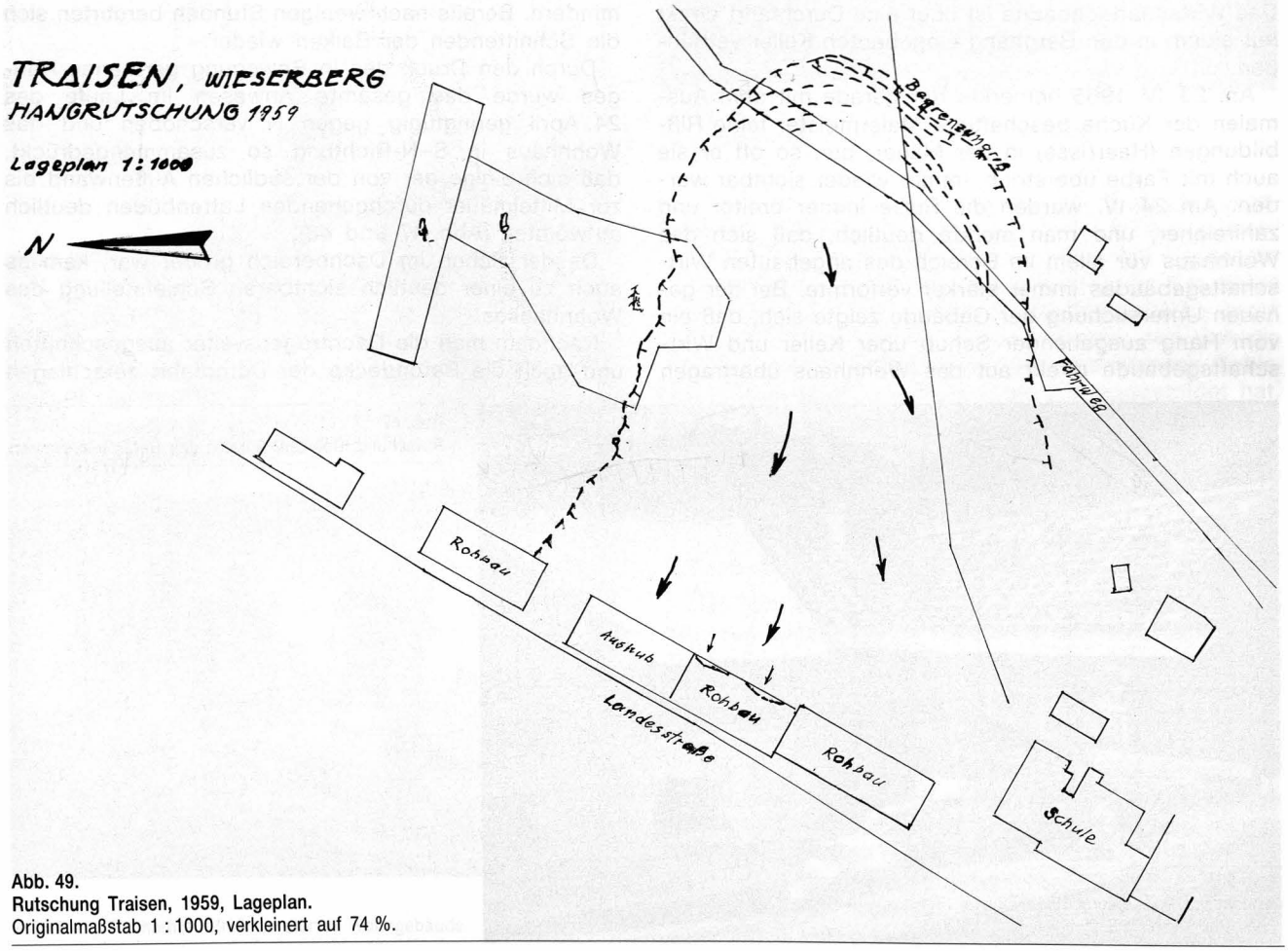


Abb. 49.
Rutschung Traisen, 1959, Lageplan.
Originalmaßstab 1 : 1000, verkleinert auf 74 %.

Ausgelöst wurde auch diese Rutschung durch die starken Regenfälle im April 1965, wobei die Niederschlagswässer wohl im Bereich der Bergsturzhalde gute Eindringungsmöglichkeiten vorfanden. Auch bei diesem Katastrophenfall wurde, da man bei einer den finanziellen Möglichkeiten angepaßten Sanierung keine Garantie für die Sicherheit des Anwesens hätte geben können, die Aussiedlung der Wirtschaft empfohlen.

5.7.7.4. Erdrutsch Traisen

Ende Juli 1959 wurde im Ortsgebiet von Traisen, östlich der Landesstraße 5205, am Fuße des vom sogenannten Wieserberg abfallenden Hanggeländes mit den Aushubarbeiten für 4 Wohngebäude begonnen. Insgesamt wurden im Zuge der Abgrabung des Hangfußes und des Kelleraushubes ca. 5000 bis 6000 m³ Material ausgehoben und abgeführt.

Am 15. Okt. 1959 kam plötzlich, nachdem bei 3 Gebäuden bereits das Kellergeschoß aufgebaut war, der angeschnittene Hangfuß in Bewegung und schob sich etwas gegen die Bauplätze vor. Ein deutlich verfolgbarer Begrenzungsanriß bildete sich höher im Hanggelände aus (Abb. 49). Er erreichte eine Sprunghöhe von 1 m und eine Öffnungsweite von ca. 0,6 m.

Am 26. Dez. 1965 erfolgte ein weiterer Schub, der Sprunghöhe und Bewegungsweite deutlich vergrößerte. An dem bereits fertiggestellten Kellermauerwerk, vor allem des Objektes 2, bewirkten die Bewegungen Verdrückungen der bergseitigen Fundamente und Außenmauern in einer Größenordnung von ±10 cm.

Wie die örtlichen Erhebungen zeigten, wird das mit 20° bis 25° gegen Osten ansteigende Hanggelände von grauen bis schwarzen Mergelschiefern, roten bis grünlichen Schiefertonen und dazwischen geschalteten schwachen Sandsteinlagen aufgebaut. Die der Klippenzone zuzuordnenden Gesteine fallen flach bergwärts ein. Über dem anstehenden Gebirge ist eine tonigschluffige, mit Sandsteinbrocken durchsetzte, zwischen 3 und 5 m mächtige Verwitterungsbodendecke ausgebildet. Nur diese Lockerbodenschichte wurde von der Bewegung erfaßt.

Auf Grund des Ablaufes der Ereignisse wurden als Ursache der Rutschung und als auslösendes Moment allein die Bauarbeiten angesehen und man war verwundert, daß die doch eher geringfügige Abgrabung im Fußbereich das Abrutschen eines Hangstückes von über 10.000 m² Fläche auslösen konnte. Bei der Befragung der Bevölkerung stellte sich jedoch in der Folge heraus, daß bereits 10 bis 14 Tage vor Beginn der Bauarbeiten kleine Bewegungen mit schwachen Rißbildungen im Hanggelände stattgefunden hatten.

Die Überprüfung der Wettersituation zeigte, daß dieses erste Abrutschen wohl durch die starken Niederschläge am 20. Juli 1959 (120 mm) verursacht worden war. Zu Beginn der Bauarbeiten befand sich der Hang daher bereits in einem eher labilen Gleichgewicht (Grenzgleichgewicht), und es genügte schon der relativ geringe Anschnitt, um die Bewegungen wieder aufleben zu lassen.

Durch Austrocknung der Lockerbodendecke mittels umfangreicher Dränagierungen und Regulierung der

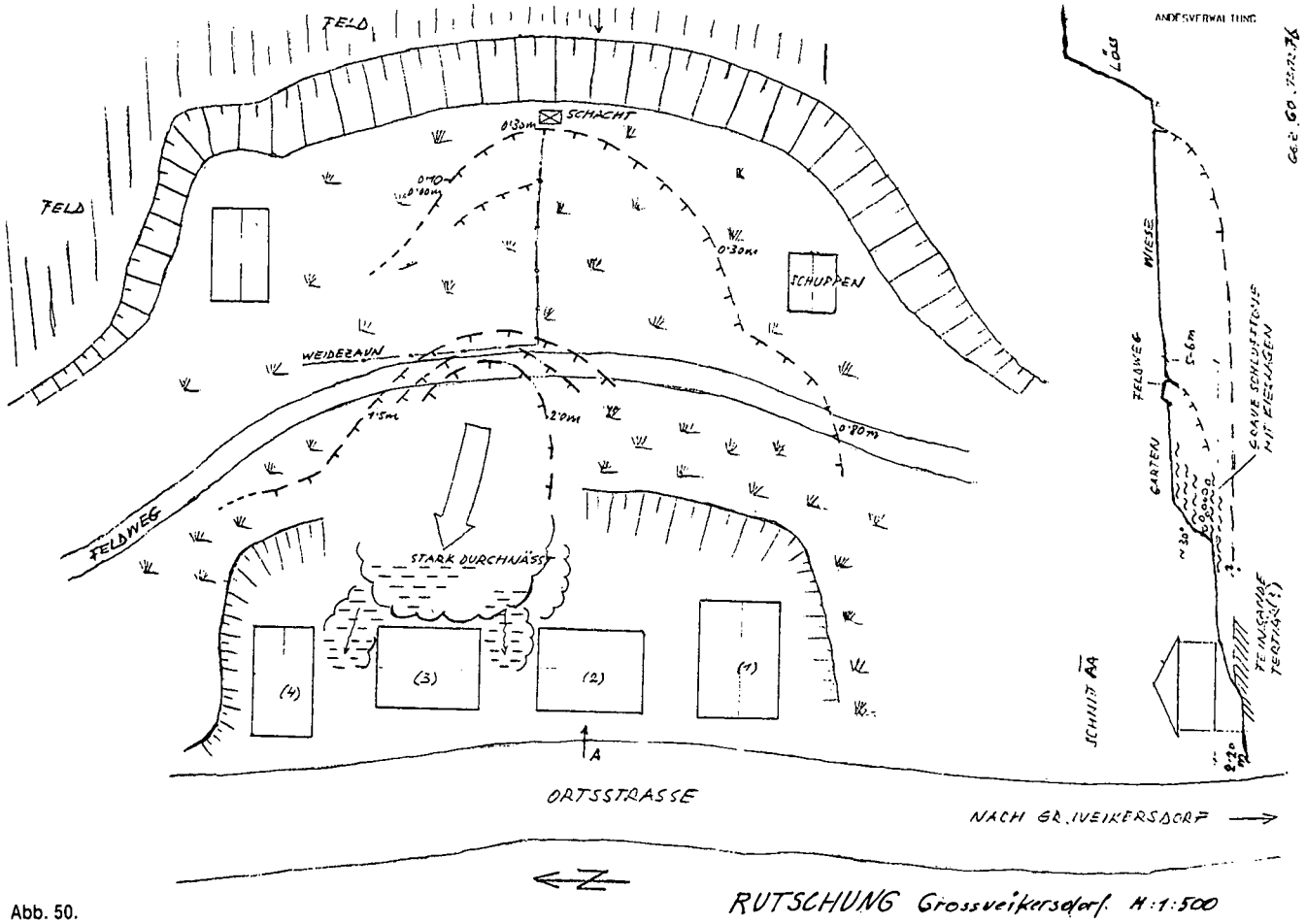


Abb. 50.
Rutschung Großweikersdorf, 1976, Lageplan.
Originalmaßstab 1 : 500, verkleinert auf 61 %.

Abflußwege der Niederschlagswässer wurde in der Folge die Standsicherheit des Hanggeländes so verbessert, daß seither keine weiteren Bewegungen mehr auftraten.

5.7.7.5. Erdrutsch Gemeinde Großweikersdorf

In der Marktgemeinde Großweikersdorf wurde in den siebziger Jahren ein ursprünglich landwirtschaftlich genutztes Hanggebiet entlang der Landesstraße 1261 in Bauland umgewidmet und in der Folge die Errichtung von 4 Einfamilienhäusern genehmigt. Die Tiefe des beim Bau der Objekte notwendigen Anschnittes des ungefähr mit 15° bis 20° gegen die Straße abfallenden Hanggeländes betrug zwischen 15 und 20 m. Nach einer Regenperiode zwischen 12. und 17. November 1976 (39,4 mm Tagesniederschlag am 14. XI.) geriet der Hang auf einer Länge von etwa 100 m (parallel zur Straße gemessen) in Bewegung und schob sich etwas gegen die bereits im Rohbau fertiggestellten Einfamilienhäuser vor. Der deutlich verfolgbare Begrenzungsriß verlief ca. 50 bis 60 m bergseits der Häuser nahe dem Fuße einer 5 bis 6 m hohen Lößböschung (Abb. 50 und 51).

Etwa in halber Höhe war in der nördlichen Hälfte der Rutschung eine zweite Abrißzone ausgebildet. Von den abgerutschten und im Fußbereich breiig ausgeflossenen Erdmassen wurden vor allem Haus 3 und teilweise auch die Objekte 2 und 4 bergseits bis in Höhe der Erdgeschoßfenster verschüttet, erlitten aber darüber hinaus keine weiteren Schäden.

Wie die geologischen Untersuchungen ergaben, wird das Gelände von Schluffen und schluffig-sandigen Tonen aufgebaut, die auf tertiären Sanden und Tonmergeln aufruhen und weiter bergwärts eine mächtige Löß- bis Lößlehmlage tragen.

In die Schluff-Tonschichten sind stärker sandige Schichten und auch ein schwacher Sand-Kieshorizont eingeschaltet. Die Bewegung dürfte im talseitigen Bereich in einer grauen Schluff-Ton-Lage erfolgt sein, die von dem überlagernden Sand-Kieshorizont bewässert wurde.

Schon nach den ersten Untersuchungen war klar, daß zu einer Sanierung und Sicherung der Böschung vor allem umfangreiche Entwässerungsmaßnahmen notwendig sind. Infolge finanzieller Schwierigkeiten verzögerte sich jedoch die Inangriffnahme entsprechender Arbeiten und es kam, wie zu erwarten, in der Nacht vom 14. auf den 15. II. 1977 zu neuerlichen Bewegungen.

In der nördlichen Hälfte der kleineren Abrißzone rutschte hierbei eine etwa 30 m lange, 10 m tiefe und 5 bis 6 m mächtige Bodenscholle auf das Haus 4 ab, scherte es von seinen Fundamenten ab und drückte

Abb. 51.
Rutschung Großweikersdorf, Blick in den Abrißbereich.

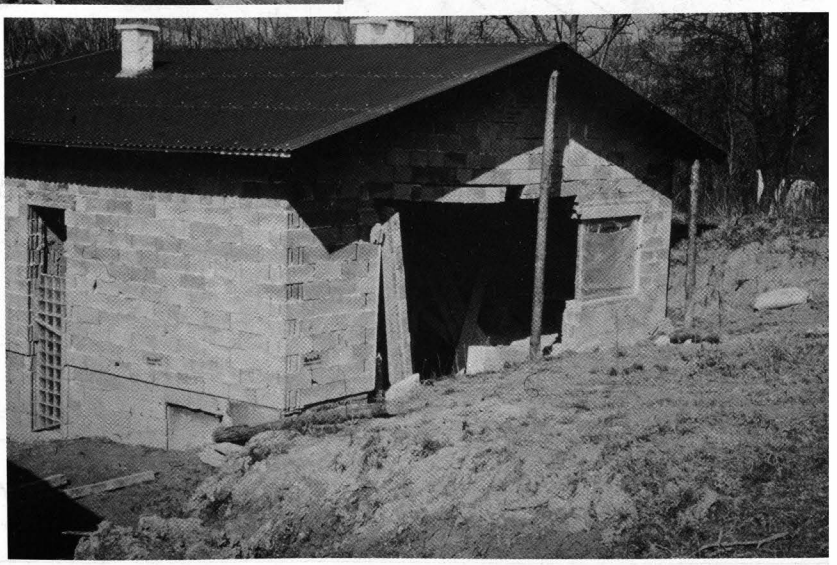


Abb. 52.
Rutschung Großweikersdorf, Rückseite des Hauses Nr. 4.

die Gebäuderückwand ein, wodurch es in der Folge auch zum Einsturz der Kellerdecke kam (Abb. 52).

Die horizontale Verschiebung betrug zwar nur wenige Zentimeter, genügte aber, um den Mauerwerksverband teilweise zu zerstören.

Im südlichen Abschnitt kam es ebenfalls zu meßbaren Verschiebungen größerer Erdschollen, wodurch die Bedrohung der Häuser 1 und 2 wesentlich erhöht wurde. Sprunghöhe und Öffnungsweite des Begrenzungsrisses nahmen merkbar zu. Diesmal blieb die Rutschung über einen Zeitraum von einigen Wochen aktiv und zeigte immer wieder kleine Nachbewegungen. Erst im April 1977 konnte man wieder von einem Stillstand sprechen.

Die in den folgenden Monaten durchgeführte Sanierung enthielt, wie vorgesehen, eine umfangreiche Entwässerung des Hanggebietes, wobei infolge der Lage der wasserwegigen Sand-Kieshorizonte 7 bis 8 m tiefe Dränagen verlegt werden mußten. Ergänzt durch die Verschließung der Risse, Bepflanzung und einige kleinere bauliche Maßnahmen, hat die Sanierung bis heute weitere Bewegungen verhindert.

Wenn auch die starken Niederschläge im November 1976 die Rutschung auslösten, ist als Ursache eindeutig der Hanganschnitt im Zuge der Errichtung der Einfamilienhäuser anzusehen. Derartige Eingriffe in den Untergrund dürfen eben nur im Zusammenhang mit entsprechenden Sicherungsmaßnahmen erfolgen.

5.7.7.6. Erdrutsch bei Senftenberg

Eine hinsichtlich ihrer Entstehung etwas ungewöhnliche Rutschung ereignete sich im Mai 1982 im Gebiet der Marktgemeinde Senftenberg.

Ein altes, ebenerdiges, auf einer schmalen Terrasse wenige Meter über der Krems erbautes Wohnhaus (Abb. 53) wurde in den Jahren 1970 bis 1972 renoviert und 1974 mit einer hangseitigen Stützmauer gesichert. Nördlich anschließend an das Haus errichtete der Besitzer später noch eine Garage, deren Rückwand er auf die Stützmauer aufsetzte. Beim Bau der Stützmauer war der Hangfuß zwecks Verbreiterung der Terrasse tiefer angeschnitten worden, so daß im Gelände eine 6 bis 7 m hohe, steile Böschung (60° bis 70°) entstand.

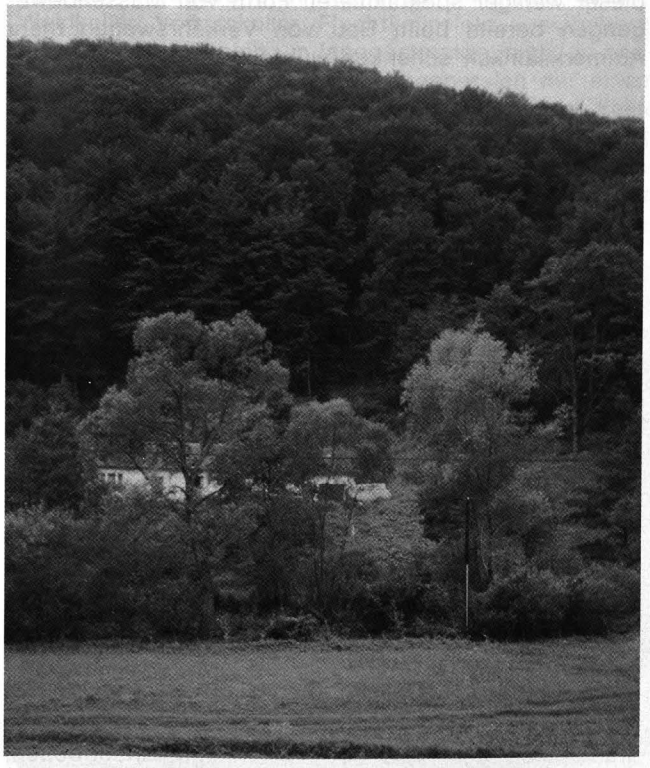


Abb. 53.
Rutschung Senftenberg, Anwesen mit wiederaufgebauter Garage.

Etwa 30 bis 35 m bergseits dieser Böschung beginnt, durch einen Weg begrenzt, Waldgebiet, das im unteren Bereich leicht eingemuldet ist, dann aber steil mit 45° bis 50° gegen SW ansteigt (Abb. 54).

Aufgebaut wird der südliche Hang des Kremstales in diesem Abschnitt von Amphiboliten und darüber liegenden Gföhler Gneisen des Moldanubikums, die im Bereich der Steilstufe von einer dünnen Hangschuttschichte, im tieferen, flacheren Hangteil jedoch von einer mächtigen, lehmig-steinigen Hangschutt- und Verwitterungsbodendecke überlagert werden.

Nach einem starken Unwetter am 28. V. 1982 kam es zu einem außergewöhnlich starken Oberflächenwasserabfluß. Die Wässer schossen über den Steilhang herab, rissen dabei die Hangschuttdecke über weite Strecken auf, bewirkten im unteren flacheren Abschnitt durch Unterspülung das Umstürzen etlicher alter Bäume und flossen dann am Wohnaus vorbei in die Krems ab.

Am 31. V. um ca. 14 Uhr, also 3 Tage später, geriet plötzlich die steile Böschung hinter der Garage in einer Breite von ca. 10 bis 12 m in Bewegung, rutschte auf die Gebäuderückwand ab und drückte diese so weit um, daß auch das Dach niederbrach. Die in diesem Abschnitt ca. 1 m über Terrassenniveau reichende Stützmauer hielt dem Druck der Erdmassen stand und erlitt keine Schäden. Gleichzeitig mit dem Niedergehen des etwa 8 m bergwärts reichenden Erdkeiles flossen aus dem Böschungsanriß große Wassermengen aus und verwandelten den abgerutschten Verwitterungsboden in einen lehmig-steinigen Brei, der sich durch die Garage über den gesamten Vorplatz ausbreitete. Das Ausfließen von Wasser dauerte noch einige Tage an.

Auf Grund der Untersuchung des Waldgebiets und der Rutschmulde und vor allem des genauen Berichtes der Bewohner, läßt sich der Ablauf des Schadenfalles folgendermaßen rekonstruieren:

Zu Beginn des Unwetters flossen Niederschlagswässer, ohne wesentliche Schäden anzurichten, zur Krems ab. Nach dem immer stärkeren Aufreißen der Hangschuttdecke und vor allem nach dem Umsturz etlicher Bäume drang jedoch ein beachtlicher Teil der Wässer in die steinige Hangschuttdecke ein und füllte deren Hohlräume, immer weiter talwärts greifend, auf (Abb. 54).

Die jeweils einige Kubikmeter großen, durch die umgestürzten Bäume entstandenen Löcher im Waldboden fungierten dabei, da sie voll mit Wasser gefüllt waren, als kleine Druckbehälter.

Da die Verwitterungsbodendecke weiter talwärts, wie in der Rutschmulde zu erkennen war, wesentlich stärker verlehmt und damit auch entsprechend weniger durchlässig ist, baute sich im Hangbereich oberhalb des Hauses ein enormer hydrostatischer Druck (hydrostatischer Seitendruck – R. NEUMANN, 1964) auf, der einen Gefügezusammenbruch des locker gelagerten Bodens und nach 3 Tagen den Nachbruch des Böschungsteiles oberhalb der Garage bewirkte.

Erst nach dem Abrutschen und Ausfließen der Bodenmassen konnte auch das restliche im Hang zurückgehaltene Niederschlagswasser ungehindert ausfließen.

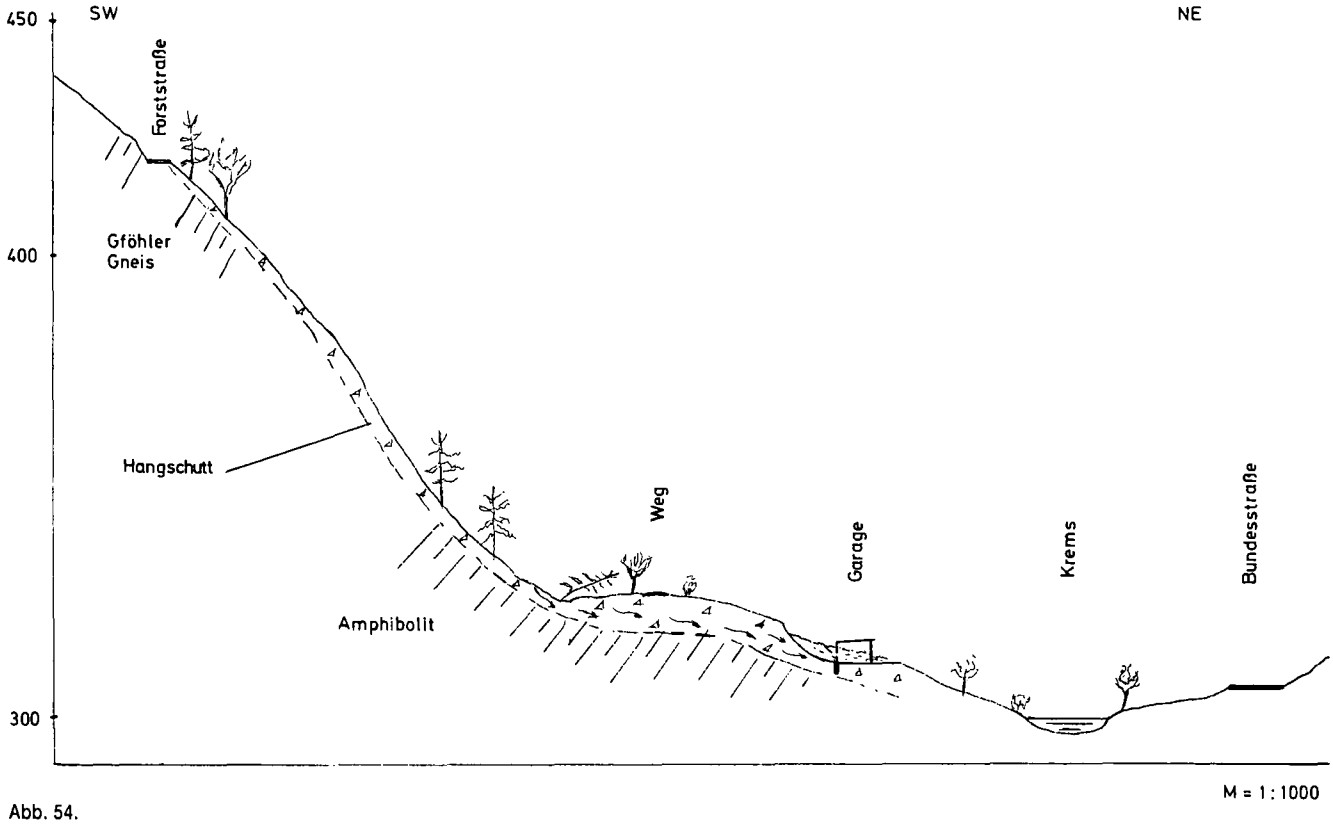


Abb. 54.
Rutschung Senftenberg, 1982, Hangprofil.
Originalmaßstab 1 : 1000, verkleinert auf 61 %.

5.8. Kriechen

Hang- und Schuttkriechen sind eine in allen bergigen, hügeligen Gebieten Niederösterreichs häufig auftretende Bewegungsform. Fast alle Schutthalden, ob in den Kalkalpen oder in der Böhmischen Masse, sind in einem langsamen Talwärtswandern begriffen. Ebenso zeigen die meisten Verwitterungsbodendecken, vor allem wenn sie einen gewissen Anteil an bindigen Bodenarten enthalten, diese Tendenz. Besonders häufig ist das sogenannte Hangkriechen in Flysch und Klippenzone anzutreffen.

Da die Bewegungen sehr langsam vor sich gehen – cm je Jahr –, sind Schäden, die sie an Gebäuden, Straßen oder Wegen verursachen, für den Augenblick betrachtet, meist gering und ihre wahre Ursache wird kaum erkannt. Größere und dann auch eindeutig zuordenbare Schäden treten in der Regel erst dann auf, wenn die langsamen Kriechbewegungen, wie bereits in Abschnitt 2 aufgezeigt, z.B. durch starke Wasserzufuhr plötzlich in ein Rutschen oder ein murenartiges Fließen übergehen. Im Archiv des Geologischen Dienstes scheinen aus diesem Grunde nur 4 Fälle auf, die eindeutig der Bewegungsform „Kriechen" zuzuordnen sind.

Von den 3 Massenbewegungen, die als Hangkriechen einzustufen waren, verursachte eine Schäden an einem Güterweg und eine zweite Rißbildungen in einem Wirtschaftsgebäude. Bei allen 3 Fällen wurde nur die leicht bindige, von tonig-schluffigen Bodenarten dominierte Verwitterungsbodendecke erfaßt.

Ein im Raum Puchberg am Schneeberg untersuchtes Massenkriechen erfaßte die über Werfener Schichten auf einem mit 40° gegen Nordosten abfallenden Hang ausgebildete Schuttdecke. An dem den Hang querenden Weg war es zu Verdrückungen der Fahrbahn und kleineren Nachbrüchen aus der bergseitigen Böschung gekommen. Solche Schäden treten bei Straßen und vor allem natürlich bei Wegen in steileren Hanggebieten häufig auf, und es wäre daher richtig, wenn man auch dieser weniger spektakulären Form von Massenbewegungen bereits beim Bau von Verkehrswegen mehr Aufmerksamkeit schenken würde.

5.9. Fließen

5.9.1. Schichtfließen, Setzungsfließen

Zu Fließerscheinungen kommt es in Niederösterreich recht häufig in den ausgedehnten Lößgebieten des Alpenvorlandes und Weinviertels. Die Festigkeit und auch die große Porosität des echten Lösses beruhen vor allem auf einer leichten Bindung, Verkittung der krümelig abgelagerten Staubkörner (Kohäsion) und der Kalkauskleidung der zahlreichen Wurzelröhrchen (SCHEIDIG, A., 1934).

Die häufigsten Ursachen für den Verlust von Struktur und Festigkeit sind Belastung, vor allem dynamische Belastung, Vernässung, Erosion und Subrosion. Ständige dynamische Belastung zerstört in kurzer Zeit die Verkittung in den oberen Bodenschichten und bewirkt damit die Umwandlung des Lösses in einen kaum gebundenen, wesentlich dichteren Staubboden. Intensive Vernässung führt durch Lösung und Druck ebenfalls zu einem Gefügezusammenbruch und aus dem ehemals standfesten Löß wird ein schlammiger Staubboden. Fließendem Wasser kann der Löß am wenigsten Widerstand entgegensetzten. Der Verband der Körner wird

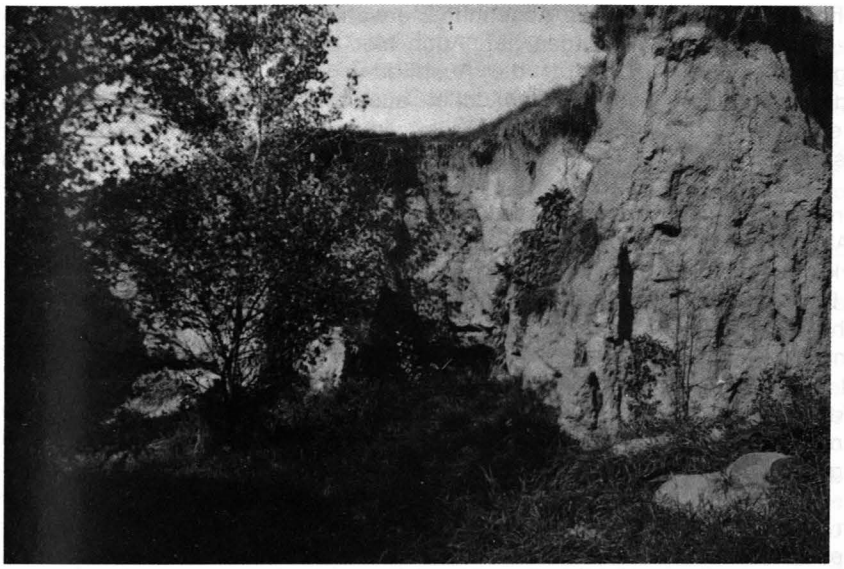


Abb. 55.
Lößschlucht bei Engelmannsbrunn.

rasch zerstört, Boden und Wasser bilden eine Suspension, die talwärts abfließt.

Gute Beispiele für diese Anfälligkeit des Lösses gegen Erosion sind die vielen tiefen, oft wild verzweigten Schluchten und Gräben in den Lößgebieten (Abb. 55) und die immer wieder nach Unwettern und Starkregenfällen auftretenden Bodenausschwemmungen aus Lößhängen. Vor allem die Weinbauterrassen werden, da sie keine ausreichend schützende Pflanzendecke besitzen, oft davon betroffen.

Eine weitere Erscheinung, die ebenfalls in diese Gruppe der Massenbewegung zu stellen ist, sind die Verbrüche von künstlichen Hohlräumen, also Kellern, in den Lößgebieten. Da der Löß leicht zu bearbeiten und dennoch standfest ist und Hohlräume infolge seiner großen Porosität ein gutes Klima aufweisen, wurden von der Bevölkerung in Lößhänge unzählige Keller – Weinkeller, Vorratskeller, Fluchtkeller etc. – eingebaut. Meist handelt es sich um langgestreckte, nicht zu breite Hohlräume, die oft im Eingangsbereich mit einem Ziegelgewölbe versehen sind, im übrigen aber keine Einbauten aufweisen. Untersuchungen haben gezeigt, daß die trotz der guten Standfestigkeit des Lösses immer wieder vorkommenden Verbrüche und Einstürze in den meisten Fällen von den Menschen selbst durch unüberlegte Änderungen der Nutzung und Bewirtschaftung des Geländes herbeigeführt wurden. Sehr oft hat man z. B. im Zuge von Modernisierung und Ausbau landwirtschaftlicher Betriebe ehemals wenig genützte Fahrwege auf flachen Lößhängen in Straßen mit Lastverkehr umfunktioniert. Dabei schlitzte man die ehemals unverletzte Lößdecke über den im Hangfuß eingebauten Kellern zwecks Einbau von Wasserleitung und Kanal über weite Strecken auf und verfüllte die tiefen Künetten mit Sand-Kiesmaterial. Die Fahrbahndecken wurden meist zu schwach dimensioniert, so daß Belastungen und Erschütterungen und natürlich die Bauarbeiten selbst in kurzer Zeit das Gefüge der oberen Lößschichten zerstörten.

Über die tiefen, durchlässigen Künetten drangen in der Folge Oberflächenwässer, besonders natürlich nach Unwettern, Starkniederschlägen etc., ohne Verzögerung in tiefere Horizonte ein und schufen sich von dort neue Abflußwege im Lößkörper (Subrosion). Trafen diese neu gebildeten Abflußbahnen auf einen bestehenden Hohlraum, so wurde dieser in das System eingebunden und es kam in kurzer Zeit zu Materialausschwemmungen aus Decken und Wänden und in der Folge häufig zu Verbrüchen. In einigen Fällen lösten diese Verbrüche Senkungen und Setzungen aus, die an

Abb. 56.
Senkungstrichter im Löß nach Kellereinsturz, Gemeinde Stillfried a.d. March, 1979.

darüber liegenden Straßen, Wegen, Wohn- und Wirtschaftsgebäuden beachtliche Schäden verursachten (Abb. 56). Zur Sanierung und Absicherung der betroffenen Objekte waren in allen Fällen neben diversen baulichen Arbeiten vor allem Maßnahmen für eine unschädliche Ableitung zukünftiger Niederschlagswässer erforderlich.

In einer Gemeinde im Weinviertel traten in einem um 1900 errichteten, seit einiger Zeit als Altersheim genützten Haus im Juni 1958 plötzlich starke Mauerrisse in der nordöstlichen Gebäudeecke auf. Eine Untersuchung des Untergrundes ergab, daß auch hier das Gefüge des unter den Gebäudefundamenten anstehenden Lösses durch fließendes Wasser zerstört und eine wesentliche Verdichtung des Bodens bewirkt worden war. Die hierdurch ihrer Auflage beraubten Fundamente gingen nach und verursachten die Rißbildungen im Mauerwerk.

Die zerstörenden Wässer stammten in diesem Falle allerdings aus der über einen längeren Zeitraum defekten Wasserleitung des Heimes.

Von den im Laufe der vergangenen 3 Jahrzehnte beobachteten Fließerscheinungen in feinkörnigen Bodenarten in Niederösterreich ereigneten sich 12 in Löß, während nur 3 leicht bindige Schluffböden in den Verwitterungsbodendecken über tonig-mergeligem Gestein betrafen. Auch in diesen Fällen waren jedoch lockeres Gefüge, geringe Scherfestigkeit und ein übermäßiger Wasserzudrang im Zuge von Unwettern oder Starkregenfällen Ursache und auslösendes Moment.

5.9.2. Erdfließen, Schlammströme

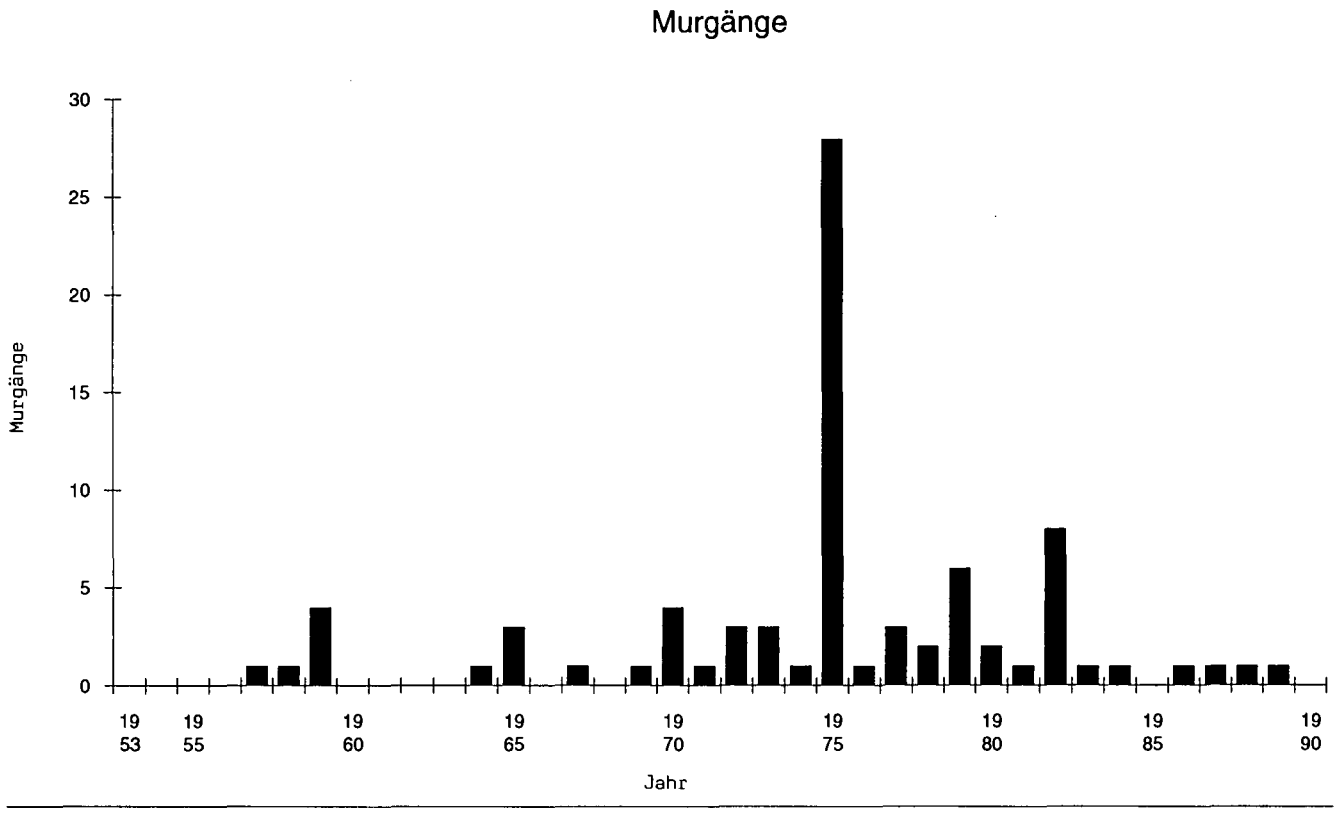
Sehr häufig treten Verflüssigungserscheinungen bei Böden mit feinsandig-schluffiger Grundmasse, wie bereits in Abschnitt 2 erwähnt, als letzte Phase von Rutschungen auf. Auch hier bewirkt ein übergroßer Wasserzutritt die Ausbildung einer Suspension, die aus dem Rutschkuchen ausbricht und abfließt. Da bei den bearbeiteten Fällen immer der Zusammenhang mit einer vorhergegangenen Rutschung klar zu erkennen war, sind sie bei dieser Gruppe von Massenbewegungen eingeordnet.

5.9.3. Muren, Murgänge, Murbrüche (Murenartiges Fließen, Schuttgang)

Murgänge unterscheiden sich vom Schichtfließen vor allem durch die Korngröße der bewegten Massen. Murgänge treten in locker gelagerten, nichtbindigen Schuttmassen auf, die neben einem unterschiedlich hohen Feinkornanteil (0,02 bis 2,0 mm) große Mengen an Gesteinsstücken (2 bis 60 mm) und Gesteinstrümmern (>60 mm) enthalten. In der Natur sind das z. B. Hangschuttlagen, Schutt- und Blockhalden, steinige, nichtbindige Verwitterungsbodendecken, Sand- und Kiesablagerungen, stark aufgewitterte Festgesteinshorizonte und mitunter auch künstliche Anschüttungen aus nichtbindigem Material.

Verursacht werden Muren durch einen überdurchschnittlich starken, plötzlichen Wasserzufluß in den Lockergesteinskörper. Die eindringenden Wassermassen lockern, zerstören das Gefüge und bewirken die Bildung einer Suspension, der auftretende Strömungsdruck löst den Abgang des Wasser-Feststoffgemisches aus. Das Verhältnis Wasser : Feststoff wird allgemein mit ca. 1 : 1 angenommen. Die Bewegungsenergie und die hohe Rohwichte des Murbreies ermöglichen die Mitnahme, den Transport größerer Gesteinstrümmer. Die Geschwindigkeit, mit der Muren zu Tal fließen,

Tabelle 16.
Anzahl der Murgänge je Jahr (1953–1990).



kann m/h bis m/sec. betragen. Sie nimmt mit dem Wasserverlust, den die Mure auf ihrem Weg erleidet, ab. Überschreitet die innere Reibung des durch Wasserverlust immer weniger breiigen Gemisches einen bestimmten Grenzwert, so kommt die Mure zum Stillstand.

Da ein besonders großer, rascher Wasserzufluß in einen Schuttkörper die Voraussetzung für das Auftreten einer Mure darstellt, sind in der Regel mit Schutt erfüllte Bäche, Gräben, Schluchten und Rinnen, die bei Starkniederschlägen weite Hangbereiche entwässern, die bevorzugten Entstehungsgebiete.

Aber auch in flacheren, sanfter geformten Hangmulden kann es zur Ausbildung von Muren kommen, wenn ihnen große Mengen von Niederschlagswässern zufließen oder unterirdische Wasserzuleitungen erfolgen.

Von den bearbeiteten Massenbewegungen wurden nach den genannten Kriterien 79 in die Gruppe Muren eingeordnet.

Da, wie schon mehrmals bemerkt, bei vielen Massenbewegungen mehrere Bewegungsformen beteiligt sind, also beispielsweise Kriechen → Rutschen → murenartiges Fließen, konnte die Zuteilung nur nach dem augenscheinlich dominierenden Vorgang erfolgen und ist daher bis zu einem gewissen Grad subjektiv.

In Tabelle 16 ist die Aufteilung der Schadensereignisse auf die einzelnen Jahre im Zeitraum 1953 bis 1990 dargestellt. Es ist deutlich zu erkennen, daß wie bei den Rutschungen die meisten Schadensereignisse im Jahre 1975 auftraten.

Ordnet man die Fälle im Jahre 1975 nach Monat und Tag (Tab. 17), so sieht man, daß 20 der 28 Murgänge am 2. und 3. Juli 1975 auftraten und daher eindeutig durch die laut Aufzeichnungen der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik vom 28. Juni bis 2. Juli 1975 niedergegangenen Starkniederschläge verursacht wurden.

Tabelle 17.
Murgänge des Jahres 1975.

Monat	Tag	Gemeinde
Juli	1.	Frankenfels
	2.	Kirchberg/Pielach
		Ertl
		Kilb
		Waidhofen/Ybbs
		Thomasberg
		Thomasberg
		St. Peter/Au
	3.	Oberndorf/Melk
		Hollenstein/Ybbs
		Lunz/See
		Scheibbs
		Scheibbs
		Ybbsitz
		Ybbsitz
		Ybbsitz
		Randegg
		St. Anton/Jessnitz
		St. Georgen/Leys
		Feistritz/Wechsel
	5.	Neustadtl/Donau
		Ardagger
		Ybbsitz
		Ybbsitz
		Gresten-Land
August	7.	Frankenfels
	17.	Frankenfels

Tabelle 18.
Murgänge in den verschiedenen geologischen Zonen Niederösterreichs.

Geologische Zone	Anzahl der erfaßten Murgänge
Böhmische Masse	6
Molasse, Inneralpines Tertiär	3
Flysch- und Klippenzone	19
Kalkalpen	41
Zentralzone	10

Die in Tab. 18 vorgenommene Aufteilung der Murgänge auf die verschiedenen geologischen Zonen Niederösterreichs zeigt, daß die Kalkalpen am weitaus häufigsten von diesen Massenbewegungen heimgesucht wurden.

Dieses klare Übergewicht mit mehr als 50 % der Fälle ist wohl vor allem auf die steilere Geländeformung und die ausgedehnteren Schuttablagerungen in den Hanggebieten der Kalkalpen zurückzuführen. Am häufigsten (15 Fälle) bildeten sich die Murgänge im Bereich des Hauptdolomites aus. Kalke und Mergel der Opponitzer und Kössener Schichten und des Neokoms sowie Sandsteine und Tonschiefer der Lunzer Schichten sind jeweils mit 5 bzw. 6 Fällen vertreten. Das Überwiegen des Hauptdolomites ist verständlich, wenn man die Neigung des Gesteins zur Ausbildung grusig-sandiger Deckschichten bedenkt.

In der Flysch- und Klippenzone dominieren Sandsteine, Mergel und Kalkmergel, während in der Zentralzone vor allem Bereiche betroffen waren, in denen Glimmerschiefer und Phyllite anstehen.

Von den 6 in der Böhmischen Masse registrierten Murgängen erfolgten 4 im Gebiet des Weinsberger Granites (Granitgrus).

Die meisten von den Muren erfaßten Schuttablagerungen verdanken ihre Mächtigkeit einem langsamen Schuttzuwandern (Schuttkriechen, Abschwemmung etc.) aus höheren Hangbereichen. Bei einigen Fällen, und zwar in Flyschzone und Kalkalpen, war es jedoch nur der autochthone Verwitterungshorizont über anstehenden Mergeln und Kalkmergeln, der mit Niederschlagswässern den Murbrei bildete.

Eine ähnlich wie bei den Rutschungen versuchte Auswertung der bei den Murgängen erhobenen Daten bringt, kurz zusammengefaßt, folgende Ergebnisse:

1) Die ausschlaggebenden geologischen Voraussetzungen und inneren Ursachen waren praktisch in allen Fällen eine lockere Lagerung, ein lockerer Verband der Schuttmassen und ein rascher, überdurchschnittlich starker Wasserzudrang.
2) Als natürliche äußere Ursache konnte bei 2 Murgängen Gerinneerosion erkannt werden. Anschnitte und Aufschüttungen im Straßen- und Wegebau haben nachweisbar zur Entstehung von 10 Murgängen beigetragen.
3) Auslösende Ereignisse waren, laut Aussage der Bevölkerung, bei 64 Muren Starkregenfälle und 15 mal Unwetter. Nur bei 5 Abgängen wurde auch die Schneeschmelze als wesentlicher Faktor gewertet.
4) Als Bewegungsbahn fungierte bei den meisten Muren das anstehende Gebirge, wobei in etlichen Fällen talwärtsfallende Schichtflächen vorlagen.

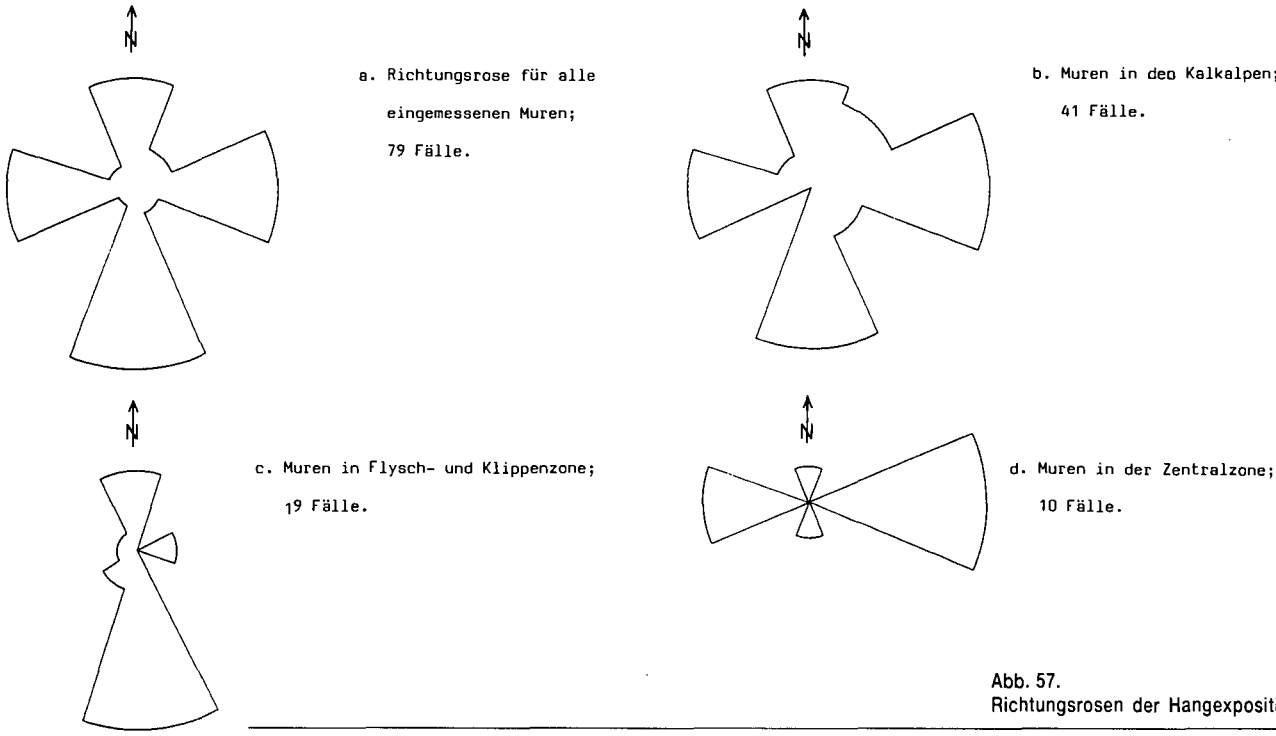


Abb. 57.
Richtungsrosen der Hangexposition.

Nur bei wenigen Abgängen erfolgte das Abfließen auf Einlagerungen, Unstetigkeitsflächen in den Schuttkörpern.

5) 57 Muren erfaßten Wiesengelände oder Weideland, 20 ereigneten sich in Waldgebieten oder teilweise bewaldetem Terrain.

6) Die Zusammenstellung der gemessenen Hangneigungen ergibt ein ähnliches Bild wei bei den Rutschungen.
In Kalkalpen und Zentralzone liegt der Durchschnittswert zwischen 36° und 37°. In Flysch- und Klippenzone wurden flachere Hänge mit einer durchschnittlichen Neigung von ±30° erfaßt.

7) Die in Abb. 57 für die bearbeiteten Murgänge dargestellten Richtungsrosen lassen im Gegensatz zu den Richtungsrosen der Rutschungen keine dominierende Richtung erkennen. Der Grund hierfür ist wohl die Tatsache, daß Murgänge Gräben und Muldenzonen bevorzugen, deren Verlauf vor allem vom örtlichen Untergrundaufbau bestimmt wird.

8) Das Verhältnis Länge : Breite liegt, wie zu erwarten, in 73 % der Fälle über 1 (Durchschnitt 1,92). Besonders in den Kalkalpen zeigen die Werte, daß Murgänge, wie bereits gesagt, wesentlich mehr als etwa Rutschungen Gräben und Muldenzonen folgen.
Die in 59 Fällen bestimmte flächenmäßige Ausdehnung der Murgänge ist in Tabelle 19 aufgelistet.

Tabelle 19.
Durchschnittliche Größe der Murbrüche.

Ungefähre Ausdehnung des erfaßten Bereiches [m²]	Anzahl der Fälle
< 500	29
500– 2.000	19
2.000–10.000	8
>10.000	3

Alle drei Muren, die Flächen über 10.000 m² erfaßten, ereigneten sich in den Kalkalpen und zwar bei Waidhofen/Ybbs (1987), Gaming (1965) und Lunz/See (1965).

9) Die Bewegungsweite betrug in den meisten Fällen zwischen 5 m und 10 m. Nur bei einigen Abgängen flossen die Schuttmassen 50 bis 100 m weit talwärts.

10) Die Mächtigkeit der bewegten Schuttmassen konnte nur selten exakt festgestellt werden. Am häufigsten wurden Mächtigkeiten zwischen 1 und 5 m gemessen.

11) Sieht man von Geländeverformungen und den unvermeidlichen Schäden an Wald und Flur ab, so richteten Murgänge vor allem an Wegen und Straßen beachtliche Zerstörungen an. In mehr als 40 Fällen wurden Wege verschüttet, abgesenkt oder überhaupt weggerissen.
Wohn- und Wirtschaftsgebäude waren wohl bei etlichen Murgängen bedroht, tatsächlich beschädigt wurden jedoch nur 9 Objekte. Zwei davon allerdings so schwer, daß sie teilweise einstürzten.
Stimmt die Annahme, daß es sich bei den vom Geologischen Dienst aufgenommenen Murgängen nur um ca. 20 %–30 % der im Zeitraum von 1953 bis 1990 tatsächlich in Niederösterreich aufgetretenen Fälle handelt, so muß man damit rechnen, daß vor allem die Schäden an Straßen und Wegen wesentlich umfangreicher waren, ihre Sanierung jedoch meistens vom Straßenerhalter in Eigenregie vorgenommen wurde.

12) Die wichtigste Sanierungsmaßnahme war auch bei Muren, neben der Abräumung der Schuttmassen eine gründliche Entwässerung der betroffenen Gebiete. Allerdings mußte dabei ganz besonders auf eine unschädliche Ableitung der Niederschlagswässer aus höheren Hangbereichen Bedacht genommen werden. Kleine Verbauungen aus Naturstein wurden in ca. 40 Fällen als notwendig erachtet. Umfangreiche bauliche Maßnahmen (Ge-

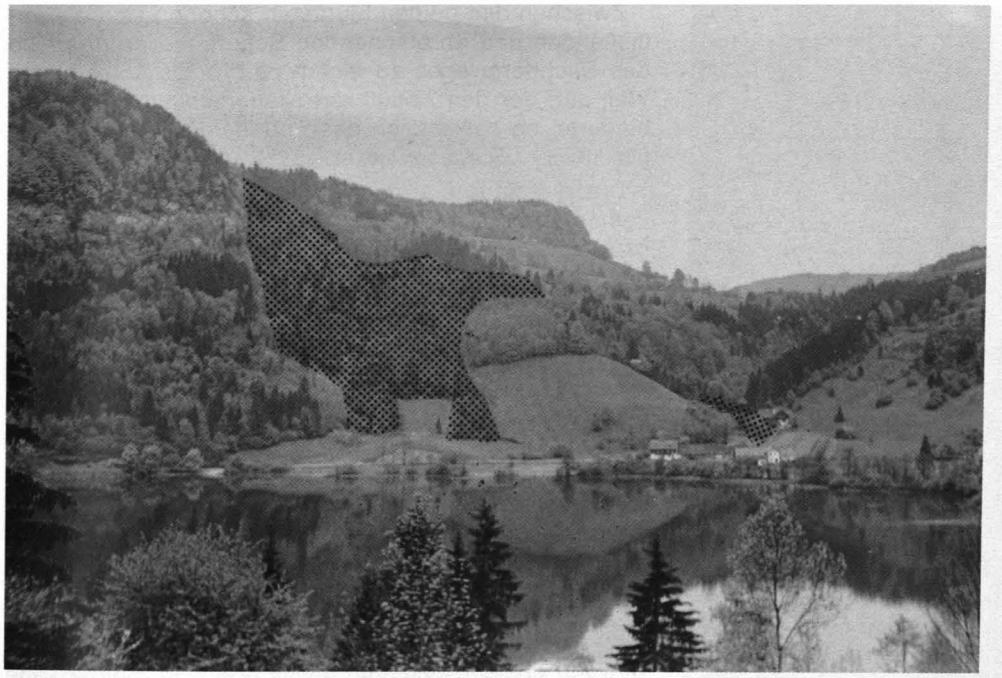


Abb. 58.
Murgang (gerastert) Lunz am See, 1965.
Blick über den See gegen N auf den Steinbauernberg.

rinneausbau, Geschiebesperren, Pflasterungen etc.) waren nur bei ganz wenigen Abgängen erforderlich.

5.9.3.1. Beispiele

Der größte vom Geologischen Dienst in Niederösterreich untersuchte Murgang ereignete sich 1965 im Gebiet der Gemeinde Lunz am See.

Nördlich des Lunzer Untersees erstreckt sich in WSW–ENE-Richtung ein Band von senkrecht stehenden Opponitzer Kalken und Mergeln, das die Südflanke und den Grat des sogenannten Steinbauernberges bildet. Etwa in Höhe des Ostendes des Sees wird der zur Sulzbach-Decke gehörende Gesteinszug durch eine annähernd N–S-verlaufende Störung unterbrochen und um ca. 300 m gegen N verstellt. An die durch diese Verschiebung entstandene N–S-laufende Felswand schließen im Osten Lunzer Schichten an. Infolge der geringen Verwitterungsbeständigkeit der tonigen Anteile der Lunzer Schichten hat sich östlich der Störung im Hang eine gegen SSE abfallende Mulde ausgebildet, die mit tonig-schluffigen Verwitterungsprodukten der Lunzer Schichten, Gesteinsschutt von den begrenzenden Opponitzer Kalken und, etwas weiter östlich, auch mit eiszeitlichen Ablagerungen erfüllt ist. Unmittelbar nördlich des NE-Endes des Lunzer Untersees sind, laut Mitteilung von A. RUTTNER, noch die Reste einer postglazialen Mure erhalten. Entlang der Felswand entstand eine steile Schutthalde, die, wie die Mulde, weitgehend bewaldet war.

Während der überdurchschnittlich starken Regenfälle im Frühjahr 1965 geriet diese Schutthalde in der Nacht vom 31. V. auf 1. VI. in Bewegung und rutschte gegen Osten in die Hangmulde hinein. Durch das Abgleiten wurden die Schuttmassen so aufgelockert, daß sie mit den gespeicherten und den ständig neu zufließenden Niederschlagswässern eine Suspenion bildeten und als Mure talwärts abflossen (Abb. 58).

Wesentlich für diese Entwicklung war neben dem überdurchschnittlich starken Wasserzufluß sicher die wasserstauende Wirkung des tonig-schluffigen Verwitterungshorizontes der Lunzer Schichten. Durch sie wurde ein zeitgerechtes Abfließen der Niederschlagswässer verhindert, so daß sich die für die Murenbildung notwendigen Mengen im Schuttkörper ansammeln konnten.

Ein Teil des Murenbreis floß entlang der Felswand gegen Süden ab, nahm Wald und Buschwerk mit, ver-

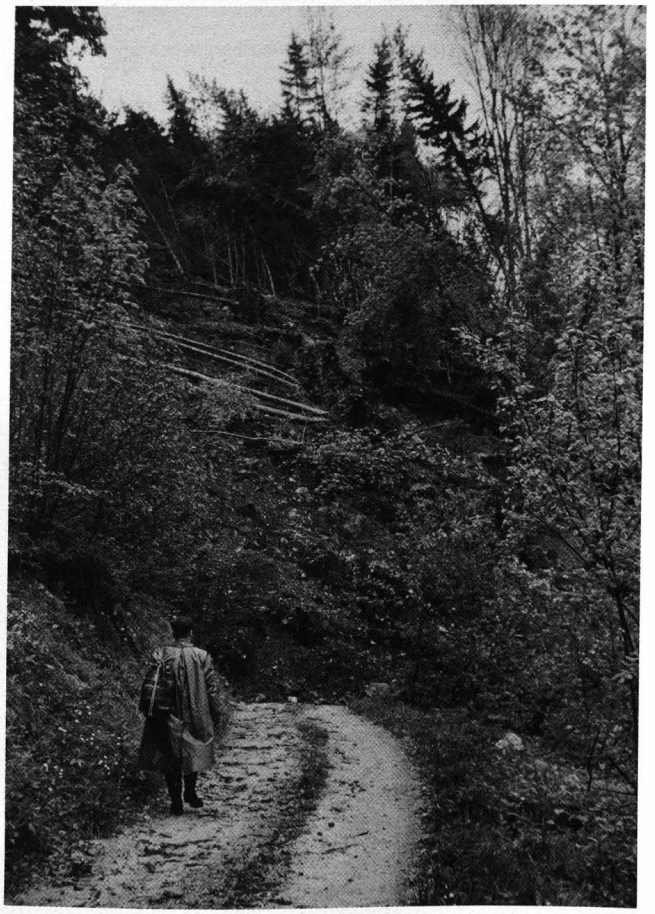


Abb. 59.
Murgang Lunz am See, Überschüttung des Rechbergweges durch die Mure.

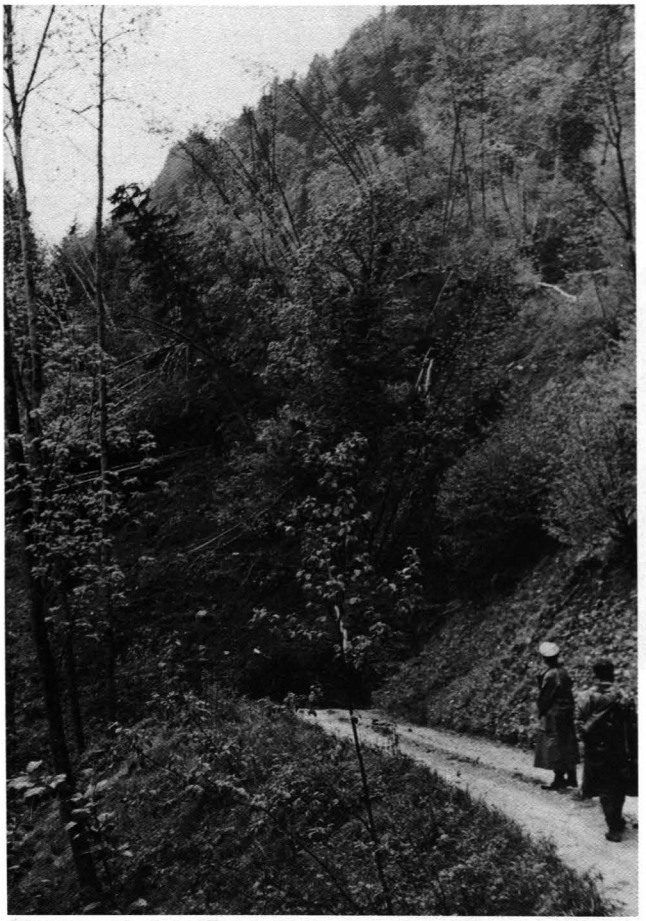


Abb. 60.
Murgang Lunz am See, Überschüttung des Rechbergweges durch die Mure.

schüttete auf eine längere Strecke 4 bis 6 m hoch den sogenannten Rechbergweg (Abb. 59 und 60) und blieb erst, in zwei Zungen aufgespalten, im Hangfußbereich einige Zehnermeter nördlich der Landesstraße 6176 liegen.

Ein zweiter Arm der Mure folgte einem etwas weiter östlich im Hang eingeschnittenen Graben, durchbrach den Rechbergweg und kam erst nach Eintritt in den Hauptgraben (Mayrgraben), etwas unterhalb des Hauses Ruttner, zum Stillstand (Abb. 61).

Zwischen den beiden Murästen schoben sich die abfließenden und abrutschenden Schuttmassen oberhalb des Rechbergweges zu einem ca. 10 bis 15 m hohen Wall auf, der den Abfluß der Niederschlagswässer behinderte, so daß infolge des Andauerns der Regenfälle ein kleiner „Stausee" entstand.

Die allerdings erst einige Zeit später gemachte Aufnahme (Abb. 62) – der Rechbergweg ist bereits wieder provisorisch hergestellt – gibt einen guten Einblick in das Abtragsgebiet des Murganges.

Nahezu parallel zu der durch Rutschung und Murgang freigelegten steilen Felswand hat sich in der Mulde ein Aufschiebungswall gebildet, der hier die östliche Begrenzung markiert.

Der zweite bereits erwähnte Wall ist seitlich oberhalb des neu ausgeschobenen Rechbergweges zu erkennen.

Der Murbrei war meist ein mittelbraunes Gemisch aus schluffig-sandigem Lockerboden, Gesteinsschutt und Holztrümmern verschiedenster Größe. Generell war der Anteil an grobem Gesteinsschutt im westlichen, wandnahen Bereich der Mure größer, während im östlichen Ast der tonig-schluffige Verwitterungsboden der Lunzer Schichten etwas überwog. Selbst Tage nach dem Abklingen der Bewegungen wiesen vor allem diese feinkörnigen Partien des Murgutes noch immer eine breiige Konsistenz auf (Abb. 63).

Die ersten provisorischen Sanierungsmaßnahmen, die bald nach dem Abgang der Massen vorgenommen wurden, bestanden in der Herstellung einfacher Entwässerungsgräben zur Ableitung der Wässer aus dem Murbereich. Noch im Jahre 1965 und im Frühjahr 1966 wurden dann von der forsttechnischen Abteilung der Wildbach- und Lawinenverbauung umfangreiche Maßnahmen zur Sanierung und Sicherung des Gebietes vorgenommen. Nach einer gründlichen Entwässerung des Abtraggebietes durch Herstellung eines mit Holzsperren versehenen Grabens, einer Abräumung des zerstörten Holzbestandes und der Einebnung des unteren Walles, wurde im Hauptgraben nahe dem Hause Ruttner eine Konsolidierungssperre eingebaut.

Trotz der Größe des Murganges, trotz der enormen Kubatur der in Bewegung geratenen Schuttmassen blieben die Auswirkungen für die Bevölkerung doch in einem verkraftbaren Rahmen. Neben der beachtlichen

Abb. 61.
Murgang Lunz am See, Ende des östlichen Astes der Mure nahe dem Haus Ruttner.

Abb. 62.
Murgang Lunz am See, Blick in das Abtragsgebiet der Mure.

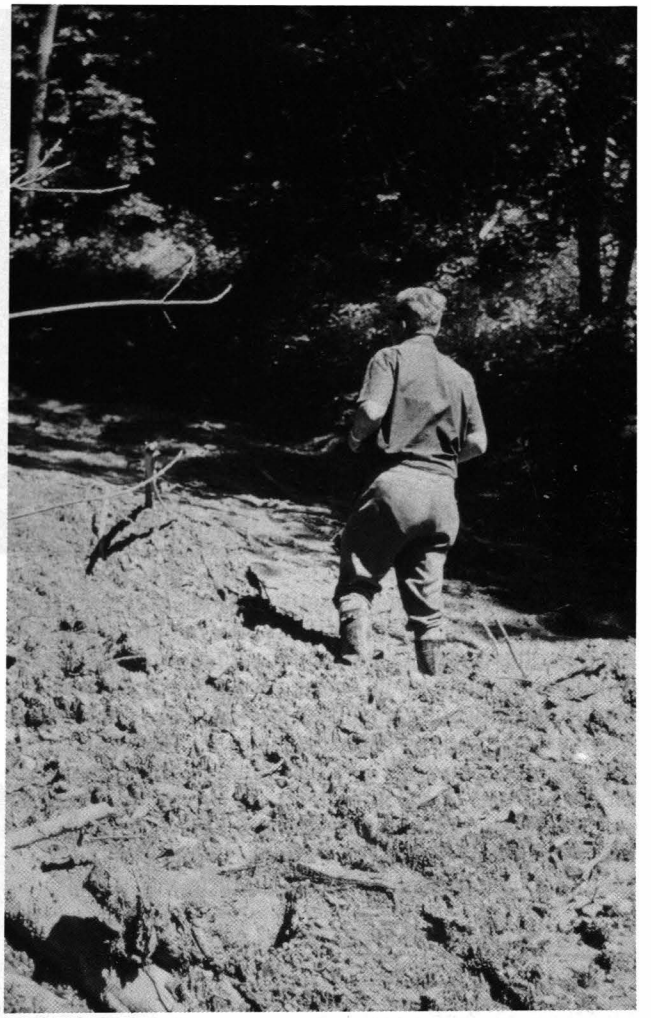


Abb. 63.
Murgang Lunz am See, Murbrei im Bereich des östlichen Murarmes.

Geländeverformung und der großflächigen Zerstörung des Waldes, war es vor allem die Unterbrechung des Rechbergweges, die, da er die einzige Zufahrt zu 5 Gehöften darstellt, Schwierigkeiten mit sich brachte und rasche Gegenmaßnahmen erforderte. Zu der befürchteten – und man möchte fast sagen zu erwartenden – Zerstörung von Wohn- und Wirtschaftsgebäuden durch die Murmassen ist es jedoch glücklicherweise nicht gekommen. Dennoch waren die Ereignisse, wie die folgende kurze Zusammenfassung der Augenzeugenberichte zeigen soll, voll echter Dramatik:

Nachdem am 28. V. 1965 Rißbildungen in der Schutthalde als erste Anzeichen der Bewegung entdeckt worden waren, beobachteten die Bewohner der Anwesen am Hangfuß laufend den Berg und registrierten mit wachsender Beunruhigung das weiterhin nasse, unfreundliche Wetter. Erst in der Nacht vom 31. V. auf den 1. VI. – es war eine kalte, regnerische Nacht – begannen die Bewegungen von neuem. Laute, schußartige Geräusche signalisierten das Abreißen der Wurzeln der auf der Schutthalde stehenden Bäume. Langsam war auch in der Finsternis ein Absinken der Böschung zu erkennen, und bald mischten sich neue Geräusche, hervorgerufen durch das Umstürzen und Zerbrechen der Bäume, in das nächtliche Konzert. Deutlich erkennbar geriet nun das Gelände entlang der Felswand in Bewegung und schob sich mit größerer Geschwindigkeit talwärts. Im linken Seitengraben des Mayrgrabens, in dem zuerst nur lehmiges Wasser abgeflossen war, wälzte sich nunmehr der östliche Murarm mit einem Tempo von einigen Metern je Stunde talwärts und zerstörte die Brücke des Rechbergweges. Da der Graben direkt auf das Haus Ruttner zuläuft, schien es nur mehr eine Frage von Stunden, bis die Mure das Haus erreichen und zerstören würde, und man begann daher mitten in der Nacht, im Regen, mit der Räumung des wertvollsten Inventars.

Eine Erleichterung ergab sich erst, als in den Morgenstunden der Murbrei langsamer wurde und beim Eintritt in den relativ flachen Hauptgraben nicht seine bisherige Bewegungsrichtung beibehielt, sondern sich, dem Hauptgraben folgend, am Haus verbeischob. Auch die Bewohner der anderen Häuser konnten Hoffnung schöpfen, da der Kogel zwischen den beiden Murarmen dem enormen Druck standhielt und der westliche Murstrom ebenfalls langsam zum Stillstand kam. Dennoch war die Gefahr keineswegs völlig gebannt. Durch die Aufstauung der Niederschlagswässer im Hanggelände oberhalb des Rechbergweges mußte man noch immer befürchten, daß es zu einer neuerlichen starken Wasserzufuhr und damit zu einem Weiterwandern der Schuttmassen kommen könnte. Erst als die ersten Wasserableitungen Erfolg zeigten, durften die Menschen langsam aufatmen und hoffen, daß das schreckliche Naturereignis beendet sei.

*

Abb. 64.
Schuttrutschung Kirchberg am Wechsel, 1965, Absinken und Aufreißen des Schuttkörpers entlang der Felswand.

Ein ganz ähnlicher Katastrophenfall ereignete sich ebenfalls im Juni 1965 nördlich des Steinmauerberges am Nordhang des Oistales. Ein auf Lunzer Schichten aufruhender Schuttkeil entlang einer N–S-gestreckten Hauptdolomitwand rutschte infolge der überstarken Vernässung gegen Osten auf die Lunzer Schichten, vermischte sich mit den Niederschlagswässern zu einem Murbrei und floß entlang der Wand gegen Süden ab. Die Länge der erfaßten Schutthalde betrug ca. 300 bis 400 m, ihre Breite rund 70 m. Die am Hangfuß vorbeiführende Landeshauptstraße wurde von dem 6 bis 10 m mächtigen Schuttstrom erfaßt, 2 bis 3 m talwärts verschoben und völlig zerstört.

*

Eine weitere hinsichtlich der geologischen Voraussetzungen und der Ursachen ähnliche Massenbewegung wurde vom Geologischen Dienst im Gemeindegebiet von Kirchberg am Wechsel aufgenommen.

Am 17. VII. 1965 sackte hier der am Fuße einer E–W-verlaufenden Felswand ausgebildete Schuttkeil 3 bis

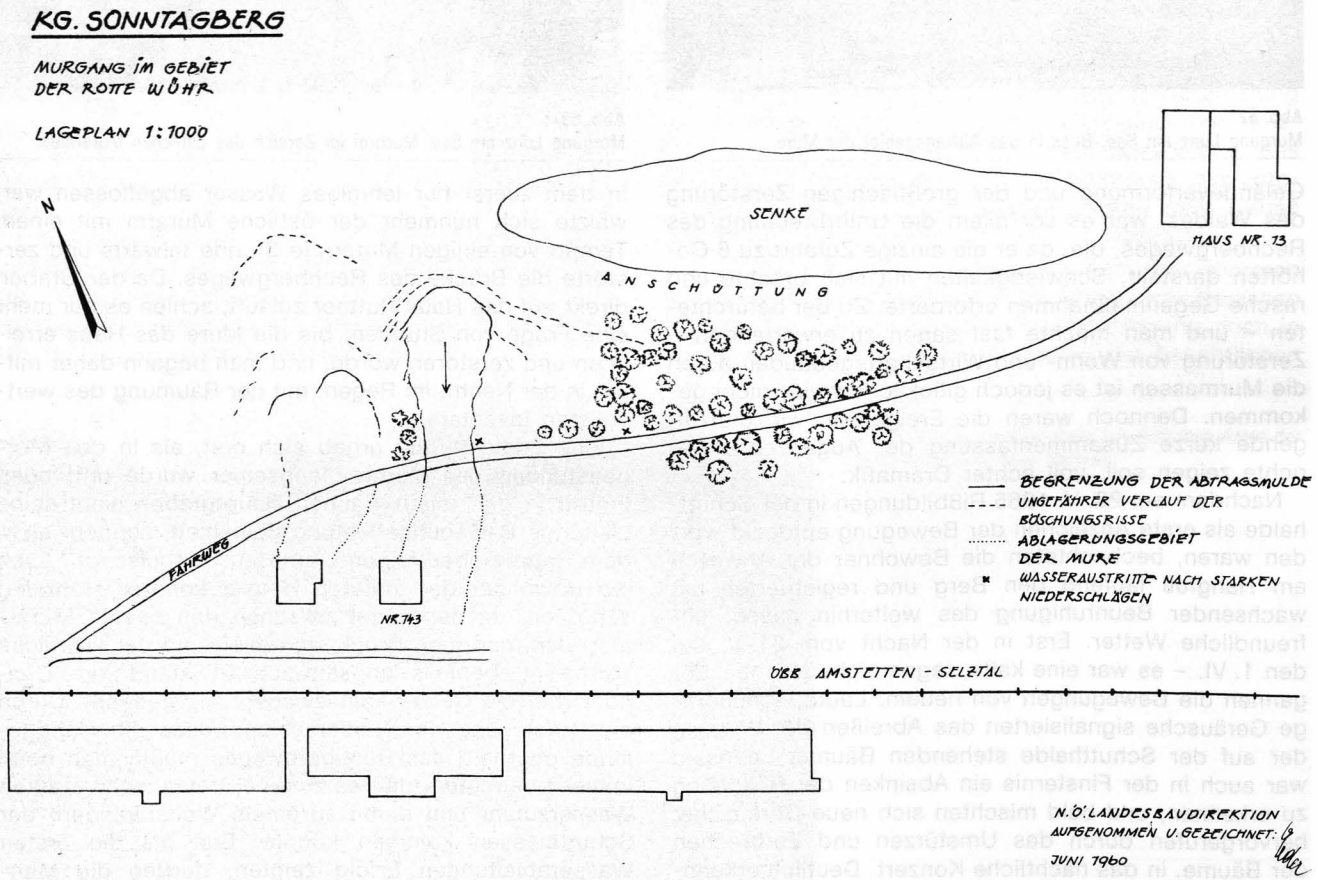


Abb. 65.
Murgang am Südhang des Sonntagberges, 1959, Lageskizze.
Originalmaßstab 1 : 1000, verkleinert auf 64 %.

4 m ab und schob sich, dem Hanggefälle folgend, um einige Meter gegen SW vor. Durch diese Bewegungen entstanden im Schuttkörper zahlreiche Risse und Spalten, die Öffnungsweiten von 0,5 bis 2 m und Tiefen bis zu 20 m erreichten (Abb. 64).

Nach dem Absacken und Abrutschen des Schuttkörpers kam es jedoch in diesem Fall zu keinem murenartigen Abfließen. Nur ein geringer Teil aus dem Fußbereich floß und rutschte weiter ab, verlegte einen kleinen Graben und verschüttete einen Weg. Die Hauptmasse des Schuttes blieb hingegen unter der Felswand liegen. Der Grund für dieses Verhalten ist wohl die bessere Wasserwegigkeit der Verwitterungszone der unter dem Schuttkörper anstehenden quarzitisch-serizitischen Gesteine. Die zudringenden Niederschlagswässer flossen rascher als in den beiden vorher beschriebenen Fällen wieder aus dem Schutt aus, so daß sich die für die Bildung eines Murbreies notwendigen Wassermassen nicht ansammeln konnten.

*

Zur Ausbildung eines Murganges (Schuttganges) anderer Art kam es im Sommer 1959 im Gebiet der Gemeinde Sonntagberg. Der mit ca. 30° gegen Süden abfallende Hang des Sonntagberges wird im Bereich der Ortschaft Böhlerwerk von Mergeln, Kalkmergeln und Sandsteinen der Flyschzonen aufgebaut. Über den anstehenden Gesteinen, die mit ca. 27° fast hangparallel gegen SW einfallen, ist eine im Durchschnitt 2,5 m bis 3,0 m mächtige Verwitterungsbodendecke ausgebildet, die aus einer schluffig-sandigen Grundmasse besteht, in die größere Sandstein- und Mergelbrocken und zahlreiche kleinere Mergelblättchen eingelagert sind.

Nach starken Regenfällen geriet diese Verwitterungsbodendecke am 20. August 1959 um 15^{45} plötzlich an zwei Stellen oberhalb des Zufahrtsweges zum Haus Nr. 13 in Bewegung und floß als Murbrei talwärts ab. Während die Schuttmassen aus der westlichen ca. 400 m² großen Abtragsmulde bereits nach wenigen Metern steckenblieben, wälzte sich der östliche Murarm über 30 m weit talwärts und verschüttete dabei teilweise die Rückfront eines neugebauten Einfamilienhauses bis in Höhe des ausgebauten Dachgeschosses (Abb. 65).

Weder der Fahrweg oberhalb der Häuser noch das Einfamilienhaus erlitten dabei ernsthafte Schäden (Abb. 66 und 67).

Die Auslösung der beiden Muren erfolgte eindeutig durch die Starkniederschläge am 20. VIII. 1959. Allerdings spielte in diesem Fall wohl auch die durch künstliche Anschüttungen in früheren Jahrzehnten seitlich oberhalb im Hanggebiet geschaffene Mulde eine wesentliche Rolle (Abb. 65).

Abb. 66.
Murgang Sonntagberg; östlicher Murarm und Haus 143 nach Abräumung des größten Teiles der abgeflossenen Schuttmassen.

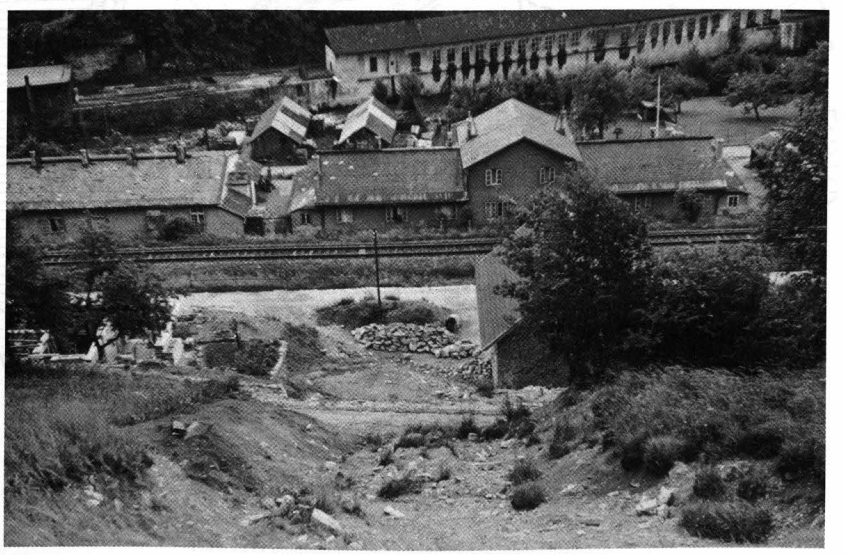
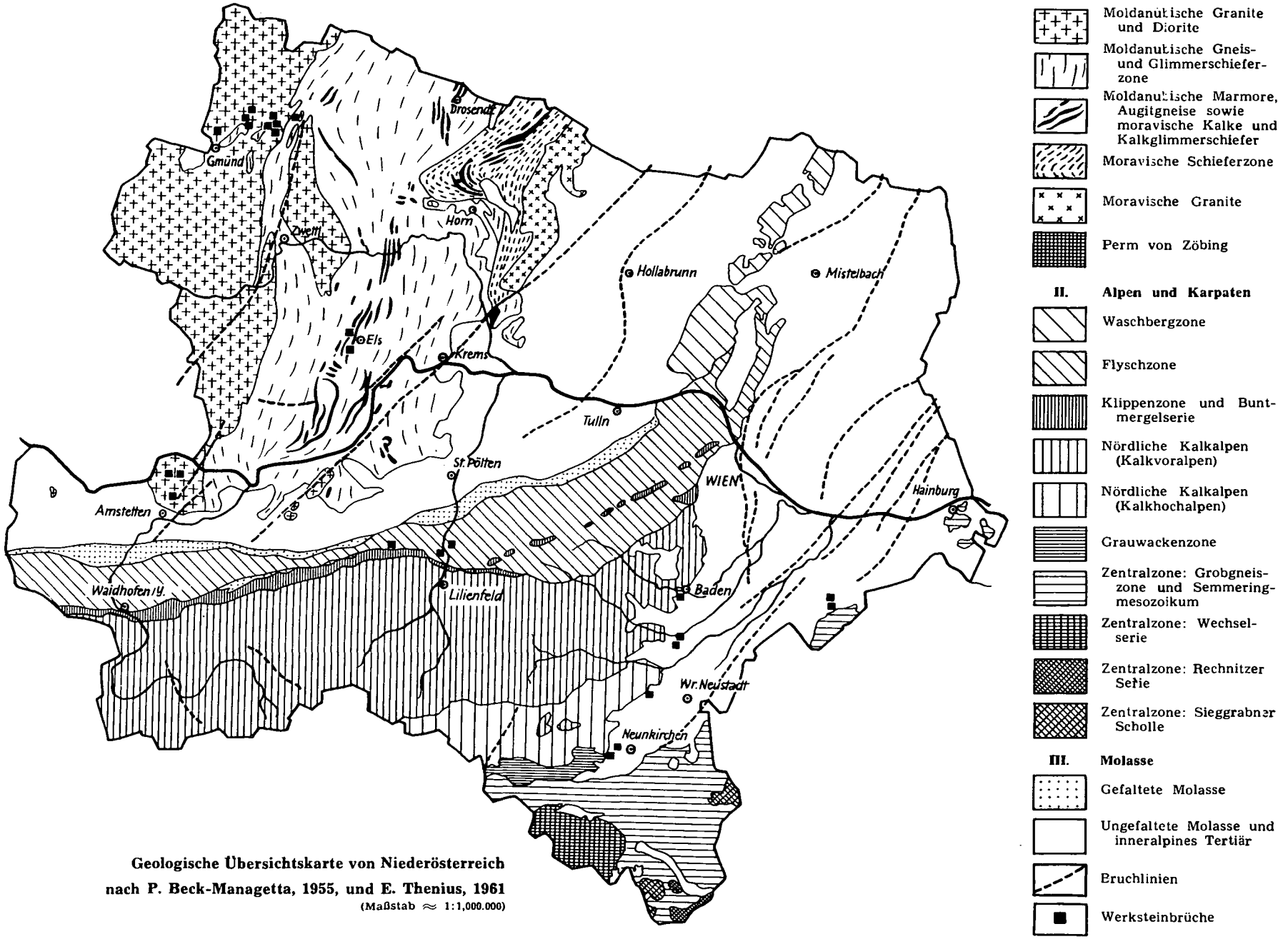


Abb. 67.
Murgang Sonntagberg; Einblick vom Hang in die Abtragsmulde des östlichen Murarmes.



Geologische Übersichtskarte von Niederösterreich
nach P. Beck-Managetta, 1955, und E. Thenius, 1961
(Maßstab ≈ 1:1,000.000)

Abb. 68.
Geologische Übersichtskarte von Niederösterreich.
nach P. BECK-MANNAGETTA (1955) und E. THENIUS (1961).

Laut Berichten der Bevölkerung wird diese Mulde, da sie keinen oberflächlichen Abfluß hat, nach starken Regenfällen immer wieder zu einem kleinen See, dessen Wasser in der Folge langsam durch den wasserwegigen Verwitterungsboden absickert. Durch den Fahrweg wurden an 2 Stellen Sickerwege freigelegt, aus denen, wie die Wegbenützer versicherten, so lange die Mulde gefüllt ist, immer Wasser austritt. Folgen nun zu einem Zeitpunkt, an dem bereits längere Zeit Wasser aus der Mulde in den Verwitterungshorizont eindringt, weitere starke Regenfälle, so kann, da das Wasser nicht mehr in der Lage ist, rasch genug abzufließen, der Strömungsdruck so groß werden, daß das Gefüge des Verwitterungsbodens zusammenbricht und sich eine Suspension Verwitterungsschutt – Wasser bildet.

Die Stauschichte für die Niederschlagswässer und auch die Bewegungsbahn für den abgehenden Murbrei stellten die fast hangparallel einfallenden Schichtflächen der anstehenden Flyschmergel dar.

Als wichtigste Sanierungsmaßnahme wurde bei diesem Schadensfall natürlich neben Verschließung der Bodenrisse und Wiederbepflanzung des Geländes eine Entwässerung der Hangmulde verlangt.

6. Massenbewegungen und Wetter

Aus den bisherigen Ausführungen geht wohl deutlich hervor, daß das jeweils herrschende Wetter, speziell natürlich die Niederschläge, für das Auftreten von Massenbewegungen fast immer von entscheidender oder zumindest von mitentscheidender Bedeutung sind.

Sowohl die sogenannten „inneren Ursachen" wie auch die Auslösung sind weitestgehend Folgen einer überdurchschnittlichen Durchfeuchtung bis Vernässung der obersten Bodenschichten in den Hangbereichen. Besonders deutlich ist der Zusammenhang zwischen Niederschlag und Massenbewegung bei Unwettern oder Starkregen zu erkennen, da hier die Bewegungen meist kurzfristig (1 bis 3 Tage) auf das Wetterereignis folgen.

Ebenfalls gut erfaßbar sind die Auswirkungen starker Tauperioden. Die vorhandene Schneedecke schmilzt rasch ab und bewirkt eine intensive Bodenvernässung.

Weniger klar und daher auch sehr oft nicht erkannt ist der Zusammenhang zwischen länger andauernden, schwächeren Niederschlägen und Massenbewegungen. Die im Hinblick auf die Standfestigkeit von Hangflächen zulässige Vernässung kann in diesen Fällen plötzlich ohne sichtbare äußere Anzeichen überschritten werden, so daß die Bodenbewegungen praktisch ohne Vorwarnung auftreten.

Außergewöhnliche Verhältnisse ergeben sich in sogenannten „nassen Jahren". Das Aufnahmepotential des Bodens wird durch starke oder andauernde Niederschläge verbraucht, so daß bei nachfolgenden Regenfällen die Aufnahmekapazität rasch überschritten ist und es damit immer wieder zu neuen Massenbewegungen kommt. Als typisch nasse Jahre sind die Katastrophenjahre 1965 und 1966 einzustufen. Die Wassersättigung des Bodens erfolgte in Niederösterreich im März und April 1965 und die Starkregenfälle ab 20. April bewirkten daher bereits zahlreiche Hochwässer und Massenbewegungen, denen in den Folgemonaten zahlreiche weitere, verteilt auf fast ganz Niederösterreich, folgten. 1966 traten die meisten Bodenbewegungen, vor allem Rutschungen, in den Monaten März, Juni, Juli und August auf. Insgesamt mußten 1965/1966 54 Massenbewegungen untersucht und aufgenommen werden.

Wie aus Tabelle 1 zu ersehen ist, wurden 1975, obwohl es sich hier nicht um ein nasses Jahr handelt, mit 249 Fällen jedoch wesentlich mehr Massenbewegungen registriert. Der Hauptgrund für diese Differenz liegt

Tabelle 20.
Massenbewegungen im Jahr 1975.

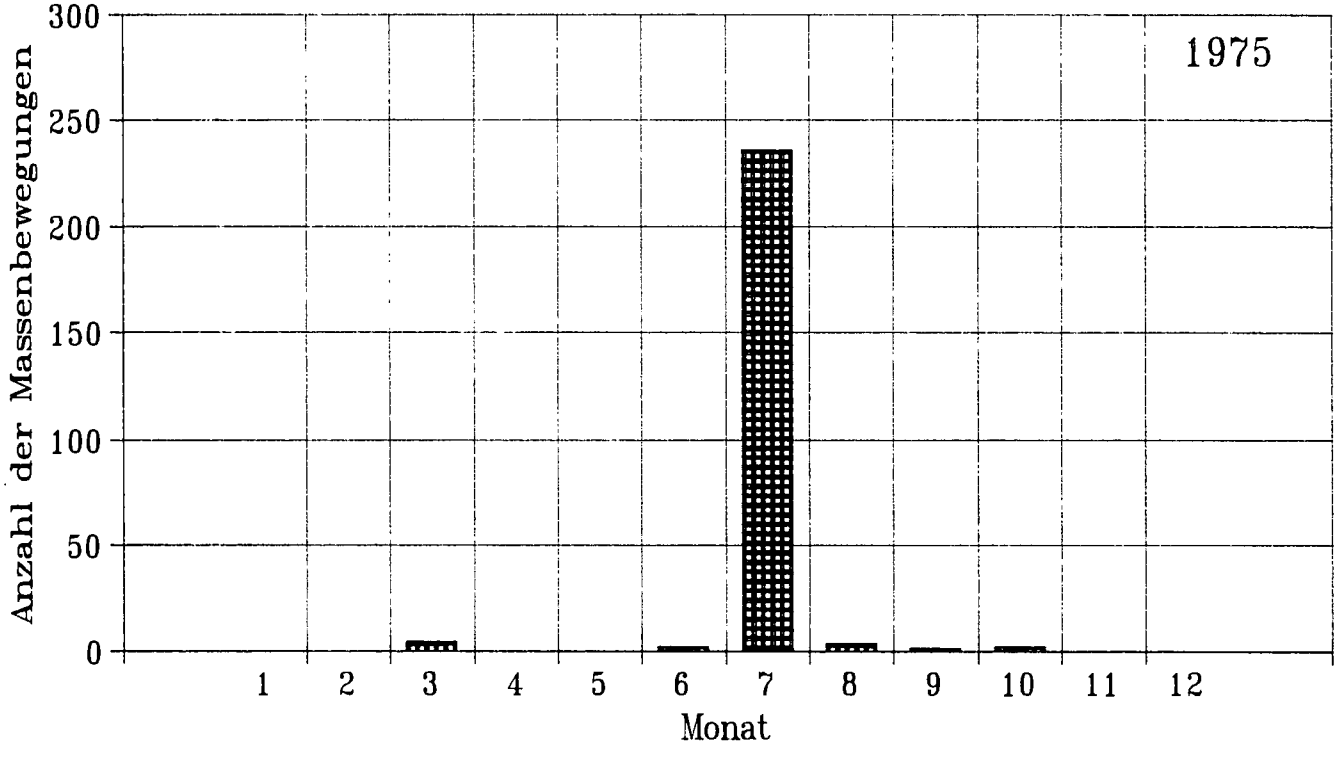
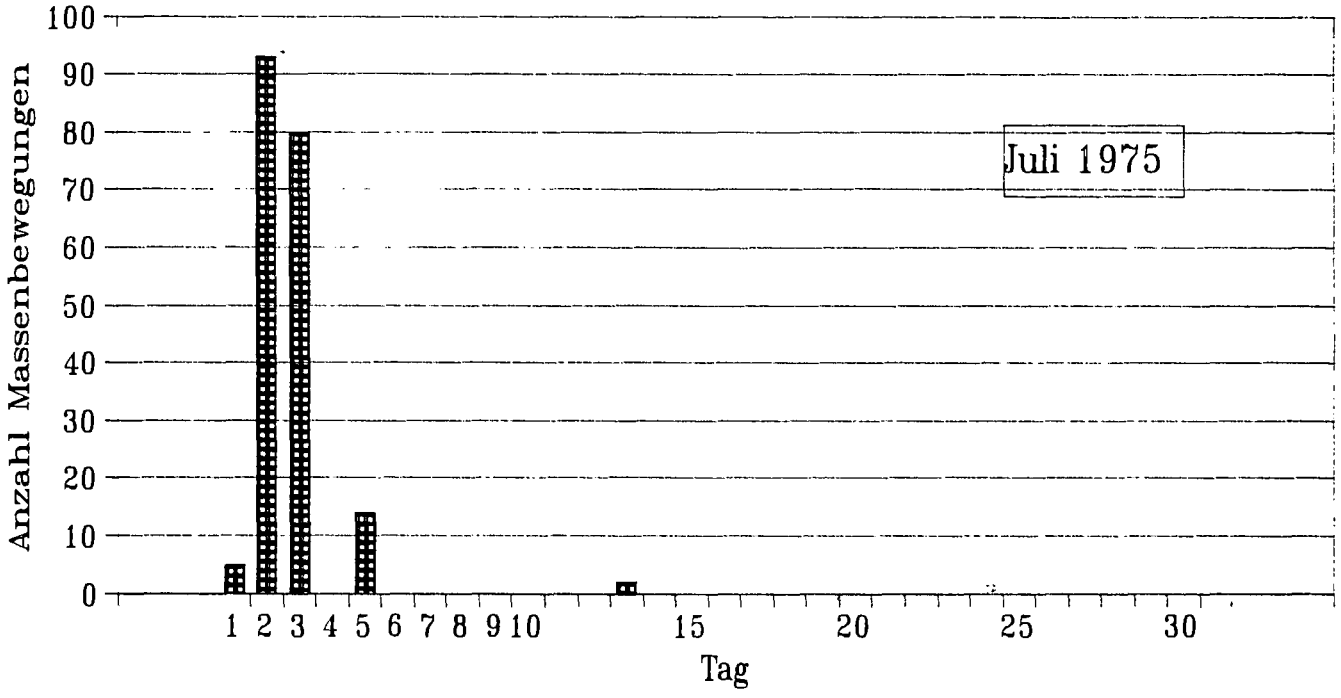


Tabelle 21.
Massenbewegungen im Juli 1975.



sicher in der schon mehrmals erwähnten Tatsache, daß der Geologische Dienst erst 1966 mit der Untersuchung aller gemeldeten Schadensfälle beauftragt wurde. Auf Grund der Wettersituation und der Katastrophenereignisse in ganz Österreich ist aber mit Sicherheit anzunehmen, daß die Anzahl der in Niederösterreich 1965/1966 tatsächlich aufgetretenen Massenbewegungen um vieles größer war.

Der wesentlichste Unterschied zwischen 1965/1966 und 1975 liegt also nicht in der Anzahl sondern im Auslösungsmodus und in der Form der Massenbewegungen. Während 1965/1966, wie bereits ausgeführt, ab April 65 fast alle stärkeren Niederschläge immer wieder neue Bewegungen in Gang brachten, waren der größte Teil der Massenbewegungen 1975, nämlich 236 von den insgesamt 249, die Folge eines einzigen Starkregens (Niederschlagssumme über 200 mm) vom 28. Juni bis 2. Juli 1975. Alle 236 Bewegungen traten im Juli und zwar größtenteils zwischen 2. und 6. auf (Tab. 20 und 21).

Hinsichtlich der Form zeigten vor allem die Untersuchungen bei Rutschungen, daß die Niederschläge im Juni und Juli 1975 vorwiegend flächenmäßig enger begrenzte, auf die oberen Bodenschichten beschränkte Bewegungen auslösten, während 1965/1966 viele der Rutschungen ausgedehnte Hangbereiche umfaßten und wesentlich tiefer in den Lockerboden eingriffen. Die Ursache hierfür ist die Tatsache, daß die Bodenvernässung 1975 insgesamt doch wesentlich geringer war, daher die Hanggebiete nicht so weitreichend wie 1965/1966 erfaßt wurden und die Niederschlagswässer auch weniger tief in den Untergrund einsickerten.

Sowohl 1965/1966 wie auch 1975 verteilten sich die Massenbewegungen praktisch auf ganz Niederösterreich, wobei in beiden Fällen der Bereich der Böhmischen Masse am wenigsten in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Da die Gewährung einer finanziellen Beihilfe gemäß Katastrophenhilfe-Gesetz nur für sogenannte Naturkatastrophen und nicht für Schadensfälle, die durch menschliche Eingriffe ausgelöst wurden, möglich war, mußte ab 1966 bei der Aufnahme besonderer Wert auf die Erfassung des auslösenden Momentes gelegt werden. Bei der Befragung der Betroffenen und der Vertreter der jeweiligen Gemeinden zeigte sich allerdings, daß man außergewöhnliche Wetterereignisse, also z.B. Unwetter, einige Tage dauernde starke Niederschläge oder plötzliche Tauwettereinbrüche meist sehr wohl als auslösende Ursachen erkannte und daher relativ genau registrierte, länger dauernde Niederschlagsperioden mit geringeren, weniger auffallenden Tagessummen oder langsame Tauperioden hingegen sehr oft nicht beachtete und auch nicht mit den Katastrophenfällen in Verbindung brachte.

Eine Aufteilung der auslösenden Niederschlagsereignisse, wie sie auf Grund dieser Befragungen in Tabelle 22 vorgenommen wurde, enthält daher, trotz gewisser Korrekturen auf Grund offizieller Wetterdaten, einen größeren Unsicherheitsfaktor und darf wohl nur als Hinweis gewertet werden. Für eine exakte, einwandfreie Feststellung der verschiedenen verantwortlichen Niederschlagsereignisse, sowie die Erfassung ihres Wirkungsgrades ist unbedingt eine genaue Analyse der jeweiligen Witterungsereignisse und die Verknüpfung dieser Daten mit den Ergebnissen der Schadensmeldungen notwendig.

Es ist beabsichtigt, diese Untersuchung in nächster Zeit mit der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik durchzuführen.

Trotz der geschilderten Mängel zeigt Tabelle 22 doch sehr deutlich, daß starke, Stunden bis wenige Tage dauernde Regenfälle wohl am häufigsten Massenbewegungen auslösen. Auch das Zusammenfallen von Schneeschmelze und Niederschlägen verursacht oft einen Wasserzufluß, dem viele der locker gelagerten Verwitterungsböden nicht gewachsen sind.

Tabelle 22.
Auslösende Niederschlagsereignisse für verschiedene Massenbewegungen.

Art der Massenbewegung	Auslösendes Moment			Anzahl der Fälle
	Starkregen, Unwetter	Schneeschmelze	Schneeschmelze, Regen	
Fels- und Bergstürze	6	4	–	10
Felsgleitungen	10	4	—	14
Rutschungen	635	53	192	880
Bodenfließen	3	—	5	8
Murgänge	73	2	3	78
Summe	**727**	**63**	**200**	**990**

Die am Beispiel der Jahre 1965/66 geschilderten Fälle von Massenbewegungen auf Grund einer über längere Zeiträume anhaltenden hohen Bodenvernässung zeichnen sich in Tabelle 22 nicht ab.

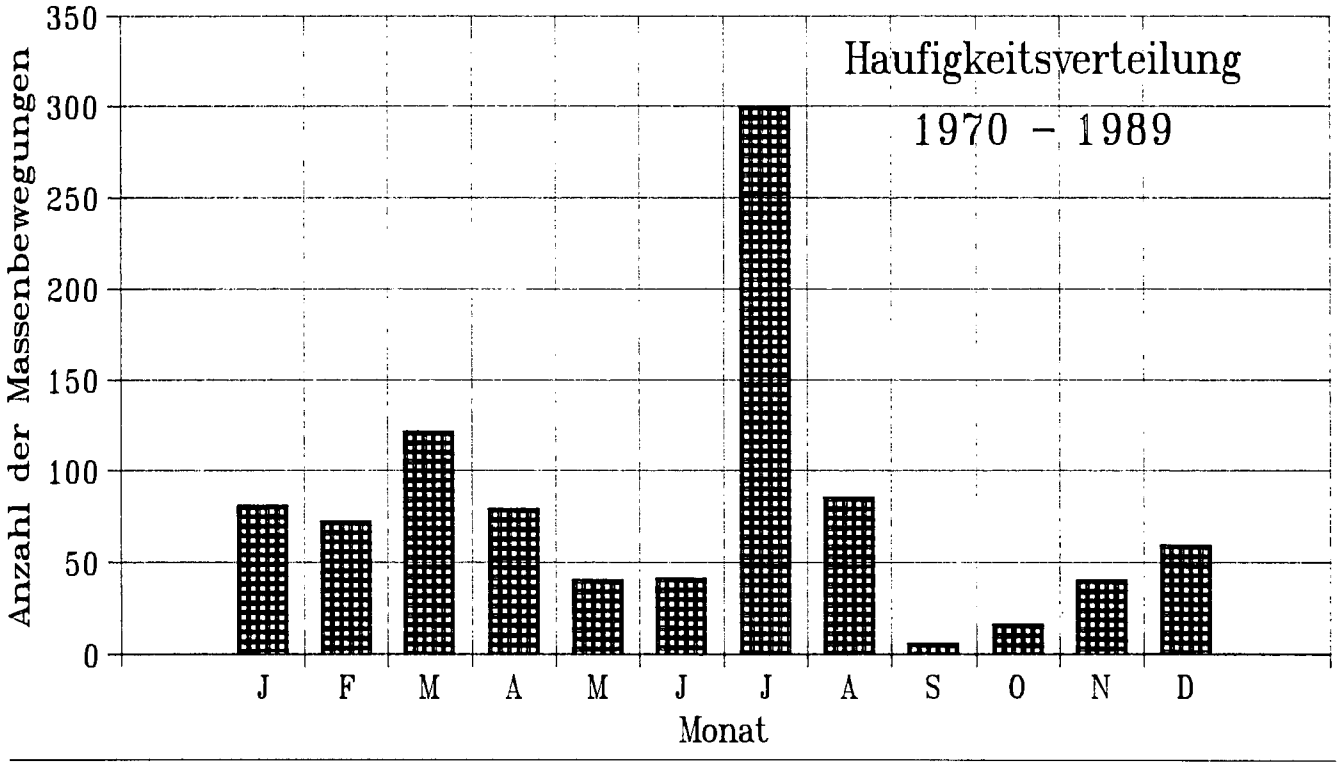
In Tabelle 23 wurde versucht, die Jahreszeiten zu erfassen, in denen die meisten Massenbewegungen auftraten.

Um das Bild nicht durch die geringere Meldedichte in den fünfziger und sechziger Jahren zu verfälschen, wurden nur die Daten aus dem Zeitraum 1970 bis inklusive 1989 eingesetzt. Die Tabelle zeigt deutlich, daß die Perioden März – April und Juli – August am meisten betroffen sind. In der Übergangszeit Winter – Frühjahr ist zweifellos das schon mehrmals erwähnte Zusammenfallen von Schneeschmelze und Regen die Ursache. Für die Massenbewegungen im Sommer sind die in dieser Jahreszeit häufiger auftretenden Starkregenperioden und Unwetter verantwortlich.

Neben den Niederschlägen sind des öfteren auch die jeweils herrschenden Temperaturen am Auftreten von Massenbewegungen beteiligt. Am deutlichsten zeigt sich ihr Einfluß bei Steinschlägen und Blockabstürzen. Die Verwitterung, die für diese Vorgänge verantwortlich ist, wird in unseren Breiten am stärksten von der sogenannten Frostsprengung vorangetrieben. Winter, in denen starker Frost auftritt und besonders viele Frostdurchgänge stattfinden, führen zu starken Auflockerungen in der Gesteinsrinde und in der Folge zu entsprechend vielen Abstürzen von Gesteinstrümmern aus Felswänden und Felsstufen.

Auch für Rutschungen können die herrschenden Temperaturen mitunter von Bedeutung sein. Während eines Tauwettereinbruches bleiben z.B. tiefere Bodenschichten oft gefroren. Das Eindringen der Schmelzwässer beschränkt sich daher auf eine relativ dünne oberste Bodenschichte, wodurch der Vernässungseffekt wesentlich verstärkt wird. Da außerdem die Oberfläche des noch gefrorenen, tieferen Bodens eine wirksame Unstetigkeitsfläche (Gleitfläche) darstellt, kann es unter solchen Verhältnissen bereits bei relativ mäßigen Schmelzwassermengen zu Rutschungen kommen.

Tabelle 23.
Anzahl der Massenbewegungen je Jahreszeit.



7. Diskussion der Ergebnisse

Hinsichtlich der Anzahl der in NÖ zwischen Juni 1953 und Jänner 1991 tatsächlich aufgetretenen Massenbewegungen lassen sich, wie bereits in Abschnitt 5.1. ausgeführt, infolge der unterschiedlichen Meldehäufigkeit keine exakten Aussagen machen. Auf Grund langjähriger Beobachtungen kann man jedoch annehmen, daß sich neben den vielen gemeldeten und daher bearbeiteten Rutschungen in diesem Zeitraum auch unzählige Steinschläge und Blockabstürze, sowohl aus natürlichen wie auch aus vom Menschen künstlich geschaffenen Felswänden ereignet haben. Ebenfalls als häufig und weit verbreitet sind die langsamen Massenbewegungen, wie Hang- und Schuttkriechen, einzustufen. Und letztlich ist sicher auch die Zahl der Mur- und Schuttgänge wesentlich größer als die Summe der vom Geologischen Dienst in den verschiedenen Zonen registrierten Fälle.

Alle übrigen Arten von Massenbewegungen traten eindeutig seltener auf und zeigten eine deutliche gebietsmäßige Beschränkung.

Trotz der Unsicherheit bezüglich der Zahl der Massenbewegungen lassen die bearbeiteten Fälle z.T. sehr deutlich den bestimmenden Einfluß des Untergrundes, des geologischen Aufbaues, erkennen. So ist z.B. das gehäufte Auftreten von Rutschungen in Flysch- und Klippenzone eindeutig auf die meist geringe Festigkeit und Vernässungsempfindlichkeit der schluffig-tonigen Verwitterungsböden zurückzuführen, die sich mit größerer Mächtigkeit fast überall über den tonig-mergeligen Gesteinszügen dieser geologischen Einheiten gebildet haben. Auch die Felsgleitungen bevorzugen deutlich bestimmte Gesteinsarten und zwar Mergel und Kalkmergel in den Kalkalpen und stark verschieferte Gesteinsarten, wie z.B. Glimmerschiefer, Schiefergneise u.ä.m. in der Böhmischen Masse. Fließerscheinungen (Bodenfließen) suchen besonders Lößböden heim und sind daher häufig am Rande der Böhmischen Masse und im Alpenvorland anzutreffen. Steinschläge, Blockabstürze und Felsstürze setzen das Vorhandensein freiliegender Felswände oder Felshänge voraus und treten daher am öftesten in den Kalkalpen und in Talstrecken der Böhmischen Masse auf.

Von den in Abschnitt 2 angeführten wichtigsten geologischen Voraussetzungen für das Auftreten von Massenbewegungen sind wohl die Auflockerung des Verbandes bei Festgesteinen und die fehlende Bindung bzw. Verfestigung bei Lockergesteinen am wirksamsten. Auch das Vorhandensein hangauswärtsfallender potentieller Bewegungsbahnen stellt oft einen wesentlichen Faktor für das Auftreten von Bewegungen, speziell von Felsstürzen, Felsgleitungen und Rutschungen dar.

Bei den sogenannten „inneren Ursachen" dominieren ganz eindeutig die physikalischen Wirkungen des Wassers (Grundwasser, Oberflächenwasser), wie Gewichtserhöhung, Auftrieb, Gefügeauflockerung, Verminderung der Scherfestigkeit, Kluftwasserdruck, Strömungsdruck etc. Bei Steinschlägen, Blockabstürzen und Höhlennachbrüchen ist das in die Spalten und Fugen der Gesteine eindringende Wasser auf dem Umweg über Frost und Frostsprengung ein wesentlicher Faktor. Lösungserscheinungen sind hingegen seltener maßgebend am Auftreten von Massenbewegungen beteiligt.

Bei den „äußeren Ursachen" stehen die verschiedenen menschlichen Eingriffe, und zwar vor allem im Zuge von Straßen- und Wegebauten, im Vordergrund. Bei mehr als 30 % der untersuchten Fälle war der Zusammenhang klar erkennbar, bei fast noch einmal so vielen wahrscheinlich. Besonders bei den im Straßen- und Wegebau unvermeidbaren Hangfußanschnitten sollte man daher in Zukunft noch genauere und umfangreichere Voruntersuchungen vornehmen und sich bei der Baudurchführung wesentlich intensiver mit der Entwässerung der angeschnittenen Gesteinsschichten und besonders auch mit der Ableitung der Niederschlagswässer aus dem höher gelegenen Hanggelände befassen.

Viele Rutschungen und Felsgleitungen wären zu vermeiden gewesen, wenn man den Hangwässern bessere Austritts- und Abflußwege (Dränagen, Steinschlichtungen etc.) geschaffen und ein übermäßiges Zufließen und Einsickern von Niederschlagswässern aus höheren Hangbereichen durch geeignete Ableitungen (Gräben, Hangmulden etc.) verhindert hätte. Besonders letztere Maßnahme ist wichtig, wenn man bedenkt, daß bei den meisten Rutschungen und Felsgleitungen das Wasser nicht nur die wesentlichste „innere Ursache" darstellt, sondern bei überdurchschnittlichem Zufluß auch als „auslösendes Moment" fungiert.

Sieht man von Steinschlägen, Blockabstürzen und Nachbrüchen in Höhlen, bei denen vor allem häufiger Frost-Tau-Wechsel (Frostsprengung) natürliche Ursache und auslösendes Moment bildete, ab, so waren bei den meisten Massenbewegungen übermäßig lang anhaltender oder überdurchschnittlich starker, plötzlicher Wasserzutritt in das Gebirge der auslösende Faktor. Menschliche Eingriffe im Zuge von Baumaßnahmen waren hingegen überraschender Weise nur sehr selten (±4 %) für die Auslösung verantwortlich. Selbst bei etlichen, eindeutig unzulässigen Hanganschnitten, erfolgten die Nachbrüche nicht während oder sofort nach den Bauarbeiten, sondern erst Wochen oder Monate später, im Gefolge eines Unwetters, eines Starkregens oder der Schneeschmelze.

Bei den durch Massenbewegungen angerichteten Schäden handelt es sich, betrachtet man vor allem Felsstürze, Felsgleitungen, Rutschungen und Murgänge, in erster Linie um Rißbildungen, Verstellungen und Verformungen in den betroffenen Hanggebieten und damit um die Zerstörung land- und forstwirtschaftlicher Kulturen. Sehr häufig wurden Wege und Straßen in Mitleidenschaft gezogen, während es zur Beschädigung oder Zerstörung von Gebäuden glücklicherweise seltener kam.

Viele Schäden an Gebäuden werden allerdings, da sie sich ganz langsam, kaum merkbar einstellen, nicht auf Massenbewegungen zurückgeführt, sondern als sogenannte Alterungsschäden betrachtet. Tatsächlich führen aber langsame Massenbewegungen wie Hang- und Schuttkriechen im Laufe der Zeit doch zu so starken Verschiebungen und Senkungen im Untergrund, daß sehr häufig Hochbauten und mitunter auch Verkehrswege merkbare Verformungen und Rißbildungen erleiden. Der schlechte bauliche Zustand etlicher alter im Hanggelände errichteter Bauernhöfe ist daher nicht nur auf mangelhafte Bauweise, sondern oft auch auf ein langsames Talwärtsschieben des Untergrundes zurückzuführen.

Wie die Untersuchungen ganz deutlich gezeigt haben, sind bei den meisten Massenbewegungen, sieht man von Steinschlägen, Blockabstürzen und Niederbrüchen in Höhlen ab, Grund- und Niederschlagswässer Ursache und gleichzeitig auch auslösendes Moment. Maßnahmen zur Entwässerung, Austrocknung des Untergrundes, stellen daher fast immer die wichtigste zentrale Aufgabe der Sanierung von Massenbewegungen dar. In vielen Fällen sind jedoch zusätzlich Festigungs- und Stützmaßnahmen zur Sicherung der bedrohten Hangbereiche, wie sie z.B. H. BRANDL (1987) umfassend beschrieben hat, erforderlich.

Bei der Sanierung der in NÖ aufgetretenen Rutschungen, Gleitungen, Murgänge etc. wurden daher vor allem umfangreiche und z.T. tief in den Untergrund eingreifende Dränagierungen und entsprechende Niederschlagswasserableitungen durchgeführt.

Zur Abstützung des Geländes wurden in erster Linie Steinschlichtungen, Stützmauern und Raumgitter-Stützmauern eingesetzt. Bei einigen größeren gebäude- oder straßenbedrohenden Hangbewegungen war jedoch auch die Herstellung von Entwässerungsbohrungen und Entwässerungsstollen und der Bau von Pfahlwänden, Brunnenwänden, Ankerwänden, Konsolidierungssperren u.ä.m. erforderlich.

Bei Felsgleitungen, Fels- und Bergstürzen wurden vorwiegend Nagelungen, Ankerungen, Plombierungen, verankerte Betongurte, Spritzbetonsicherungen etc. eingesetzt. Bei Steinschlägen und Blockabstürzen war, neben Abräumung und Nagelung, vor allem die Anbringung von Steinschlag-Gittern die häufigst eingesetzte Sicherungsmethode.

Die oft gewünschte und verlangte Voraussage hinsichtlich der Standsicherheit eines Hanggeländes bzw. der Gefährdung durch Massenbewegungen (Rutschungen, Muren, Felsgleitungen etc.) sollte man besser in drei Fragen unterteilen:

1) Ist in dem betreffenden Hangbereich mit dem Auftreten von Massenbewegungen zu rechnen?
2) Wenn ja, was sind die Ursachen der Bewegungsbereitschaft, wodurch können Bewegungen ausgelöst werden?
3) Wann könnten sich diese Bewegungen ereignen?

Die Fragen 1 und 2 lassen sich mit gewissen Einschränkungen sicher in vielen Fällen befriedigend beantworten, so man genaue und umfangreiche geotechnische Untersuchungen durchführt. Eine Voraussage bezüglich der Größe natürlicher auslösender Faktoren, also etwa der Stärke, Dauer und Intensität von Niederschlägen, wird allerdings nur schwer möglich sein.

Da, wie schon ausgeführt, über 90 % der Massenbewegungen durch außergewöhnliche Wetterereignisse ausgelöst werden, läßt sich die Frage 3 sicher nicht zufriedenstellend beantworten. Das bedeutet, man wird sich in der Regel damit begnügen müssen, festzustellen, dieser Hang ist rutschgefährdet, neigt zur Ausbildung von Mur- oder Schuttgängen, bzw. es ist mit dem Auftreten von Felsgleitungen, Felsstürzen etc. zu rechnen, wenn gewisse Wetterereignisse eintreten. Selbst Angaben über die theoretische Häufigkeit des Auftretens derartiger Wetterereignisse, wie etwa bei Hochwässern, sind derzeit, zumindest in unserem Raum, infolge des Fehlens ausreichender Daten kaum möglich.

J. STINI hat bereits vor Jahrzehnten Vorschläge hinsichtlich einer laufenden und einheitlichen Erfassung von Massenbewegungen (Form und Ursachen, Häufigkeit des Auftretens usw.) gemacht und auch etliche Untersuchungen und Erhebungen in dieser Richtung durchgeführt. Seit den Sechzigerjahren werden im Rahmen der Arbeitsgemeinschaft „Interprävent" von zahlreichen Wissenschaftlern die im alpinen Raum immer wieder auftretenden Naturkatastrophen (Lawinen, Hochwässer, Massenbewegungen) bearbeitet (GRUBINGER, 1972).

In jüngerer Zeit hat sich nunmehr die Geologische Bundesanstalt in verstärktem Maße mit diesen Fragen befaßt und unter anderem mit der Erarbeitung von Karten der geologisch-geotechnischen Risikofaktoren begonnen. Finden alle diese Arbeiten eine entsprechende Unterstützung, so könnten in absehbarer Zeit Unterlagen vorliegen, die eine volle Berücksichtigung der Massenbewegungen als Risikofaktoren bei allen zukünftigen Raumplanungen in unserem Land ermöglichen.

Dank

Seit der Gründung des Geologischen Dienstes der Baudirektion im Amt der Niederösterreichischen Landesregierung im Jahre 1953 gehört die Untersuchung aufgetretener Massenbewegungen und die Ausarbeitung von Vorschlägen zur Sicherung und Sanierung der Schadensstellen zu den wichtigsten Aufgaben dieser Abteilung. Nach 36 Jahren erschien es nunmehr sinnvoll, die Erfahrungen und Erkenntnisse, die bei der Aufnahme und Begutachtung von über 1000 Massenbewegungen gesammelt werden konnten, zusammenzufassen und auszuwerten und die Ergebnisse einem weiteren Kreis fachlich Interessierter zugänglich zu machen.

Zur Erfassung der Daten wurden sämtliche im Baugrundkataster des Geologischen Dienstes eingeordneten, von den nachstehend angeführten Mitarbeitern des Geologischen Dienstes und Fremdgutachtern erstellten Gutachten, Beschreibungen, Erhebungs- und Untersuchungsberichte etc. durchgesehen und ausgewertet.

Mitarbeiter des Geologischen Dienstes:

H. SCHWENK (1953–1989), P. GOTTSCHLING (1967–), H. FOBER (1976–1979), H. HINTEREGGER (1979–), M. BERTAGNOLI (1988–), H. STEININGER (1989–).

Fremdgutachter

P. BECK-MANNAGETTA (Wien), H. BRANDL (Wien), E. CLAR (Wien), W. EPPENSTEINER (Wien), O.K. FRÖHLICH (Wien), A. FUCHS (Innsbruck), W. HAZIVAR (Wien), H. HÄUSLER (Linz), F. MATTL (Wien), W. MÜLLER (Krems), F. PACHER (Salzburg), G. PÜCHL (Wien), G. RIEDMÜLLER (Graz), J. SCHADLER (Linz), W.J. SCHMIDT (Wien), P. STEINHAUSER (Wien), J. STINI (Wien), W. TETTINEK (Wien), A. TOLLMANN (Wien), L. TOTH (Eichgraben), Ch. VEDER (Graz), E.H. WEISS (Wien), A. WINTER (Wien).

Die meisten Gutachten außeramtlicher Sachverständiger wurden nach 1945 im Auftrag des Amtes der N.Ö. Landesregierung erstellt. Nur einige der von Prof. J. STINI verfaßten Gutachten stammen aus der Zeit vor 1945.

Dem Amt der N.Ö. Landesregierung sei an dieser Stelle für die Genehmigung der Bearbeitung und Veröffentlichung der dem Amte gehörigen Daten gedankt. Für die freundliche Hilfe und Unterstützung bei der Bearbeitung der umfangreichen Unterlagen möchte ich meinen Kollegen vom Geologischen Dienst herzlich danken. Besonders Dr. P. GOTTSCHLING hat die Arbeiten durch viele fachliche Hinweise, die Beschaffung von Unterlagen und Bildmaterial wesentlich gefördert.

Dr. M. ESTERLUS, dessen präzise Bearbeitung der Gutachten für die Geodatenbank die Auswertung wesentlich erleichtert und beschleunigt hat, und Ing. M. PERNERSTORFER, der mir bei der Aufsuche der Unterlagen behilflich war, sei ebenfalls bestens gedankt.

Besonderer Dank gebührt auch meinen Kollegen von der Bundesversuchsanstalt und Forschungsanstalt Arsenal Dr. P. HACKER, Dr. R. SPENDLINGWIMMER und Mag. F. SALZER für die statistische Bearbeitung der Daten und die laufende Unterstützung und Herrn Dir. Dr. A. RUTTNER für die Durchsicht und Korrektur des Berichtes über Murgänge in N.Ö.

Ein Bedürfnis ist es mir auch, meinem Freund Prof. Dr. W. EPPENSTEINER für die vielen fachlichen Ratschläge und Hinweise, die ich in langen Fachgesprächen erhalten habe, und für die Hilfe bei der Beschaffung der z.T. schwer greifbaren Literatur herzlich zu danken.

Wesentlichen Anteil an meiner Arbeit haben, auch wenn sie diese Welt leider schon vor längerer Zeit verließen, Prof. J. STINI und Sektionschef Dr. MATTL. Während vieler gemeinsamer Exkursionen in N.Ö. haben sie mein Wissen und meine Anschauungen über Massenbewegungen ganz wesentlich beeinflußt.

Nachweis der Lichtbilder

1) V. EDER: Abb. 10, 11, 12, 13, 14, 24, 43, 59, 60, 61, 66, 67.
2) P. GOTTSCHLING: Abb. 3, 4, 19, 32, 38, 51, 52, 56.
3) H. GMEINER: Abb. 47, 48
4) Österr. Donaukraftwerke AG: Abb. 7.
5) H. SCHWENK: Abb. 5, 6, 8, 9, 17, 18, 20, 21, 25, 26, 27, 28, 30, 31, 33, 35, 39, 41, 42, 44, 45, 53, 55, 58, 62, 63, 64.

Literatur

AMPFERER, O.: Über einige Formen der Bergzerreißung. – Sitzungsber. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **148**, Wien 1939.

ALKER, A., HAAS, H. & HOMANN, O.: Hangbewegungen in der Steiermark. – Mitt. Mus. f. Bergbau, Geologie u. Technik am Landesmuseum „Joanneum", **30**, Graz 1969.

AMT DER KÄRNTNER LANDESREGIERUNG: Hochwässer in Kärnten, Dokumentation 1969.

ANDIEL, A.: Hangrutschungen im Gebiet der Gemeinden Strengberg und Waidhofen/Ybbs. – Unveröff. Arbeit am Geograph. Inst. d. Univ. Wien 1984.

AULITZKY, H.: Möglichkeiten und Grenzen der Vorbeugung vor Unwetterkatastrophen. – Österr. Wasserwirtschaft Jg. 24, H. **1/2**, Wien 1972.

AULITZKY, A., BAUER, F. et al.: Hochwasser – Muren – Lawinen. – BMLF Schriftenreihe „Wasserwirtschaft" Heft **2**, Wien 1973.

BACKOFEN, K.: Klassifikation der Rutschungen. – Geol. u. Bauw., **23**/3, Wien 1957.

BENDEL, L.: Ingenieurgeologie Bd. 2. – Wien (Springer) 1948.

BENDER, F. (Hrsg.): Angewandte Geowissenschaften Bd. III. – Stuttgart (F. Enke) 1984.

BENESCH, F.: Gewalten der Berge. Gefahren und Naturkatastrophen im Hochgebirge. – Erfurt (Gebr. Richter Verlagsanstalt) 1943.

BOROWICKA, H.: Bodenkunde im Straßenbau unter besonderer Berücksichtigung von Hangrutschungen. – Forschungsges. f. d. Straßenwesen, Bericht über die Hauptversammlung, Wien 1965.

BRANDL, H.: Böschungssicherungen und Sanierung von Rutschungen. – Straße u. Autobahn, **5** und **6**, Bonn (Kirschbaum Vlg.) 1976a.

BRANDL, H.: Die Sicherung von hohen Anschnitten in rutschgefährdeten Verwitterungsböden. – Konferenzbericht der 6. Europ. Konferenz f. Bodenmechanik u. Grundbau, Wien 1976b.

BRANDL, H.: Stabilitätsuntersuchungen und Brückensicherungen in Rutschgebieten. – Internat. Konferenz: „Grundbauprobleme bei Verkehrsbauten". Tschechoslow. wissenschaftl.-techn. Ges. Brünn 1979.

BRANDL, H.: Erd- und Kriechdrucktheorie für Rutschhänge. – 6. Donau-Europ. Konferenz f. Bodenmechanik u. Grundbau, Varna Sept. 1980a.

BRANDL, H.: 6. Donau-Europ. Konferenz für Bodenmechanik und Grundbau, Generalbericht. – Varna, Sept. 1980b.

BRANDL, H.: Sicherung von Felsböschungen und Fundierung in diesen. – Rock Mechanics, Suppl. **12**, 125–145, 1982.

BRANDL, H.: Konstruktive Hangsicherungen. – In: Grundbau Taschenbuch, 3. Aufl., Teil 3, S. 317, Berlin (W. Ernst und Sohn) 1987.

BRIX, F.: Erläuterungen zur geol. Karte der Stadt Wien 1 : 50.000. – In: Naturgeschichte Wiens, III, 1–32, Wien (Jugend und Volk) 1972.

BROSCH, F.J. & RIEDMÜLLER, G.: Dünne, tonige Trennflächenbeläge als Ursache von Böschungsbewegungen in grobklastischen Sedimenten. – Felsbau Jg. 6, **2**, Mai 1988.

BUNZA, G.: Klassifizierung alpiner Massenbewegungen als Beitrag zur Wildbachkunde. – Interprävent, Innsbruck 1975 Bd. **1**, S. 9.

CAVERS, D.S.: Simple Methods to Analyze Buckling of Rock Slopes. – Rock Mechanics, **14**/2, 1981.

EISERLE, G., HEITFELD, K.H., LEMPP, Ch. & SCHETELIG, K.: Auflockerung und Verwitterung in der Ingenieurgeologie. – In: K.H. HEITFELD: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S. 2, (Springer) 1985.

ESTERLUS, M.: Forschungsvorhaben NC 16, Projektstufe I, 1986, Auswertung und Katalogisierung von Geodaten N.Ö. – Unveröff. Bericht, Wien März 1987.

ESTERLUS, M.: Forschungsvorhaben NC 16, Projektstufe II, 1986/87, Auswertung und Katalogisierung von Geodaten N.Ö. – Unveröff. Bericht, Wien April 1988.

ESTERLUS, M.: Forschungsvorhaben NC 16, Projektstufe III, 1988/89, Auswertung und Katalogisierung von Geodaten N.Ö. – Unveröff. Bericht, Wien März 1989.

ESTERLUS, M.: Forschungsvorhaben NC 16, Projektstufe IV, 1989/90, Auswertung und Katalogisierung von Geodaten N.Ö. – Unveröff. Bericht, Wien April 1990.

FAUPL, P. & SCHNABEL, W.: Ein Breccienvorkommen bei Scheibbs (N.Ö.). Zur Kenntnis paläogener Grobklastika aus der Buntmergelserie. – Jb. Geol. B.-A., Bd. **130**/2, Wien 1987.

FRITSCH, E. & PRODINGER, W.: Stabilization of landslides by means of permanently effective drains. – ISL – International symposium on landslides, New Delhi, 7.–11. April 1980.

GATTINGER, T.: Geologisch-tektonisch bedingte Typen von Massenbewegungen. – Interprävent, Innsbruck 1975, Bd. **2**, S. 61.

GORHAN, H.: Untersuchungen über die Festigkeitseigenschaften des Lösses an Beispielen in Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., Bd. **18**, 1967, S. 401, Wien 1968.

GRUBINGER, H.: Ziele und Ergebnisse des Symposions „Interprävent 1971". – Österr. Wasserwirtschaft Jg. 24, H. **1/2**, 1972.

GUDEHUS, G., GOLDSCHNEIDER, M. & LIPPOMANN, R.: Ingenieurgeologische und bodenmechanische Untersuchungen an Kriechhängen. – In: K.H. HEITFELD: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S. 316, (Springer) 1985.

GUNDERMANN, E.: Fortststraßenbau im Hochgebirge und die Gefahr der Entstehung von Massenverlagerungen. – Interprävent, Bad Ischl 1980, Bd. **3**, S. 265.

HAEFELI, R.: Zum progressiven Bruch in Schnee, Boden, Fels und Eis. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Vol. **V**/1, (Springer) 1967.

HÄFNER, F., FEIN, W. & HELD, U.: Massenbewegungen im Saar-Nahe-Gebiet unter Berücksichtigung des Verwitterungsverhaltens der Pelite. – In: K.H. HEITFELD: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S. 296, (Springer) 1985.

HAUSWIRTH, E.K., LAHODYNSKY, R. & SCHEIDEGGER, A.E.: Erdrutsch am Satzberg in Wien–Hütteldorf. – Unsere Heimat, Jg. **53**, H. 3, 1982.

HEIM, A.: Bergsturz und Menschenleben. – Zürich (Fetz & Wasmuth Verlag A.G.) 1932.

HERZOG, U.: Katastrophale Hangbewegungen in Kärnten 1975, geologische Analyse mit Ausblick. – Interprävent, Innsbruck 1975, Bd. **2**, S. 229.

HOLZER, K.: Rutschhangsanierung in der Steiermark. – Österr. Wasserwirtschaft, Jg. **32**, H. 1/2, 1980.

VAN HUSEN, D.: Massenbewegungen und Lockergesteinsanhäufungen in Abhängigkeit der würmeiszeitlichen Gletscherentwicklung am Beispiel des Trauntales (O.Ö.). – Interprävent, Bad Ischl 1980, Bd. **1**, S. 149.

JAHNEL, Chr. & KÖSTER, M.: Ursachen und Sanierung der Rutschung oberhalb des Volksbankneubaues in Bacharach. – Felsbau, Jg. **7**/1, Feber 1989.

KANY, M. & HAMMER, H.: Statistische Untersuchungen von Rutschungen im Nordbayrischen Deckgebirge. – In: K.H. HEITFELD: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S. 256, (Springer) 1985.

KARRENBERG, H. & QUITZOW, H.W.: Über Hohlraumbildungen und Einstürze in Lößböden als Folge unterirdischer Materialwegführung. – Geol. Jahrbuch Bd. **71**, 631–642, Hannover März 1956.

KEIL,K.: Ingenieurgeologie und Geotechnik. – Halle (W. Knapp) 1951.

KEIL,K.: Materielle Festigkeitsgrundlage der Geotechnik. – TIS **3**/78, 150–159.

KIENBERGER, H.: Annahme und Wirklichkeit bei der Standsicherheitsbetrachtung von Böschungen. – Felsbau Jg. **2**, H. 2, Mai 1984.

KLENGEL, K.J. & PAŠEK, J.: Zur Terminologie von Hangbewegungen. – Zeitschrift für angewandte Geologie, Bd. **20**, H. 3, 1974.

KLENGEL, K.J. & WAGENBRETH, O.: Ingenieurgeologie für Bauingenieure. – Wiesbaden – Berlin (Bauverlag Ges.m.b.H.) 1982.

KRAUTER, E.: Möglichkeiten der Klassifizierung und Sanierung von Rutschungen. – Forschungsges. f.d. Straßenwesen (BRD), Schriftreihe der Arbeitsgruppe „Erd- und Grundbau", H. **3**, 1980.

KRAUTER, E.: Phänomenologie natürlicher Böschungen (Hänge) und ihrer Massenbewegungen. – Grundbau-Taschenbuch Teil 3, 3. Aufl., Berlin (W. Ernst & Sohn) 1987.

KRAUTER, E., PLATEN, H., QUEISSER, A. & STEINGÖTTER, K.: Hangstabilitäten im Mainzer Becken. – In: K.H. HEITFELD: Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgesteinen, S. 280, (Springer) 1985.

KRONFELLNER-KRAUS, G.: Die Wildbacherosion im allgemeinen und der Talzuschub im besonderen. – Sonderdruck aus „100 Jahre Forstliche Bundesversuchsanstalt", Wien 1974.

LANSER, O.: Felsstürze und Hangbewegungen in der Sicht des Bauingenieurs. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Vol. **V**/1, (Springer) 1967.

LAUFFER, H., NEUHAUSER, E. & SCHOBER, W.: Der Auftrieb als Ursache von Hangbewegungen bei der Füllung des Gepatschspeichers. – Österr. Ingenieur Zeitschrift, Jg. **14**, H. 4, April 1971.

LOOS, W.: Kleine Baugrundlehre. – H. GRASSHOFF (Hrsg.), Köln (R. Müller) 1955.

MOSER, M.: Zur Analyse von Hangbewegungen in schwachbindigen bis rolligen Lockergesteinen im alpinen Raum anläßlich von Starkniederschlägen. – Interprävent, Bad Ischl 1980, Bd. **1**, S. 121.

MOSER, M. & GLEIMAC, S.: Geotechnische Untersuchungen zum Massenkriechen in Fels am Beispiel des Talzuschubes Gradenbach (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1982**/3, 209–241, Wien 1983.

MÜLLER, L.: Die Sicherung des linken Landpfeilers am Kraftwerk Sarobi (Afghanistan) gegen den Talzuschub des Gebirges. – Geol. u. Bauw., Jg. **21**, H. 4, Wien 1955.

MÜLLER, L.: Über die Entstehung oberflächenparalleler Klüfte, Versuch einer geomechanischen Erklärung. – Geol. u. Bauw., Jg. **27**, H. 3–4, 1962.

MÜLLER, L. Die Standfestigkeit von Felsböschungen als spezielle geomechanische Aufgabe. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Vol. I/1, 1963a.

MÜLLER, L.: Der Felsbau, Bd. 1, Teil 1 Felsbau über Tage. – Stuttgart (F. Enke) 1963b.

MÜLLER, L.: Ursachen und Abläufe von Boden- und Felsbewegungen. – Intreprävent, Innsbruck 1975, Bd. 2, S. 53.

MÜLLER, L.: Der Felsbau, Bd. 3, Tunnelbau. – Stuttgart (F. Enke) 1978.

NAGL, H.: Zur Rekonstruktion der pleistozänen Vereisung im alpinen Ybbstal. – Mitt. geol. Ges. Wien, **63**, 185–202, 1970.

NEMČOK, A., PAŠEK, J. & RYBÁŘ, J.: Classification of landslides and other mass movements. – Rock Mechanics, Vol. **4**/2, 1972.

NEUMANN, R.: Geologie für Bauingenieure. – Berlin – München (W. Ernst & Sohn) 1964.

NUSSBAUM, F.: Dreißig Jahre Beobachtungen über Erdrutsche, Fels- und Bergstürze in der Schweiz. – Revue pour l'étude des calamités Genève, **16**, 1956/57.

PETZNY, H.: Über die Stabilität von Felshängen. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Suppl. III, (Springer) 1967.

PIRKL, H. R.: Massenbewegungen und Grundwasserschutz in den alpinen Tälern – Schnittpunkte der Ökosystemforschung. – Mitt. österr. Geol. Ges., **83**, Wien 1991.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W.: Gang- und Gehwerk einer Massenbewegung. – Felsbau, Jg. **6**, Nr. 4, 1988, Jg. **7**, Nr. 1, 1989.

PRINZ, H.: Abriß der Ingenieurgeologie. – Stuttgart (F. Enke) 1982.

PUTSCHER, S., BACHMANN, G. & KADO, H.: Zur Methodik der Dokumentation von Hangbewegungen. – Zeitschrift f. angewandte Geologie, **24**/1, 1978.

REDLICH, K., TERZAGHI, K. & KAMPE, R.: Ingenieurgeologie. – Wien (Springer) 1929.

REUTER, F., KLENGEL, J. & PAŠEK, J.: Ingenieurgeologie. – Frankfurt/M. (H. Deutsch) 1980.

RICHTER, D.: Ingenieur- und Hydrogeologie. – Berlin (W. d. Gruyter) 1989.

RUTTNER, A.: Querfaltungen im Gebiet des oberen Ybbs- und Erlauftales. – Jb. Geol. B.-A., **3** und **4**, Wien 1948.

RUTTNER, A.: Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. – Verh. Geol. B.-A., **1** und **2**, Wien 1963.

RYBAŘ, J., PAŠEK, J. & ŘEPOKA, L.: Dokumentation der systematischen Untersuchung der Rutschungsgebiete in der Tschechoslowakei. – Engineering Geology I (1), Amsterdam 1965.

SCHEIBLAUER, J.: Modellversuche zur Klärung des Spannungszustandes in steilen Böschungen. – Felsmechanik und Ingenieurgeologie, Vol. I/1, 1963.

SCHEIDIG, A.: Der Löß und seine geotechnischen Eigenschaften. – Dresden (Verlag Th. Steinkopf) 1934.

SCHNABEL, W.: Zur Geologie des Kalkalpennordrandes in der Umgebung von Waidhofen/Ybbs, N. Ö. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, Wien 1970.

SCHNABEL, W.: Geologie der Flyschzone einschließlich der Klippenzone. – Arbeitstagung Geol. B.-A., 1979, Bl. 71, Ybbsitz, Wien 1979.

SCHNEIDER, G.: Naturkatastrophen. – Stuttgart (Enke) 1980.

SCHULTZE, E.: Standsicherheit der Grundbauwerke. – In: Grundbautaschenbuch Bd. 1, S. 107, Berlin (W. Ernst & Sohn) 1955.

SCHULTZE, E.: Standsicherheit von Böschungen. – In: Grundbautaschenbuch 3. Aufl., Teil 2, S. 257, Berlin (W. Ernst & Sohn) 1982.

SCHWENK, H.: Die Rutschung am Sportplatz bei Weißenkirchen. – Geol. u. Bauw., Jg. **23**, H. 4, 1958.

SCHWINGENSCHLÖGL, R.: Geologische Probleme und deren Lösungsmethoden im Straßenbau. – Straßenbau und Technik, 1986.

SKEMPTON, A.W. & HUTCHINSON, J.: Stability and embankment foundations. – 7. Int. Kongreß f. Bodenmechanik u. Grundbau, Mexiko 1969.

STINY, J.: Die Muren. – Innsbruck (Verlag der Wagner'schen Univ. Buchhandlung) 1910.
STINY, J.: Technische Geologie. – Stuttgart (F. Enke) 1922.
STINY, J.: Rutschungen, Gebirgsdruck, Bergbauschäden und Baugrundbelastung. – Zeitschr. d. Internat. Erdölunion, Jg. **XXXVI**, Nr. IV, 1928.
STINY, J.: Faltungen und Überschiebungen durch Gleitung (Rutschung größten Maßstabes). – Zentralbl. f. Mineral. etc., Jg. **1929**, Abtlg. B, Nr. 4.
STINY, J.: Zur Kenntnis und Abwehr der Rutschungen. – Geol. u. Bauw., Jg. **1**, H. 4, 1929.
STINY, J.: Die geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. – Wien (Springer) 1931a.
STINY, J.: Grundsätzliches über den Baugrund. – Geol. u. Bauw., Jg. **2**, H. 4, 1931b.
STINY, J.: Zur örtlichen Verteilung von Rutschungsanbrüchen auf Steinhängen. – Geol. u. Bauw., Jg. **3**, H. 3, 1931c.
STINY, J.: Ein Felsschlipf an der Vintschgauer Bundesstraße. – Geol. u. Bauw., Jg. **4**, H. 1, 1932a.
STINY, J.: Schäden durch Naturgewalten in Österreich während des Jahres 1931. – Geol. u. Bauw., Jg. **4**, H. 1, 1932b.
STINY, J.: Geologie und Bauen im Hochgebirge. – Geol. u. Bauw., Jg. **6**, H. 1/2, 1934.
STINY, J.: Zur Kenntnis der Rutschflächen. – Geol. u. Bauw., Jg. **7**, H. 4, 1935.
STINY, J.: Über die Regelmäßigkeit der Wiederkehr von Rutschungen, Bergstürzen und Hochwasserschäden in Österreich. – Geol. u. Bauw., Jg. **10**, H. 1/2, 1938a.
STINY, J.: Die Rutschgefährlichkeit des Baugeländes und seine Untersuchung. – Geol. u. Bauw., Jg. **10**, H. 4, 1938b.
STINY, J.: Unsere Täler wachsen zu. – Geol. u. Bauw., Jg. **13**, H. 3, 1941.
STINY, J.: Abbrüche von Felskeilen. – Geol. u. Bauw., Jg. **13**, H. 4, 1942a.
STINY, J.: Nochmals der „Talzuschub". – Geol. u. Bauw., Jg. **14**, H. 1, 1942b.
STINY, J.: Tunnelbaugeologie. – Wien (Springer) 1950.
STINY, J.: Neuere Ansichten über Bodenbewegungen und ihre Beherrschung durch den Ingenieur. – Geol. u. Bauw., Jg. **19**, H. 1, 1952a.
STINY, J.: Talzuschub und Wildbachverbauung. – Geol. u. Bauw., Jg. **19**, H. 2, 1952b.
STINY, J.: Ein Talzuschub im Burgenland. – Geol. u. Bauw., Jg. **19**, H. 2, 1952c.

TERZAGHI, K.: Erdbaumechanik auf bodenphysikalischer Grundlage. – Leipzig – Wien (F. Deuticke) 1925.
THENIUS, E.: Niederösterreich. – Verh. Geol. B.-A., Bundesländerserie, 2. Aufl., Wien 1974.
TOLLMANN, A.: Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitt. geol. Ges. Wien, **58**, Wien 1965.
TOLLMANN, A.: Die Bruchtektonik Österreichs im Satellitenbild. – N. Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh. Bd. **153**, Stuttgart Jänner 1977.
TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Bd. 2 und 3. – Wien (F. Deuticke) 1985, 1986.

VEDER, Chr.: Rutschungen und ihre Sanierung. – Mit Beiträgen von F. HILBERT, Wien – New York (Springer) 1979.

ZÁRUBA, Q. & MENCL, V.: Ingenieurgeologie. – Berlin (Akademie-Verlag) 1961.
ZÁRUBA, Q. & MENCL, V.: Landslides and their control. – Amsterdam (Elsevier scientific publishing company) 1982.
ZETINIGG, H.: Bemerkungen zur Gewinnung von Trink- und Nutzwasser aus Rutschhängen. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, H. **35**, Graz 1975.
ZISCHINSKY, U.: Bewegungsbilder instabiler Talflanken. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **17**, Wien 1967.
ZISCHINSKY, U.: Über Sackungen. – Rock Mechanics, Vol. **1**, N. 1, Wien 1969.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 15. Oktober 1991.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 2	S. 661-662	Wien, Mai 1992

Buchbesprechungen

CAMPBELL, WALLACE, H. (Hrsg.): Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH). – Bd. 134, N. 4, 87 S., Basel – Boston – Berlin (Birkhäuser Verlag) 1990.

Der vorliegende Band ist ein Neuabdruck des Journals PAGEOPH. In diesem wird eine Zusammenstellung von 7 wichtigen Beiträgen einer Tagung der IAGA in Exeter (England, 24. 6. bis 4. 8. 1989) gebracht.

Die Bestimmung der elektrischen Leitfähigkeit im Erdinneren erfolgt über die zeitlichen Variationen des Erdmagnetfeldes, wobei Perioden von mehreren Sekunden (Mikropulsationen) bis zu mehreren Jahren (Sonnenfleckenzyklus) benutzt werden. Die Kenntnis der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Erdinneren ist nicht nur für das Magnetfeld der Erde von Bedeutung, sondern es kann auch an Hand ersterer die Temperaturverteilung abgeschätzt werden. Diese ist wiederum für alle dynamischen Vorgänge von großer Bedeutung.

Die ersten beiden Beiträge des Bandes beschäftigen sich mit theoretischen Fragen über die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen. Im dritten Beitrag wird der Einfluß sowohl der Wasserbedeckung durch Ozeane (Meerwasser ist ein guter elektrischer Leiter) als auch der Sedimente auf die geomagnetischen Variationen diskutiert. Der nächste Artikel stammt vom Herausgeber W.H. CAMPBELL. Darin wird ein äquatoriales Ringstromsystem diskutiert, das in der Erholungsphase nach einem magnetischen Sturm besonders günstige Umstände für magnetische Tiefensondierungsexperimente aufweist. Die Beiträge 5 und 6 beschäftigen sich mit dem einheitlichen Thema des Bandes, nämlich der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit mit der Teufe, wobei Ergebnisse aus Afrika, Indien und Peru bzw. aus dem Raum des Baikalsees vorgestellt werden. Der letzte Artikel stellt eine neu entwickelte Meßelektrode für tellurische Beobachtungen vor.

Der Band trägt den Titel „Deep Earth Electrical Conductivity", und man sollte daher meinen, daß sich die überwiegende Anzahl der Beiträge mit diesem Thema beschäftigt. Leider sind es nur zwei. Insgesamt zeigt der Band einen sehr unhomogenen Aufbau, wobei zu bemerken ist, daß jeder Beitrag – einzeln betrachtet – hohes wissenschaftliches Niveau aufweist. Es ist schade, daß dieses hoch interessante Thema der Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Erdinneren nicht im größeren Umfang berücksichtigt worden ist.

WOLFGANG SEIBERL

FIGUEIROA, SILVA F. DE M. & LOPEZ, MARIA MARGARET (Hrsg): O Conhecimento geologico na America Latina: Questoes de Historia e Teoria. Trabalhos do I Coloquio Brasileiro de Historia e Teoria do Conhecimento Geologico. – 317 S., 23 x 16 cm, Campinas (UNICAMP, Inst. de Geocie.), 1990. Broschürt, Preis nicht mitgeteilt ISBN 85-85369-01-9.

Dieses Buch enthält jene Arbeiten, die während des „1. Brasilianischen Kolloquiums über die Geschichte und Theorie geologischer Erkenntnisse" vorgetragen wurden. Diese Tagung fand an der Staatsuniversität von Campinas/Brasilien (UNICAMP) im Jahre 1988 statt. Teilnehmer und Autoren kamen aus Brasilien, Südamerika, USA und Europa. Die meisten Beiträge wurden in portugiesischer Sprache veröffentlicht. Die englischen Abstracts und einige wenige englischsprachige Beiträge lassen einen guten Überblick zu. Das Kolloquium von Campinas stellt das erste regionale INHIGEO-Symposium in Südamerika dar. Die Beiträge beschäftigen sich ausschließlich mit Entwicklungen des 19. und des 20. Jahrhunderts.

Auf alle Beiträge kann hier nicht eingegangen werden. Daher kann nur auf einige verwiesen werden. Ulrich STRULIK (Rostock) befaßt sich mit den Absolventen der Bergakademie Freiberg (Sachsen), die auf den Gebieten von Geologie und Bergbau in Südamerika schon sehr früh tätig waren. Sehr interessant ist nach meiner Meinung die Arbeit von John THACHRAY (London) über die Beziehungen der Geological Society of London zu Südamerika. THACHRAY befaßt sich eingehend mit der Gründungsgeschichte im Jahre 1807, die sich zunächst als Tischgesellschaft etablierte. Bemerkenswert ist die angedeutete Beziehung zum Freimaurertum Englands. An sich keine Überraschung, wenn man die geologiehistorische Entwicklung in Österreich im 18. Jahrhundert vergleichend heranzieht (BORN!) oder die wissenschaftsgeschichtliche Entwicklung Englands im 17. und 18. Jahrhundert kennt. Der Autor illustriert auch den historischen wissenschaftsgesellschaftlichen Rahmen um 1800 in London. Das Interesse an Berichten von überseeischen Forschungsreisen lag von Anbeginn vor. Zwei große Themenkreise waren damals Gegenstand für Debatten innerhalb der Londoner Gesellschaft: 1. der Fund des *Megatheriums* und die Frage nach dem Grunde seines Aussterbens und 2. die zahlreichen Erdbeben und die damit verbundenen Landhebungen in Südamerika.

Der Freiberger Historiker Peter SCHMIDT befaßt sich mit Alfred Wilhelm STELZNER. Leider ist sein Beitrag wie der von Martin GUNTAU (Rostock) nur in portugiesischer Sprache abgefaßt. Zuletzt sei noch auf eine Zusammenstellung von Kurzbeiträgen über die Quellen zur Geschichte der geologischen Wissenschaften in Südamerika hingewiesen, die auf sehr umfangreiches Material, insbesondere in Brasilien, schließen läßt. Nach meiner Ansicht nach eine sehr wichtiges Thema, da eine wissenschaftliche Forschung ohne gut organisierte Archive, Bibliotheken und Objektsammlungen kaum seriös durchgeführt werden kann. Der hier vorliegende Band ist in seiner Einmaligkeit vom Thema her bereits eine bibliophile Rarität und er ist es wert, trotz aller Sprachschwierigkeiten vom fachlich interessierten Publikum gelesen zu werden.

TILLFRIED CERNAJSEK

RATH, R.: Mineralogische Phasenlehre. – 146 S., 152 Abb., Stuttgart (Enke) 1990. ca. DM 40.– ISBN 3-432-987-0.

Der Autor beginnt dieses Werk, das in die Phasenlehre einführen soll, mit Grundprizipien, wie Definitionen und einer Einführung in die Thermodynamik. Anschließend werden nacheinander folgend Einstoffsysteme, Zweistoffsysteme, Dreistoffsysteme sowie Dreistoffsysteme aus der Petrographie abgehandelt. Man findet in diesem Werk alle für den Erdwissenschafter wichtigen Zustandsdiagramme, sodaß es auch als nützliches Nachschlagewerk Verwendung finden kann. In erstere Linie wurde es aber für den Studiengebrauch geschrieben. Das Buch ist reichlich mit ausführlich beschriebenen Abbildungen

ausgestattet. Hier ist aber kritisch zu bemerken, daß Abbildungen und dazugehörige Erläuterungen oft auf verschiedenen Seiten sind, sodaß der Leser zu häufigem Blättern gezwungen wird. Zum Teil ist der Text auch in etwas schwer verständlicher Form abgefaßt. Trotzdem kann dieses Werk jedem an diesem Fachgebiet Interessierten empfohlen werden. Für Studenten ist es sicher eine nützliche Ergänzung zu so mancher frustrierenden Vorlesung aus diesem Fach.

MANFRED ROCKENSCHAUB

STRAUSS, F.: Herzog Ernst von Bayern und der Gasteiner Bergbau um die Mitte des 16. Jahrhunderts. – Vorwort: FRITZ GRUBER, 121 S., Ill., Wien (VWGÖ) 1991.
14,5×20,5 cm, broschürt, DM 21.–, öS 138.–
ISBN 3-85369-830-1.

Felix F. STRAUSS war Professor für Geschichte an der Polytechnic University of New York. Er ist im 73. Lebensjahr 1990 verstorben, noch ehe er das Erscheinen dieses Sammelbandes eines Teiles seiner Arbeiten über die Montangeschichte des Gasteinertales erleben konnte. Elf Arbeiten hatte er schon im Bad Gasteiner Badeblatt und eine Arbeit in der Zeitschrift „Der Anschnitt" zwischen 1958 und 1968 veröffentlicht. Seine auf zahlreichen archivalischen Quellen beruhenden Schriften befassen sich vornehmlich mit bergbau-, unternehmungs- und sozialgeschichtlichen Themen Zentraleuropas im 16. Jahrhundert. Im vorliegenden Sammelband werden Arbeiten einem größeren Leserkreis zugänglich gemacht, die sich mit jener Zeit befassen, als Herzog Ernst von Bayern von 1540–1554 Landesfürst von Bayern war. Der Schriftverkehr mit seinem „Fronverweser" Jacob Mayr, mit dem Gewerken Christoph Weitmoser und zahlreiche andere Schriftstücke – sie werden heute in salzburgischen, österreichischen und bayerischen Archiven aufbewahrt – geben einen guten Einblick in die damaligen Bergwerksverhältnisse im Lande Salzburg. Der Edelmetallbergbau war im 16. Jahrhundert noch eine der Haupteinnahmequellen des Landesfürsten. Entsprechend waren die Erzgewinnung, Verhüttung und der Metallverkauf geregelt. Salzburg besaß seit 1532 eine eigene Bergwerksordnung. In den sehr umfangreichen Korrespondenzen stellt sich Herzog Ernst nicht nur als Bergwerksunternehmer dar, sondern auch als Kind des Frühkapitalismus. Der Herzog zeigt in seinen Äußerungen soziales Verständnis und Gerechtigkeitssinn. Strauß schildert auch die politischen Umstände jener Zeit. Das waren nicht nur die Knappen- und Bauernaufstände gegen den salzburger Erzbischof Lang, sondern auch die rege bayerische Geheimdiplomatie um die oft in der Geschichte wiederholten Zugriffsversuche auf die Bistümer Salzburg und Passau.

Durch die Zusammenfassung der in schwerer erreichbaren Publikationsreihen erschienenen Beiträge in einem einzigen Band wird der Zugang zu dieser montangeschichtlichen Literatur wesentlich erleichtert. Die Veröffentlichung des Sammelbandes ist dem nimmermüden Herausgeber der „Böcksteiner Montana", Dir. a.D. HR. Peter SIKA, zu verdanken gewesen.

TILFRIED CERNAJSEK

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

1992
BAND 135/3

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Horn, N.Ö.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt"
ist die Dokumentation und Verbreitung erdwissenschaftlicher Forschungsergebnisse.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 3	S. 663–784	Wien, Oktober 1992

Inhalt

Nach Kartenblättern geordneter Überblick 668

AMANN, G: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 135 Birkfeld und 136 Hartberg 736
ANTONITSCH, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke (Stolzalpen-Teildecke) auf Blatt 184 Ebene Reichenau 763
APPOLD, Th.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan 767

BATÍK, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 9 Retz 674
BATÍK, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Tertiär auf Blatt 22 Hollabrunn 678
BAUER, F.K.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Lackenhof auf Blatt 72 Mariazell 699
BAUER, F.K.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Laussabaches auf Blatt 100 Hieflau 704
BAUER, F.K.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Dürradmer – Kräuterin auf Blatt 102 Aflenz 707
BECK-MANNAGETTA, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald 772
BLAU, J., GRÜN, B. & BLIND, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach 763
BRYDA, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Hüpflinger Deckschollen auf Blatt 100 Hieflau 704

DAXNER-HÖCK, G., DE BRUIJN, H., FEYFAR, O. & MELLER, B.: Bericht 1991 über das Projekt „Kleinsäuger" (paläontologische Probenahme) 783
DIEDRICH, U., RÜHLEMANN, K. & SCHULZE, T.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Kalkalpen-Nordrand auf Blatt 112 Bezau 726
DÖHRN, V.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Gleichenberger Kogel auf Blatt 192 Feldbach 769

EBNER, F.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg 753
EGGER, H.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden 690
EGGER, H.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und in der Flyschzone auf Blatt 67 Grünau 691
EISNER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Kalch auf Blatt 192 Feldbach 770
ELSNER, R.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau 762
EXNER, Ch.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quertal der Mur auf Blatt 157 Tamsweg 751

FINGER, F.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt 675
FLÜGEL, H.W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 164 Graz 754
FRIEDL, G: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt 676
FUCHS, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang 720
FUCHS, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern 758

GOSEN, W.v., DIMKE, M. & LOTTER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und in der Trias auf Blatt 180 Winklern 758
GREEFF, O.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau 728

HÁJEK, T.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras 671
HAUNSCHMID, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt 676
HEEDE, H.-U.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 186 St. Veit an der Glan 767
HEINISCH, H.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See 734
HENRICH, M. & HEYER, Th.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den südöstlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach 771
HERRMANN, S.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Norischen Decke auf Blatt 132 Trofaiach 736
HERRMANN, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 106 Aspang 721
HERRMANN, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 168 Eberau 755
HOK, J.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Südostteil auf Blatt 102 Aflenz 708
HORSTMANN, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt114 Holzgau 728
HÜLS, M., SARNTHEIN, M. & SCHNABEL, W.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Klippenzone auf Blatt 54 Melk 776

JANOV, I., KOVÁČ, P. & LAZAR, P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Mesozoikum auf Blatt 102 Aflenz ... 709

KLEINSCHMIDT, G., BRIGGMANN, B., KLINGEL, B. & LENSER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen an der Basis der Murauer Decke und in der Stolzalpendecke auf Blatt 185 Straßburg 764
KOGLER, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im südlichen Bosruckgebiet auf den Blättern 98 Liezen und 99 Rottenmann 704
KOHL, H.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels 681
KOVÁČ, M., BARÁTH, I. & NEMČOK, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär und Tertiär im südöstlichen Teil des Wiener Beckens auf Blatt 77 Eisenstadt 701
KOVAČIK, M., KOHUT, M. & BEZÁK, V.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 107 Mattersburg 723
KRAINER, K.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck 737
KREJČÍ, O.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras 672

LAMMERER, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 149 Lanersbach 744
LINNER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern 761

MAHRLE, M. & STADLMANN, Th.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen 746
MATURA, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex auf Blatt 104 Mürzzuschlag 715
MELLO, J.: Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag 779
MELLO, J.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag 716
MILIČKA, J.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Aflenzer Tertiärbecken auf Blatt 102 Aflenz 710
MOSER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf ÖK Blatt 67 Grünau 693
MOSER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Großreiflinger Scholle auf Blatt 100 Hieflau 706
MOSHAMMER, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal 695
MOSSBAUER, L.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen westlich des Rotgsol auf Blatt 69 Großraming 698
MUNNECKE, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau 729

NOWOTNY, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 103 Kindberg 711
NOWOTNY, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Mürzzuschlag 718
NOWOTNY, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 144 Landeck 738
NOWOTNY, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 148 Brenner 740

OBERHAUSER, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Vorarlberger Helvetikum auf Blatt 112 Bezau 727

PAHR, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang 721
PAVLIK, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg 712
PESTAL, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Nordrand des Tauernfensters auf Blatt 122 Kitzbühel 732
PESTAL, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck 738
PISTOTNIK, J.: Bericht 1990/1991 über geologische Aufnahmen im prätertiären Grundgebirge auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust 703
PISTOTNIK, J.: Bericht1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Nockgebietes auf Blatt 182 Spittal an der Drau 762
PISTOTNIK, J.: Bericht 1990/91 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum (Gurktaler Decke) auf Blatt 184 Ebene Reichenau 763
POSCHER, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz 730
POSCHER, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich der Inntalterrasse auf Blatt 120 Wörgl 731
POSCHER, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner 740
PUTIŠ, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 107 Mattersburg 725

RANTITSCH, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg 753
ŘEHÁKOVÁ, Z.: Bericht 1991 über die Bearbeitung der Diatomeenfloren der Miozänsedimente auf den Blättern 8 Geras, 9 Retz und 22 Hollabrunn 775
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Mürzzuschlag 719
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck 739
ROCKENSCHAUB, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin, im Brenner-Mesozoikum und im Quartär auf Blatt 148 Brenner 741
ROCKENSCHAUB, M.: Nachträgliche Mitteilung zum Bericht 1991 über Seetone im äußeren Gschnitztal auf Blatt 148 Brenner 784
ROETZEL, R.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras 673
RUPP, Ch.: Bericht 1990/91 über geologische Aufnahmen im Raum Eberschwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis 680
RUSSEGGER, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg 754
RUTTNER, A.: Bericht 1990/1991 über geologische Ergänzungsaufnahmen im SW-Sektor des Blattes 72 Mariazell 700

SARNTHEIN, M., HOMMERS, H., KÄHLER, G., KNAAK, J., JUNG, S., NIEBLER, H.-St. & SCHNABEL, W.: Bericht 1988-1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 55 Obergrafendorf 776

SCHELL, F.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207 Arnfels 772
SCHERMAIER, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt 677
SCHERMAIER, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Zentralgneisen auf Blatt 150 Mayrhofen 746
SCHIEL, B.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Dürradmer auf Blatt 102 Aflenz 710
SCHINDLMAYR, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal 696
SCHMIDT, Th. & GRÖSSER, J.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 178 Hopfgarten, 179 Lienz, 195 Sillian und 196 Obertilliach 750
SCHNABEL, W.: Bericht 1988–1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 55 Obergrafendorf 778
SCHNABEL, W.: Bericht 1988–1991 über geologische Aufnahmen im Wienerwaldflysch auf Blatt 58 Baden 686
SCHNABEL, W.: Bericht 1989–1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach 683
SCHNABEL, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 106 Aspang 722
SCHUBERT, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistad 677
SPRENGER, W.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf Blatt 195 Sillian 770
STEYRER, H.-P.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen (strukturgeologische Untersuchungen) auf Blatt 150 Mayrhofen 750
STRANIK, Z.: Bericht 1990/91 über geologische Aufnahmen auf Blatt 22 Hollabrunn 679
STRELE, K.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Roßkogel-Deckscholle auf Blatt 103 Kindberg 713
ŠVÁBENICKÁ, L.: Bericht 1990/91 über geologische Aufnahmen auf Blatt 22 Hollabrunn 680

THIEDIG, F. & WILKENS, E.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Krappfeld-Trias und im Phyllitgebiet auf Blatt 186 St. Veit an der Glan 768
THIELE, O.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten 683
THIELE, O.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach 745
THIELE, O.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen 751
TOLLMANN, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Semmeringgebiet auf Blatt 105 Neunkirchen 720

UCIK, F.H.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 145 Imst 739

VAN HUSEN, D.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen 688
VAN HUSEN, D.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau 692
VAN HUSEN, D.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 69 Großraming 697

WAGREICH, M.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großraming 699
WESSELY, G.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach 685

ZADOW, A.: Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Quarzphyllit auf Blatt 122 Kitzbühel 733

Nach Kartenblättern geordneter Uberblick

8 Geras
T. HAJEK ... 671
O. KREJČI ... 672
Z. ŘEHÁKOVÁ ... 775
R. ROETZEL ... 673
9 Retz
P. BATÍK ... 674
Z. ŘEHÁKOVÁ ... 775
16 Freistadt
F. FINGER ... 675
G. FRIEDL ... 676
B. HAUNSCHMIDT ... 676
A. SCHERMAIER ... 677
G. SCHUBERT ... 677
22 Hollabrunn
P. BATÍK ... 678
Z. ŘEHÁKOVÁ ... 775
Z. STRANÍK ... 679
L. ŠVÁBENICKÁ ... 680
47 Ried im Innkreis
Ch. RUPP ... 680
49 Wels
H. KOHL ... 681
53 Amstetten
O. THIELE ... 683
54 Melk
M. HÜLS, M. SARNTHEIN & W. SCHNABEL ... 776
55 Obergrafendorf
M. SARNTHEIN, H. HOMMERS, G. KÄHLER, J. KNAAK, S. JUNG, H.St. NIEBLER & W. SCHNABEL ... 776
W. SCHNABEL ... 778
57 Neulengbach
W. SCHNABEL ... 683
G. WESSELY ... 685
58 Baden
W. SCHNABEL ... 686
64 Straßwalchen
D. VAN HUSEN ... 688
66 Gmunden
H. EGGER ... 690
67 Grünau im Almtal
H. EGGER ... 691
D. VAN HUSEN ... 692
M. MOSER ... 693
B. MOSHAMMER ... 695
A. SCHINDLMAYR ... 696
69 Großraming
D. VAN HUSEN ... 697
L. MOSSBAUER ... 698
M. WAGREICH ... 699
72 Mariazell
F.K. BAUER ... 699
S. RUTTNER ... 700
77 Eisenstadt
M. KOVÁČ, I. BARÁTH & M. NEMČOK ... 701
J. PISTOTNIK ... 703
78 Rust
J. PISTOTNIK ... 703
98 Liezen
A. KOGLER ... 704
99 Rottenmann
A. KOGLER ... 704
100 Hieflau
F.K. BAUER ... 704
G. BRYDA ... 704
M. MOSER ... 706
102 Aflenz
F.K. BAUER ... 707
J. HOK ... 708
I. JANOV, P. KOVÁC & P. LAZAR ... 709
J. MILIČKA ... 710
B. SCHIEL ... 710
103 Kindberg
A. NOWOTNY ... 711
W. PAVLIK ... 712
K. STRELE ... 713

104 Mürzzuschlag
A. Matura ... 715
J. Mello (1990) ... 770
J. Mello (1991) ... 716
A. Nowotny ... 718
M. Rockenschaub ... 719
105 Neunkirchen
A. Tollmann ... 720
106 Aspang
G. Fuchs ... 720
P. Herrrmann ... 721
A. Pahr ... 721
W. Schnabel ... 722
107 Mattersburg
M. Kovačik, M. Kohut & V. Bezák ... 723
M. Putiš ... 725
112 Bezau
U. Diedrich, C. Rühlemann & T. Schulze ... 726
M. Oberhauser ... 727
114 Holzgau
O. Greeff ... 728
B. Horstmann ... 728
A. Munneke ... 729
119 Schwaz
G. Poscher ... 730
120 Wörgl
G. Poscher ... 731
122 Kitzbühel
G. Pestal ... 732
A. Zadow ... 733
123 Zell am See
H. Heinisch ... 734
132 Trofaiach
S. Hermann ... 736
135 Birkfeld
G. Amann ... 736
136 Hartberg
G. Amann ... 736
144 Landeck
K. Krainer ... 737
A. Nowotny ... 738
G. Pestal ... 738
M. Rockenschaub ... 739
F.H. Ucik ... 739
145 Imst
F.H. Ucik ... 739
148 Brenner
A. Nowotny ... 740
G. Poscher ... 740
M. Rockenschaub ... 741
149 Lanersbach
B. Lammerer ... 744
O. Thiele ... 745
150 Mayrhofen
M. Mahrle & Th. Stadlmann ... 746
A. Schermaier ... 746
H.P. Steyrer ... 750
O. Thiele ... 751
157 Tamsweg
Ch. Exner ... 751
163 Voitsberg
F. Ebner ... 753
G. Rantitsch ... 753
B. Russegger ... 754
164 Graz
H.W. Flügel ... 754
168 Eberau
P. Herrmann ... 755
178 Hopfgarten
Th. Schmidt& J. Grösser ... 755
179 Lienz
J. Blau, B. Grün & W. Blind ... 756
Th. Schmidt& J. Grösser ... 755
180 Winklern
G. Fuchs ... 758
W. v. Gosen, M. Dimke & M. Lotter ... 758
M. Linner ... 761

182 Spittal an der Drau
R. ELSNER 762
J. PISTOTNIK 762
184 Ebene Reichenau
W. ANTONITSCH 763
J. PISTOTNIK 763
185 Straßburg
G. KLEINSCHMIDT, B. BRIGGMANN, B. KLINGEL & M. LENSER 764
186 St. Veit an der Glan
Th. APPOLD 767
H.-U. HEEDE 767
F. THIEDIG & E. WILKENS 768
192 Feldbach
V. DÖHRN 769
M. EISNER 770
195 Sillian
Th. SCHMIDT& J. GRÖSSER 755
W. SPRENGER 770
196 Obertilliach
Th. SCHMIDT& J. GRÖSSER 755
197 Kötschach
M. HENRICH & Th. HEYER 771
206 Eibiswald
P. BECK-MANNAGETTA 772
207 Arnfels
F. SCHELL 772

Schriftleitung: ALBERT DAURER.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 3	S. 671–774	Wien, Oktober 1992

Berichte über Tätigkeiten im Jahr 1991 zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50.000

Blatt 8 Geras

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras

Von TOMÁŠ HÁJEK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1991 führte ich geologische Aufnahmsarbeiten im Raum Heufurth – Riegersburg – Mallersbach – Felling durch. Die südliche Grenze meines Gebietes ist die Landstraße im Pleißinger Tal, andere Grenzen bilden die Staatsgrenze und der östliche Rand des Kartenblattes. Es handelt sich um ein Gebiet mit relativ geringen Höhenunterschieden. Die Seehöhe ist meistens über 400 m (maximal 511 m), nur in einigen Tälern liegt sie darunter (bis 340 m). Auf der östlichen Hälfte sind überwiegend Wälder, auf der westlichen Hälfte Felder.

Kristallin

Das kristalline Fundament besteht aus Metamorphiten der Thayakuppel. Am meisten ist Bittescher Gneis vertreten, teilweise auch angrenzende geologische Einheiten.

Einen schmalen Streifen im nordwestlichen Teil des kartierten Gebietes, entlang der Staatsgrenze, nördlich von Riegersburg, bilden kleinkörnige Biotitgneise und Zweiglimmergneise. In der ČSFR wird diese Einheit als Vranov-Einheit (Moravikum) bezeichnet, in Österreich als Moldanubikum (Äußere Phyllite von F. E. SUESS).

Bittescher Gneis (oder sogenannte Bíteš-Einheit) ist im Rahmen des kristallinen Untergrundes der flächenmäßig verbreitetste. Er hat eine veränderliche Zusammensetzung, der Verwitterungsgrad ist ebenfalls verschieden. Heller (gelblicher, weißlich-brauner, weißlich-grauer), kleinkörniger und mittelkörniger Zweiglimmergneis mit Augentextur herrscht vor. Die Augen der Feldspate sind bis 0,5 cm groß, selten größer. Gneise ohne Feldspataugen sind auch reichlich vorhanden.

Beide Typen wechseln unregelmäßig. Man kann auch Gneise ohne Biotit finden, aber nur an wenigen Lokalitäten.

In der Nähe von Amphiboliten, Phylliten und kristallinen Kalksteinen findet sich Bittescher Gneise mit hohem Biotit-Gehalt. Wahrscheinlich hängen diese Biotitgneise mit der Assimilation dieser Gesteine im Körper des Bittescher Gneises zusammen.

In der nördlichen Umgebung von Mallersbach kann man die ausgedehnte Kaolinisierung des Bittescher Gneises sehen. Der alte Kaolinbergbau fördert schon lange nicht mehr; heute ist die Grube verwachsen und überschwemmt.

In der südlichen, südöstlichen und östlichen Umgebung von Mallersbach (Schindberg, Heufurther Berg, Rosental, Edinental) sind im Bittescher Gneis Streifen mit Amphiboliten, kristallinen Kalksteinen und Phylliten zu finden. Lithologische Übergänge zwischen diesen Gesteinstypen sind unscharf. Zwei kleine Streifen in der Nähe von der Kote 448 Schindberg umfassen besonders Amphibolite. In anderen Streifen befinden sich oft kristalline Kalksteine und selten auch Phyllite.

Die Amphibolite sind meistens grauschwarz; manchmal enthalten sie eine große Menge an Plagioklasen und nur ein paar Amphibolkristalle. Kristalline Kalksteine haben dunkle bis hell bläulich graue Farbe mit wechselnden massiven und schieferigen Lagen. Phyllite (oder phyllitähnliche Glimmerschiefer) sind oft stark verwittert.

Ich setze voraus, daß die beschriebenen Gesteine im Körper des Bittescher Gneises Teile der Lukov-Einheit (innere Phyllite) sind. Das beweist auch die Tatsache, daß Bittescher Gneis in der Nähe dieser „bunten" Streifen einen erhöhten und veränderlichen Biotit-Gehalt hat. Auch das Gefüge ist hier unterschiedlich. Außerdem sind in den Amphiboliten, kristallinen Kalksteinen und Phylliten kleine Lagen von Bittescher Gneis mit „cm"- oder „dm"-Mächtigkeit.

Innere Phyllite (Lukov-Einheit) befinden sich auf dem kartierten Gebiet in der Umgebung von Heufurth. Es handelt sich um den oberen Teil dieser Einheit. Grundgesteine sind graue feinkörnige Phyllite (phyllitähnliche Glimmerschiefer), oft stark verwittert. Sie enthalten zahlreiche Nester und Schlieren von Sekretionsquarz.

Fast ganz Heufurth liegt auf einer großen, mächtigen Lage von Kalkmarmor. Das Gestein ist vorwiegend bläulich grau und kleinkörnig. Am Rand des Körpers sind verschiedene Kalkphyllite und phyllitische Kalke. Der nordwestliche Randstreifen der Lukov-Einheit besteht aus amphibolführendem Marmor, der wahrscheinlich zum Fugnitzer Kalksilikatschiefer gehört.

Schotterbestreuung

In einigen Fällen wurde freie „Schotterbestreuung" im Ackerboden oder auf dem Eluvialuntergrund angetroffen. Diese Lokalitäten sind 500 m südöstlich von Heufurth, beim Kaolinbergbau nordöstlich von Mallersbach und an drei Stellen nördlich, nordwestlich und nordöstlich von Riegersburg in der Nähe der Staatsgrenze. Sie enthalten vorwiegend Quarzrollkiesel von unterschiedlichem Abrundungsgrad. Bei Heufurth und Mallersbach finden sich nicht gerundete Quarze. Bei Riegersburg sind die Gerölle teilweise abgerundet. Eine durchgehende Decke von Lokkergesteinen ist nicht festzustellen, die Ausbisse sind flächenhaft sehr klein.

Quartär

Infolge der Morphologie des kartierten Gebiets sind hier nur einige Typen quartärer Sedimente entwickelt.

Löß und Lößlehme, örtlich mit Karbonatkonkretionen, befinden sich nur nordöstlich von Heufurth und ungefähr 300 m nordwestlich von der Brücke der Landstraße Heufurth – Riegersburg über den Fugnitzbach. Beide Lokalitäten sind nicht allzu ausgedehnt. Ihre maximale Mächtigkeit ist über 3 m.

Deluviale, vorwiegend sandig-lehmige Ablagerungen, lokal mit Fragmenten metamorpher Gesteine, sind die ausgedehntesten quartären Sedimente. Ihre Mächtigkeit beträgt meistens 1–2 m. In einigen Tälern befindet sich flächenhaft kleines Block- oder Steinedeluvium.

Deluvio-fluviatile, sandig-lehmige Ablagerungen füllen die Bachbette der periodischen Wasserläufe und der Oberläufe der Bäche.

Fluviatile, sandig-lehmige, sandige und schotterig-sandige Sedimente füllen das Tal der Fugnitz und Täler im Unterlauf der Bäche. Ihre Mächtigkeit erreicht maximal 2–3 m.

Anthropogene Ablagerungen (Mülldeponie) befinden sich am nördlichen Rand von Mallersbach.

Tektonik

Die Schieferung der metamorphen Gesteine ist bei Bittescher Gneis, Amphiboliten, Phylliten und kristallinen Kalksteinen gut sichtbar. Schieferungsflächen fallen mit einem durchschnittlichen Winkel von 30–35° vorwiegend gegen NW ein. Unterschiede in den Messungen sind aber groß (260–350° und 15–50°). Das zeigt, daß der ganze Gesteinskomplex tektonisch stark beansprucht ist.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 8 Geras

Von Oldřich Krejčí
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1991 befaßte ich mich mit der geologischen Kartierung im Raum südwestlich des Pleißinger Tals (Riegersburger Bach), der von den Gemeinden Riegersburg – Oberhöflein – Fronsburg – Heufurth begrenzt wird. Es handelt sich hier um ein Gebiet mit relativ geringen Höhenunterschieden, durch dessen zentralen Teil das Tal des „Schmalen Grundes" führt. Das Gebiet ist zum Großteil bewaldet, landwirtschaftlich genutzten Boden findet man in den Randgebieten in der Nähe der Gemeinden.

Das prätertiäre Fundament besteht aus Metamorphiten des Moravikum; vertreten sind Gneise, kristalline Kalksteine, Amphibolite und Phyllite. Die Kartierung zielte darauf hin, die einzelnen Ausbisse des Grundgebirges gegenüber den flächenmäßig überwiegenden Quartärablagerungen abzugrenzen. Ferner war man bestrebt, die einzelnen Typen der Quartärablagerungen zu differenzieren und die Relikte vorwiegend schotterartiger, wahrscheinlich tertiärer Sedimente in ihrer Fläche abzugrenzen. An einigen Stellen wurden Tone, Schluffe und Sande angetroffen. Diese Vorkommen in den Randgebieten des Kartierungsgebietes können mit hoher Wahrscheinlichkeit in das Untermiozän eingestuft werden.

Die Bíteš-Einheit (Klassifikation gemäß Batík [1984]) ist im Rahmen des kristallinen Untergrunds die flächenmäßig verbreitetste. Das absolut vorwiegende lithostratigraphische Glied ist hier der Bíteš-Gneis. In der Bíteš-Einheit befindet sich außerdem ein stellenweise unterbrochener Streifen mit Amphibolit und vereinzelt kristallinen Kalksteinvorkommen, der sich vom SW (Gebiet Hartäcker) ge-gen NE (nördlich und nordöstlich der Kote 489 m am Waldweg „Hauptallee") erstreckt.

Im südöstlichen Abschnitt des kartierten Gebiets wird die Bíteš-Einheit von einem Streifen von Metamorphiten (kristallinen Kalksteinen, Phylliten und Amphiboliten) begrenzt, die von Batík (1984) der Lukov-Einheit zugeordnet wurden. Eingehendere petrographische und strukturelle Untersuchungen der Gesteine des kristallinen Untergrunds wurden innerhalb dieser Arbeitsetappe nicht vorgenommen.

Der Bíteš-Gneis weist helle, gelbliche und weißlichbraune Schattierungen auf. Augen- und Bändertexturen sind vorherrschend, an der Oberfläche zerfallen sie meist in blockartige, feinklastische und detritische Eluvien. Der Verwitterungsgrad ist veränderlich, örtlich kommen sogar sandige Rückstände vor. Wie die Geländeaufnahmen in einem kleinen Steinbruch bei K. 408 m im Pleißinger Tal gezeigt haben, ist das Gestein bis zu 10 m Tiefe zersetzt und verwittert. Der obgenannte Amphibolitstreifen ist nur anhand seiner Fragmente identifizierbar. Nördlich der Kote 489 m in der Hauptallee bilden die Amphibolite kleine morphologische Erhebungen aus zerfallenen Blöcken. Im Amphibolitstreifen wurde ein vereinzelter kristalliner Kalksteinausbiß im Distrikt Hart festgestellt.

Von den Gesteinen des Kristallins überwiegen in der Lukov-Einheit flächenmäßig kristalline Kalksteine von dunkler und hell bläulich grauer Farbe mit wechselnden massiven und schiefrigen Lagen. Sie enthalten zahlreiche Nester und Schlieren von Sekretionsquarz. Kalksteine werden in Ausbissen und Felsen an den Uferböschungen des Fugnitzbaches zwischen Fronsburg und Heufurth angetroffen. Örtlich sind sie bis in sandiges Eluvium verwittert. Die Phyllite sind ein dunkel braungraues bis schwarzgraues, feinschiefriges Gestein, zum Großteil stark verwittert. Sie bilden die Bachsohle der Fugnitz 550 m östlich der Kapelle Fronsburger Bründel. Phyllitvorkommen können ferner mit Unterbrechungen längs der Eluvien und Ausbisse in einem sich von der Straßenkreuzung beim Johannesfeld gegen NE erstreckenden Streifen bis südwestlich von Heufurth verfolgt werden. Die Amphibolite sind meist gebänderte, seltener homogen mineralogisch veränderliche Gesteine. Ihre Farbe ändert sich je nach dem Anteil dunkler Minerale. Sie kommen hauptsächlich längs des SE-Randes der Bíteš-Einheit vor.

Die lithologischen Übergänge zwischen den einzelnen metamorphosierten Gesteinstypen sind unscharf und das Gestein geht größtenteils eins in das andere über. Wie die Richtungs- und Neigungsmessungen der Schieferungsflächen ergaben, fallen diese Gesteinsarten mit einem Einfallswinkel von 15–30° vorwiegend gegen NW ein.

Rund 170 m südlich der Straßenkreuzung beim Johannesfeld wurden nach dem Pflügen kleine Bruchstücke (bis zu 2 cm) hell grünlich grauer, kalkhaltiger und kalkfreier Tone in Begleitung von vereinzelten 1–3 cm großen Quarzrollkiesen festgestellt. Dieses Vorkommen war auf eine Fläche von 10x10 m beschränkt.

Etwa 700 m östlich bis ostnordöstlich der Bahnstation Hessendorf am Westrand des kartierten Gebiets wurden in einem Entwässerungsgraben im Liegenden des ca. 1 m mächtigen Lehms mittels Handschurfschächten von 70–80 cm Tiefe grünlich graue, lokal braun gefleckte kalkfreie Tone mit kleinen Schluff- bis feinkörnigen Sandnestern angetroffen. Außerdem waren hier örtlich grünlich braungraue Schluffe mit einer feinsandigen Beimengung

und mit nicht abgerundeten Bruchstücken (bis zu 3–4 mm) des Bíteš-Gneises auf dem Feld herausgeackert worden. Ihr mögliches weiteres Übergreifen nach E in das kartierte Gebiet konnte im Waldbestand nicht nachgewiesen werden. Die Bodenproben der obgenannten Lokalitäten enthielten keine Mikrofauna.

Im Distrikt Hungerfeld im NW des Kartierungsgebiets befindet sich unmittelbar am Rand des kartierten Raumes eine überschwemmte Grube (ehemaliger Kohletagbau Riegersburg). An ihrem Südrand liegt ein ca. 120 cm mächtiger Ausbiß hell gelblich bis bräunlich grauer Sande in Wechsellagerung mit bis zu 10 cm großen Lignitbruchstücken und kleinen (bis zu 1 cm) Quarzrollkiesel enthaltenden hellgrauen Sandschichten. Die fossile Mikrofauna war lediglich durch vereinzelte Fragmente von Ostrakodenschalen vertreten. Mit Hilfe von vier, etwa bis zu 70 cm tiefen Handschurfschächten wurde das mögliche Übergreifen dieser Sande in Richtung Süden in das kartierte Gebiet geprüft. Hier dürften jedoch Eluvien des Bíteš-Gneises vorhanden sein.

Schotter und ihre Relikte befinden sich vor allem in den Feldern im südlichen und südwestlichen Umkreis der Gemeinde Heufurth, südwestlich der Jh. Ley Mühle, westlich und südwestlich der Kapelle Fronsburger Bründel und westlich und nordwestlich von Fronsburg. Sie enthalten Quarzrollkiesel von unterschiedlichem Abrundungsgrad; bei einem hohen Anteil von Trümmergesteinen bilden sie gänzlich unabgerundete quarzige Steine. Lokal wurden bis zu 10–15 cm große Rollsteine vorgefunden. Rollkiesel aus anderem Gestein (aus kristallinen Kalksteinen und Phylliten) wurden nur vereinzelt festgestellt.

Die Schotter bilden keine durchgehende Decke des Trümmergesteins, das in einer quantitativ vorherrschenden sandig-lehmigen Grundmasse eingebettet ist. In einigen Fällen wurde auch freie Schotterbestreuung im Akkerboden oder unmittelbar auf dem Eluvialuntergrund angetroffen. Am südlichen Ende des Waldweges „Sausteig" befinden sich im Wald 2–4 m tiefe Schluchten von hundert Metern Länge, in deren Wänden sich meist 1 cm große Rollkiesel in lehmig-sandiger Grundmasse befinden. Dies beweist, daß die Schotterlagen Mächtigkeiten bis zu mehreren Metern erreichen können. Da sich die meisten Schottervorkommen und ihre Überreste in den Feldern befinden, könnte ihre Flächenausdehnung durch das wiederholte Umackern ewas verändert worden sein.

Löß, eher aber Lößlehme, örtlich mit Karbonatkonkretionen, kommen mit ihren größten Mächtigkeiten auf dem Lienerbergkamm südwestlich von Heufurth vor. Hier sind sie im Einschnitt eines Feldweges mit einer Mächtigkeit von über 3 m freigelegt. Einige geringere Vorkommen wurden außerdem auch in den Feldern gefunden.

Die deluvialen, vorwiegend lehmigen Ablagerungen, lokal mit Fragmenten des unterlagernden Gesteins, sind die flächenhaft ausgedehntesten quartären Sedimente. Oft enthalten sie eine reichliche Menge von meist bis zu 10 cm großen quarzigen Steinen, die Überreste des Sekretionsquarzes aus dem liegenden Gestein sind. Ihre Mächtigkeit beträgt meist 1–2 m. Die deluvio-fluvialen sandig-lehmigen Ablagerungen füllen das Flußbett der periodischen Wasserläufe sowie das der Hochwasserflußläufe.

Die Talauen der dauernden Wasserläufe sind mit fluvialen sandig-lehmigen bis sandig-tonigen Sedimenten gefüllt. Wie die Beobachtungen des tiefer eingeschnittenen Flußbettes der Fugnitz gezeigt haben, kann ihre Mächtigkeit bis zu 3 m erreichen. Im Liegenden dieser Anschwemmungen kann die Anwesenheit älterer Flußschotter nicht ausgeschlossen werden. Die flächenhaft größte Alluvialebene befindet sich im Distrikt „Am Tabor" nordöstlich von Fronsburg, wo das Flußbett der Fugnitz von seiner ursprünglichen Trasse längs der Kapelle Fronsburger Bründel anscheinend um mehrere hundert Meter gegen Osten künstlich abgelenkt wurde.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 8 Geras

Von Reinhard Roetzel

Im Berichtsjahr 1991 wurde die geologische Kartierung der tertiären und quartären Sedimente im Gebiet zwischen Geras – Kottaun – Wolfsbach und nördlich von Langau fortgesetzt.

In Ergänzung zur geologischen Kartierung des Jahres 1990 wurden außerdem bei insgesamt elf Kartierungsbohrungen zwischen Geras und Langau 81,8 Bohrmeter mit dem Bohrgerät der Geologischen Bundesanstalt abgeteuft und aus dem Bohrmaterial 69 Sedimentproben für weitere Untersuchungen entnommen.

Mit Hilfe der Bohrungen konnte eine schmale, ungefähr parallel zur Straße Geras – Langau verlaufende, sedimentgefüllte Rinne nachgewiesen werden.

Die tertiären Sedimente in dieser Rinne liegen meist unter einer 2 m bis 4 m mächtigen, quartären Lehmdecke. Die schwarzgrauen bis blaugrauen, fetten Tone östlich der Straße Geras – Langau, die vor allem im Burgerfeld und nordöstlich daran anschließend auftreten (vgl. Kartierungsbericht 1990, Jb. Geol. B.-A., **134**/3, 453–454), konnten mit Hilfe der Pollenanalyse von I. Draxler als anmoorige Ablagerungen des jüngeren Subatlantikums über den tertiären Peliten erkannt werden.

In der Senke des Katzlwiesenbaches, zwischen Kreuzberg und Kleinfeld, ca. 2 km NW Oberhöflein konnte über dem Kristallin 2 m schwarzgrauer bis schwarzbrauner, humoser, anmooriger Ton (Humusmudde) erbohrt werden, der im Liegenden in 1 m braunen bis schwarzbraunen, humusreichen, feinsandig-tonigen Silt übergeht. Während der hangende Ton palynologisch wiederum ins Holozän (jüngeres Subatlantikum) einzustufen ist, spricht das Florenspektrum der liegenden Silte für ein präboreales Alter.

Die erbohrten tertiären Sedimente sind vorwiegend gelbbraune, mit der Teufe zunehmend blaugraue Pelite. Neben tonigen Silten und siltigen Tonen, die manchmal von schlecht sortierten Sanden unterbrochen werden, wurden manchmal Kohletone, meist in einer Teufe von 9,0 m bis 10,0 m, angetroffen.

Diese pelitischen Sedimente führen selten Molluskenreste, die von F.F. Steininger bestimmt wurden. Hervorzuheben ist das Auftreten von *Mytilus* in einer Bohrung im Burgerfeld, NE Geras in einer Teufe von 9,3 m bis 9,8 m und von *Mytilus, Ostrea, Cardium* und *Pirenella* in einer Bohrung im Geraser Feld, S Langau in einer Teufe von 8,2 m bis 9,0 m.

In Verbindung mit den Mollusken treten häufig Zähne und Knochen von Fischen, seltener Foraminiferen und Ostracoden auf. Außerdem kommen in den Kohletonen manchmal Samenreste vor.

Die Foraminiferenfauna wird nach der Bearbeitung von Ch. RUPP durch *Aubignyna simplex* (EGGER) dominiert. Hinzu treten selten *Ammonia parkinsonia* (CUSH.), *Elphidium granosum* (D'ORB.) und *Elphidiella heteropora* (EGGER).

Mit Hilfe der Mollusken und der Foraminiferenfauna sowie der Pollenflora konnten die Sedimente mit den Ablagerungen im Kohlebecken nördlich und nordwestlich von Langau korreliert werden.

Die weitere, detaillierte Bearbeitung diese Fossilreste und der Mollusken, Foraminiferen, Ostracoden, Schwammnadeln, Diatomeen, Pollen, Früchte und Samen der Kohleprospektionsbohrungen 1981 im Kohlebecken von Langau-Riegersburg, nördlich und nordöstlich von Langau, erfolgt derzeit.

Die Oberflächenkartierung nördlich Geras ließ am Hufnagelberg und nördlich anschließend, am Hufnagelfeld, vorwiegend Aufragungen kristalliner Gesteine erkennen. Sedimente, vermutlich tertiären Alters, treten nördlich des Hufnagelberges, unmittelbar nördlich und südlich der Bahn auf. In den Feldern am Waldrand sind eckige bis sehr gut gerundete Quarzkiese in stark siltig-sandiger, okkergelber Matrix ausgeackert.

Auch das Kottauner Feld ist von Kristallin umrahmt, das am Arzberg und nördlich davon in der Flur Zuluß zwischen Kottaun und Wolfsbach und westlich der Straße Kottaun – Langau auskartierbar ist.

Die Senke des Kottauner Feldes ist weitgehend von quartärem, teilweise anmoorigem Lehm bedeckt. Sedimente mit vermutlich tertiärem Alter treten nur auf dem Höhenrücken, ca. 1 km NE Kottaun, nordwestlich des kleinen Waldes auf. Es sind gut gerundete Mittelkiese, seltener Grobkiese in sandiger Matrix. Die Kiese haben Restschottercharakter, wobei verschiedene Quarze und Quarzite neben auffallend schwarzen und plattigen Graphitquarziten überwiegen. Die Graphitquarzite treten in den moldanubischen Glimmerschiefern der Umgebung als weit verfolgbare schmale Züge auf und können daher mit größter Wahrscheinlichkeit aus dem Nahbereich hergeleitet werden.

Im Wolfsbacher Feld, das ebenfalls östlich und westlich von Kristallin begrenzt wird, beißen in den Feldern grüngraue bis grünbraune, glimmerreiche, tonige, teilweise feinsandige Silte aus.

Mehrere Bohrungen, die im Rahmen der Kohleprospektion im Jahr 1981 auch im Kottauner Feld abgeteuft wurden (Unveröff. Bericht, F. BRIX, 1981), lassen hier, ähnlich wie östlich davon, zwischen Geras und Langau, eine schmale, SW–NE-streichende, sedimentgefüllte Senke erkennen. In den Bohrungen überwiegen mittel- bis grobkörnige, teils tonige Sande, die von sandigen Tonen unterbrochen werden und auch ein geringmächtiges, lokal begrenztes Flöz unreiner Braunkohle eingeschaltet haben. Die Mächtigkeit der Sedimentbedeckung über dem Kristallin liegt zwischen 11,5 m und 16,0 m.

Nördlich Langau treten am Westrand des Kohlebeckens über den zahlreichen kleinen Kristallinaufragungen vorwiegend grobklastische Sedimente an der Oberfläche zu Tage. Westlich der Straße Langau – Schaffa (Šafov) können zwischen dem Zollhaus und den ehemaligen Bergwerksgebäuden (jetzt verschiedene Fabriksgebäude) Flecken von sehr gut gerundeten bis kantengerundeten Mittel- bis Grobkiesen in tonig-feinsandiger, rotbrauner bis gelbbrauner Matrix auskartiert werden. Die Kiese bestehen, so wie im Raum Kottaun, vorwiegend aus verschiedenen Quarzen und Quarziten sowie einem beträchtlichen Anteil an schwarzem, etwas schlechter gerundetem Graphitquarzit.

Kohleprospektionsbohrungen lassen ein deutliches Relief des kristallinen Untergrundes erkennen, da z.B. westlich der südlichen Bergwerksgebäude, ca. 50 m südlich einer Kristallinkuppe bereits Sedimentmächtigkeiten bis 20 m Mächtigkeit mit Kohleeinschaltungen erbohrt wurden.

Gegen Westen, gegen das Stalleker Feld, steigt der kristalline Untergrund wieder rasch an. In Senken, wo der stark verwitterte Glimmerschiefer mit Graphitquarzitzügen nicht ausbeißt, ist eine quartäre Verwitterungslehmdecke weit verbreitet. Eine dünne, unzusammenhängende Auflage von Quarzschotter auf den Kristallinkuppen läßt jedoch auch auf den Hochzonen eine ehemalige Sedimentbedeckung im Tertiär vermuten.

Diese Sedimentdecke wurde gemeinsam mit der kristallinen Basis im Quartär in vielfältiger Weise aufgearbeitet. Zu Windkanter facettierte Quarze, die im Bereich Kottaun – Langau verbreitet vorkommen, weisen unter anderem auch auf eine äolische Überarbeitung im Quartär hin.

Blatt 9 Retz

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 9 Retz

Von PETR BATÍK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1991 wurden auf Blatt 9 Retz die kristallinen Gesteine des Thaya-Massivs, westlich der Straße Retzbach – Retz – Obernalb aufgenommen. Der studierte Abschnitt ist westlich von Oberretzbach größtenteils mit Waldbestand gemischten Types bedeckt, im südlichen Teil, westlich Retz, überwiegen die Weinberge, die besonders die südlichen und östlichen Abhänge bedecken. Die einförmige Zusammensetzung der Granitoide besteht eigentlich nur aus zwei Gesteinstypen, und zwar aus Muskowit-Biotitgranit und aus einem leukokraten Muskowitgranit. Die Vorkommen haben überwiegend den Charakter der eluvialen Verwitterungsprodukte, in dem kleine, ebenfalls ziemlich verwitterte Felsblöcke auftreten, oder es liegen in ihnen größere oder kleinere Blöcke. Auch die relativ besten Aufschlüsse, die in dem Retzer Altbachtal liegen, decken kein frisches Gestein auf.

Zusätzlich wurde ein problematischer Denudationsrest des Miozäns im Kartierungsgebiet gefunden.

Miozän

Ottnangium–Eggenburgium

Südlich des Forstdenkmales, im Weg, in einer Seehöhe von rund 420 m liegen verstreute Granitblöcke bis 10 cm Größe in einem kleinen Rest von rostbraunen Sanden.

Thaya-Massiv

Muskowit-Biotitgranit

Er bildet den Hauptteil des Thaya-Granitoidkörpers. Er ist mittelkörnig, massig-richtungslos oder schwach geregelt und in natürlichen Aufschlüssen insgesamt stark verwittert. Im Kartierungsgebiet ist er am besten in mehreren stillgelegten Steinbrüchen und im Retzer Altbachtal, nordwestlich von Retz aufgeschlossen.

Das Gestein hat eine Mörtelstruktur. Quarz bildet entweder größere, ursprüngliche Körner oder feinere Körner

zweiter Generation, die die Feldspate umringen. Mikroklin als das größte Mineral ist immer xenomorph, perthitisch und erreicht eine Größe von 2–5 mm, selten bis 10 mm. Oft schließt er feinere, isometrische, gefüllte Plagioklaskörner von Oligoklas-Andesin-Basizität mit deutlichen, dünnen Albitsäumen ein. Plagioklas kommt jedoch besonders abseits des von Kalifeldspat eingenommenen Gebiets vor; er ist mehr umgewandelt und die Entstehung des Serizits, der eine Größe bis 0,2 mm erreicht, ist an ihn gebunden. Muskowit zusammen mit Serizit kommt ebenfalls mit dem neugebildeten Quarz in bis 2 mm großen Schuppen vor. Brauner Biotit überwiegt gewöhnlich eindeutig über Muskowit; er bildet Aggregate zusammengesetzt aus feinen Schuppen, oder auch selbständige Einzelkristalle, die eine Größe von 5 mm erreichen. Er schließt Zirkon und seltener auch Sagenit ein.

Leukokrater Muskowitgranit-Aplit, stellenweise mit Granat

Er bildet 2 bis 15 m breite Gänge, die parallel zur Schieferung liegen oder sie mäßig queren. Als ein der Verwitterung widerstandsfähigerer Typ tritt er gewöhnlich in den Gipfelpartien der Bergrücken auf. Dank dem deutlichen Farbkontrast zu dem umliegenden Gestein, ist sein Nord–Süd-Streichen leicht verfolgbar.

Diese Gesteine wurden auf den Anhöhen westlich von Retz und im Waldgebiet zwischen Galgen und Forstdenkmal gefunden.

Das Gestein ist mittelkörnig und eher gleichkörnig. Es ist überwiegend aus Feldspaten zusammengesetzt. Plagioklas ist dünn polysynthetisch lamelliert, hypidiomorph und stets stärker umgewandelt als der Kalifeldspat, der die Räume zwischen den Körnern ausfüllt. Der Quarz ist wahrscheinlich aus einer Generation zusammengesetzt und mit seiner Größe nähert er sich den Feldspaten, die nur selten 5 mm überragen. Die Muskowite sind richtungslos und kommen in 2 bis 3 mm großen Schuppen vor. In einigen Abschnitten kommt seltener, gebrochener, xenomorpher Granat, 0,5 bis 2,0 mm groß, vor.

Tektonik

Obwohl das studierte Gebiet in seinem Umfang klein und ziemlich mit eluvialen Verwitterungsprodukten bedeckt ist und obwohl in ihm gute Aufschlüsse weitgehend fehlen, kann man nicht nur aus der gesamten Konfiguration der Morphologie, sondern auch aus den detaillierten Beobachtungen an der Grenze Granit-Aplit genügend überzeugende Daten erhalten.

Diese Daten erlauben ein E–W-streichendes (bis 110°) Störungssystem zu verfolgen, das die Aplo-Pegmatitgänge durchquert und horizontal auf Meter- bis Zehnermeterstrecken verschiebt.

Durch eine schwache Gefügeüberprägung, die von Gefügezerrüttung begleitet ist, haben die Gesteine das Foliationsstreichen von 10–30° angenommen. Ihr Abtauchen konnten nicht ermittelt werden.

Baurohstoffe

Einige wenige, kleinere, stillgelegte, im Granit angelegte Steinbrüche existieren im Blattgebiet, die Material untergeordneter Qualität lieferten. Im Süden des Gebiets, südlich von Obernalb befindet sich der größte Steinbruch, der jedoch zur Zeit auch stillgelegt ist.

Zeitweilig in Betrieb steht ein Steinbruch an der Straße, 500 m nordwestlich von Oberretzbach, wo ein stark kaolinisierter Muskowit-Biotitgranit gewonnen wird.

Blatt 16 Freistadt

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

Von FRITZ FINGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Vorjahr von unserer Salzburger Arbeitsgruppe begonnene Neukartierung des Freistädter Kartenblattes konnte 1991 plangemäß und in derselben personellen Besetzung fortgeführt werden. Zur Zeit ist schon etwa ein Drittel des in Österreich gelegenen Kristallinanteils des Blattes im Arbeitsmaßstab 1 : 25.000 neu aufgenommen.

Ein gewichtiges und noch nicht völlig gelöstes Problem stellt sich derzeit bei der kartenmäßigen Gliederung des anatektischen Stockwerks rund um den Weinsberger Granit, also bei jenen auf der Mühlviertel-Übersichtskarte von FRASL et al. (1965) seinerzeit als Grobkorngneise ausgeschiedenen Flächen im Südwestsektor des Freistädter Blattes.

Wie detaillierte Profilaufnahmen und auch begleitende petrographische und geochemische Untersuchungen zunehmend zeigen, ist es sicherlich nicht gerechtfertigt, diese Gesteine generell als älteres Gneisdach vom Weinsberger Granit abzutrennen. Vielmehr wird immer deutlicher, daß größte Teile dieser „Grobkorngneise" echte Granitoide sind, die sowohl makroskopisch als auch im Dünnschliffbild und in der Geochemie recht gut den Schlierengraniten der Mühlzone im westlichen Mühlviertel (FINGER, 1985) entsprechen. Im Sinne von THIELE (1984) könnte man demnach den südwestlichen Teil des Freistädter Kartenblattes ohne weiteres als eine sinistral an der Rodlstörung nordwärts verschobene Fortsetzung der Mühlzone auffassen.

Hier wie dort dürften die Grobkorngneise bzw. Schlierengranite etwa zeitgleich mit der Bildung des Weinsberger Granits durch großräumige Aufschmelzung der präexistenten moldanubischen Kontinentalkruste entstanden sein. Im Unterschied zum Weinsberger Granit, der vermutlich aus einem noch tieferen, nach unten hin anschließenden Bildungsraum aufgestiegen ist, liegen die Schlierengranite anscheinend über weite Strecken noch unmittelbar im Stockwerk ihrer Aufschmelzung vor. Die Gesteine wären somit als Diatexite zu klassifizieren, wobei auf Grund geochemischer und zirkontypologischer Kriterien vorwiegend ein intermediäres, vulkano-sedimentäres Protolithmaterial anzunehmen wäre (KOSCHIER, 1989). Die z.T. recht auffällige herzynische Regelung ist viel weniger auf eine Verschieferung im festen Zustand zurückzuführen als auf eine synanatektische orogene Einspannung. Die Schlierigkeit der Gesteine geht dabei i.w. auf unvollständige Homogenisierung des voranatektischen bzw. restitischen Stoffbestandes zurück.

Auch der Weinsberger Granit zeigt auf Blatt Freistadt stellenweise eine recht deutliche herzynische Regelung, die vor allem während der Erstarrung des Magmas zustandekam. Er ist aber im Vergleich zu den Schlierengraniten besser homogenisiert und enthält weniger Restitkomponenten als letztere. Vielfach vorhandene breite fließende Übergänge und Angleichungszonen zeigen uns freilich, daß das Weinsberger Granitmagma bei seiner Platznahme oft noch intensiv mit den umliegenden Anatexiten reagiert und Stoff ausgetauscht hat, also selbst noch etwa zeitgleich im anatektischen Niveau kristal-

siert ist. Dies gilt für den Südwestsektor des Freistädter Blattes, darüberhinaus für die gesamte Mühlzone und auch für weite Bereiche des unteren Mühlviertels, nicht aber für die großen Massen von Weinsberger Granit im nordöstlichen Waldviertel. Dort, und wohl auch schon beginnend im Nordosten des Freistädter Blattes, weist der Granit zunehmend scharfe Kontakte zum älteren Nebengestein auf, und das Magma ist offenbar schon in eine kühlere Umgebung eingewandert (HAUNSCHMID, 1988; FINGER & VON QUADT, 1992).

Interessant sind Beobachtungen von G. SCHUBERT (siehe nachstehender Bericht), nach welchen auf Blatt Freistadt im Weinsberger Granit stellenweise Schlierengranitgänge auftreten. Dies würde bedeuten, daß zumindest Teile des Schlierengranits noch später erstarrt sind als der umgebende Weinsberger Granit. Hier drängen sich Parallelen zum Engerwitzdorfer Granit des Steyregger Kartenblattes auf (FRASL, 1959), der ebenfalls den Weinsberger Granit durchdringt, aber petrographisch wie auch geochemisch den Schlierengraniten in vieler Hinsicht entspricht (siehe auch BARTAK, 1991), und lokal auch dasselbe schlierig-migmatische Erscheinungsbild aufweist wie z.B. in den großen Steinbrüchen in der Gusenenge gleich S von Engerwitzdorf (vgl. FRASL, FREH et al., 1965). Demgegenüber wissen wir vom westlichen Mühlviertel auf Grund von Schollenfunden, daß die Schlierengranite dort zumindestens stellenweise schon etwas früher verfestigt gewesen sein müssen als der Weinsberger Granit (FRASL & FINGER, 1988).

Genaugenommen sind also schon innerhalb der älteren Generation der Mühlviertler Granitoide, also bei jenen plutonischen Bildungen, die nach FRASL & FINGER (1988, 1991) im Zuge einer großräumigen Krustenanatexis und während orogener Einspannung gebildet wurden (und zwar wahrscheinlich zur Zeit der Unterkarbon/Oberkarbon Wende - VON QUADT & FINGER, 1991), mindestens drei Magmenfamilien vertreten. Diese kommen offenbar aus verschiedenen Quellen, interferieren aber zeitlich miteinander:

- Magmentyp 1 wäre der Weinsberger Granit, der möglicherweise aus granulitischer Unterkruste stammt, seine endgültige Prägung aber wohl erst beim Aufstieg in die mittlere Kruste u.a. durch Stoffaustausch mit den umliegenden Anatexiten erhalten hat.
- Magmentyp 2 wird durch Schlierengranite und Engerwitzdorfer Granit repräsentiert und geht vermutlich auf die Aufschmelzung einer mächtigen intermediären vulkano-sedimentogenen Metamorphitsequenz der mittleren Kruste zurück. Und zu einem
- Magmentyp 3 könnte man schließlich die im Sauwald weiträumig auftretenden älteren S-Typ-Granite vom Typus Schärding und Peuerbach mitsamt ihrer anatektischen Aureole (Perlgneise im älteren Sinn) zusammenfassen, welche auf die Aufschmelzung von Paragneisen ebenfalls im mittleren Krustenniveau zurückgehen.

Vertreter der letztgenannten Gruppe kommen auch auf Blatt Freistadt vor, haben aber hier vergleichsweise viel weniger Bedeutung als Weinsberger Granit und Schlierengranit.

Erst später, und zwar schon während einer allgemeinen Heraushebung und Abkühlung des Grundgebirges, drangen dann die jüngeren Granite und Granodiorite der Mauthausener/Freistädter Generation (FRASL & FINGER, 1988, 1991) auf, die gerade auf Blatt Freistadt sehr große Verbreitung besitzen. Die genaue Gliederung und magmengenetische Zuordnung dieser jüngeren Intrusionen wird vor allem Aufgabe der folgenden Kartierungsjahre sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

Von GERTRUDE FRIEDL
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Dieses Jahr wurde im wesentlichen das im Südosten von Grünbach zum Kartenblattrand hin gelegene Gebiet aufgenommen.

Von Grünbach nach E zu wird der schon im Vorjahr genau abgegrenzte Grabengranitkörper (FRIEDL, 1990) von einer Gruppe von Schiefergneisen abgelöst. Diese Schiefergneise bilden einen geschlossenen, mittelsteil nach NE einfallenden Körper von etwa 2,5 km Breite, der sich von Grünbach in SE-Richtung bis etwa 1 km S Oberrauchenödt verfolgen läßt. Es liegen hier mehrere Varietäten von Schiefergneisen vor, die in ihrem Erscheinungsbild von stark geschiefert bis migmatisch reichen.

Die Südbegrenzung dieses Schiefergneiskomplexes bildet dann grobkörniger Freistädter Granodiorit. Dieser baut das äußerste Südosteck des Kartenblattes mit dem Kastlhöferberg auf. Sowohl entlang der Grenze zum Grabengranit als auch zum groben Freistädter Granodiorit, treten immer wieder bis metermächtige Aplitgänge in den Schiefergneisen auf, besonders häufig aber in der Gegend von Etzelsdorf, wo Schiefergneis, Grabengranit und grobkörniger Freistädter Granodiorit zusammentreffen.

Weiters kommen im grobkörnigen Granodiorit, z.B. beim Kronauer Berg, bei Reickersdorf und auch an der Straße Kastlhöfen – Modlbauer bis metermächtige Granodioritporphyritgänge vor, die genetisch mit dem feinkörnigen Freistädter Granodioritvorkommen (Kernfazies) zusammenhängen dürften (FRASL, 1957), welches gleich westlich des Kronauerberges an den groben Freistädter Granodiorit anschließt. Dieses Vorkommen von feinem Freistädter Granodiorit reicht bis fast nach Freistadt heran.

Ein weiterer Granodioritporphyritgang fand sich im Schiefergneis am westlichen Ortsende von Heinrichschlag.

Nach Osten hin konnte der Schiefergneiskomplex bis in die Gegend von Oberrauchenödt verfolgt werden, wo er von Weinsberger Granit abgelöst wird. Während der Heinrichschlägerberg (926 m) zur Gänze von Schiefergneis aufgebaut ist, schließt von Heinrichschlag nach Osten an den Schiefergneis Weinsberger Granit an. In der Gegend vom Gehöft Hoscher wurde ein kleines Vorkommen von feinkörnigem Freistädter Granodiorit auskartiert, welches bis zum östlichen Kartenblattrand reicht.

Ein weiterer kleiner, rundlicher Durchschlag von feinem Freistädter Granodiorit findet sich SSE von Oberrauchenödt beim Nöckstaller Hof.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

Von BRUNO HAUNSCHMID
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Kartierungsarbeiten erfolgten großteils von Windhaag aus nach Osten bis an den Blattrand und nach Norden bis an die Maltsch. Der nördliche Bereich dieses Gebietes besteht im wesentlichen aus

Weinsberger Granit, gegen Süden zu schließt feinkörniger Freistädter Granodiorit an. Die Grenze zwischen den beiden Granitarten verläuft in einem Bogen östlich von Oberwindhaag über Mairspindt nach Pieberschlag um Windhaag herum. Zwischen Mairspindt und Pieberschlag verläuft die Grenze ziemlich geradlinig, und einzelne Funde von Myloniten lassen hier auf einen tektonischen Kontakt schließen, wobei der östliche Teil um etwa 1 km nach NE versetzt wurde. Es dürfte sich hier um eine Fortsetzung jener NE–SW-streichenden Störung handeln, welcher auch der Lauf der Maltsch nördlich von Mairspindt folgt.

Verfolgt man die Grenze zwischen Weinsberger Granit und Freistädter Granodiorit weiter nach Westen, so scheint am Nordhang des Reisinger Berges wiederum eine NE–SW-verlaufende, sinistrale Versetzung stattgefunden zu haben.

Im Weiteren wurde der Höhenrücken über den Leopoldschläger Berg bis in die Gegend Pramhöf aufgenommen. Der Leopoldschläger Berg wird vorwiegend aus Weinsberger Granit aufgebaut. Hellere, etwas weniger grobe Granite vom Plochwalder Typ (HAUNSCHMID, 1989) konnten des öfteren als Durchschläge beobachtet werden. Beide Granitarten werden hier auch noch von Gängen von feinkörnigem Freistädter Granodiorit durchschlagen. Meist sind diese Gänge nur dm- bis m-mächtig und neigen zu mikrogranitischer Gefügeausbildung. Ein weiterer Gang von Freistädter Granodiorit, der sich etwa 250 m ESE des Leopoldschläger Berggipfels befindet, dürfte nach den dortigen zahlreichen Blockfunden zu schließen, einige Zehnermeter mächtig sein. Dieser Gang verläuft ebenso wie einige andere Feinkorngranitgänge in NNE–SSW-Richtung. Daneben gibt es aber auch viele Feinkorngranitgänge, welche völlig andere Streichrichtungen aufweisen.

Am NE-Abhang des Leopoldschläger Berges zieht der Weinsberger Granit (mit vereinzelten Einschaltungen von Plochwalder Granit) bis an die Gehöfte von Mardetschlag heran. In einem Wegeinschnitt konnte hier auch ein etwa 20 cm dünner, NW–SE-streichender Gang von „grobem" Freistädter Granodiorit („Randfazies", FRASL, 1957) im Weinsberger Granit beobachtet werden. Interessant ist dabei, daß dieser geringmächtige Gang nicht zur Mikrogranitbildung neigt, wie das die Gänge aus der Verwandtschaft der feinen Freistädter Granodiorite üblicherweise tun (vergl. auch FRIEDL, 1991).

Als jüngste Intrusionen konnten auch heuer wieder neue Porphyritvorkommen entdeckt werden. So fanden sich einige Blöcke im Bereich Steinbühel (P 793) bei Pieberschlag. Ein weiteres Vorkommen befindet sich ca. 1,2 km nördlich der Ortschaft Mairspindt am Abhang zur Maltsch.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

Von ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährigen Kartierungsarbeiten wurden NW von Freistadt im Raum Zulissen – Süßengraben fortgesetzt, wo – wie im Vorjahr – vor allem die detaillierte Abgrenzung von Feinkorngranitkörpern gegenüber dem umgebenden Weinsberger Granit im Vordergrund stand.

Der Weinsberger Granitkörper W von Zulissen besitzt viel größere Ausdehnung als in der Mühlviertel-Übersichtskarte von FRASL et al. (1965) angegeben. Das Vorkommen erstreckt sich vom Dorfberg (774 m) ununterbrochen weiter nach Westen mindestens bis zur Lokalität Süßmühle. Ein Sporn desselben Weinsberger-Granitkörpers konnte weiter nach N bis etwa zur Kote 677 verfolgt werden.

Innerhalb des Weinsberger Granits konnten mehrere kleine Vorkommen von Plochwalder Granit (HAUNSCHMID, 1989, Dipl.-Arb. Salzburg) aufgefunden werden (z.B. ca. 100 m NNW des Dorfbergs, Kote 774 oder ca. 150 m SW des Wasserreservoirs W von Zulisssen). An einzelnen Blöcken ist zu beobachten, daß der Plochwalder Granit den Weinsberger Granit stellenweise mit scharfen Grenzen diskordant durchbricht und dabei auch Schollen und Großkalifeldspäte vom Weinsberger Granit übernimmt. Mitunter führt der Plochwalder Granit mehrere mm große büschelförmige Sillimanite.

Wie schon im letzten Jahr konnten auch heuer wieder biotitreiche mittelkörnige Granite gefunden werden, die lagenförmig innerhalb des Weinsberger Granits vorkommen, wobei meist schlierig-migmatische Verbandsverhältnisse bestehen. Diese dunklen „Migmagranite" sind meist deutlich geregelt und beinhalten nicht selten mm-große Titanite.

Die älteren, herzynisch deutlich geregelten Granitoide bilden im Bereich W von Zulissen offensichtlich die unmittelbare Dachregion des späteren postorogenen Plutonismus, welcher sich in Form von vielen hellen diskordanten Feinkorngranit-Durchschlägen äußert. Die Intrusionsverhältnisse sind besonders anschaulich an den teilweise hausgroßen Blöcken direkt S des Dorfbergs zu studieren. Die hellen Feinkorngranite bilden dort im Weinsberger Granit ein weitverzweigtes Gangnetz und übernehmen von diesem m-große, scharf begrenzte gegeneinander verdrehte Schollen.

Ob es sich bei diesen weit verbreiteten regellos körnigen und hellen Feinkorngraniten um Abkömmlinge der Mauthausner Granitgruppe oder aber eher um Differentiate der granodioritischen Suite des Freistädter Plutons handelt, ist aufgrund des Geländebefunds nicht zu klären. Dazu sind zirkontypologische und geochemische Untersuchungen erforderlich.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 16 Freistadt

Von GERHARD SCHUBERT
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der diesjährigen fünfzehn Aufnahmstage wurde das Gebiet zwischen Schenkenfelden und Harruck neu kartiert.

Es treten hier in der Hauptsache zwei Gesteinstypen auf, nämlich erstens der grobe Weinsberger Granit und zweitens ein nicht ganz so grobes, oft etwas biotitreiches und leicht herzynisch geregeltes Granitoid, welches auf der „Übersichtskarte des Kristallins im westlichen Mühlviertel und im Sauwald, Oberösterreich" (G. FRASL et al., 1965) als Grobkorngneis ausgeschieden wurde.

Die beiden Gesteinsarten sind kartenmäßig selten scharf voneinander abzugrenzen, da sie einerseits über hunderte Meter im makroskopischen Erscheinungsbild fließende Übergänge zeigen können, andererseits aber

auch stellenweise ein enger lagenweiser Wechsel vorliegen kann. Diesem Phänomen muß wie auf der oben erwähnten Übersichtskarte mit der Einführung einer eigenen Übersignatur Rechnung getragen werden.

Was die gegenseitige Altersbeziehung zwischen dem Weinsberger Granit und dem zweiten Granitoid betrifft, so ist letzteres zumindest stellenweise in den Weinsberger Granit intrudiert. In der Umgebung des Hirtsteins z. B. ist der Weinsberger Granit von zahlreichen herzynisch gelagerten Einschaltungen des anderen Granitoids durchzogen, die den Eindruck von gangförmigen Intrusionen erwecken. In einem Fall konnte sogar eine Scholle aus Weinsberger Granit beobachtet werden.

Dort, wo breite Angleichungszonen zwischen beiden Gesteinsarten auftreten, wie etwa westlich von Tischberg, scheint dies zumindest z. T. auf umfangreiche Assimilation von Weinsberger Granitmaterial durch das jüngere Granitoid zurückzuführen zu sein, denn man beobachtet hier zahlreiche übernommene Großkalifeldspate sowie bisweilen auch Schlieren von in Auflösung begriffenem Weinsberger Granit. 500 m östlich Gutenbrunn war ein großer Gesteinsblock anzutreffen, in dem derartige übernommene Großkalifeldspate regelmäßig von ca. 5 mm mächtigen Plagioklassäumen umwachsen waren.

Die beschriebenen Beobachtungen sind insofern sehr bemerkenswert, weil man bisher die Grobkorngneise des Mühlviertels generell als mehr oder weniger anatektische Dach- bzw. Rahmengesteine des Weinsberger Granits angesehen hat. Wie sich jetzt zeigt, sind aber Teile der seinerzeit als Grobkorngneis kartierten Granitoide später erstarrt als der Weinsberger Granit und in diesen sogar stellenweise noch gangförmig intrudiert, wobei freilich eine zeitliche Nahebeziehung der beiden plutonischen Bildungen aufgrund der übereinstimmenden herzynischen Regelung und ebenso wegen der breiten fließenden Übergänge anzunehmen ist.

Was die jüngeren Durchschläge von Feinkorngraniten betrifft, welche sowohl Weinsberger Granit als auch Grobkorngneis diskordant durchschlagen, so stellte sich heraus, daß sich der Zweiglimmergranitkörper bei Schenkenfelden noch weiter nach Norden ausdehnt, als bisher festgestellt wurde. Beispielsweise steht an einer Straßenböschung 600 m westlich von Vorderkönigschlag reichlich stark verwittertes Zweiglimmergranitmaterial an. Der gesamte Bereich nordwestlich von Schenkenfelden dürfte von derartigen Graniten und damit vergesellschafteten Apliten und Pegmatiten intensiv durchschwärmt sein.

Auf dem 200 m östlich von Gutenbrunn gelegenen Hügel konnte ein Intrusionskörper eines feinkörnigen, stark geregelten Biotitgranits auskartiert werden. Er hat zahlreiche Schollen aus einem feinkörnigen, biotitreichen, gneisartigen Material sowie auch etwas Weinsberger Granit in sich eingearbeitet.

Blatt 22 Hollabrunn

Bericht1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin und Tertiär auf Blatt 22 Hollabrunn

Von Petr Batík
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Während der Großteil des Blattes 22 Hollabrunn mit Höhen um 200 bis 250 m einen weitgehend flachen Charakter hat, ist der nordwestliche Teil des Kartenblattes deutlich hügeliger und erreicht am Kohlberg eine Höhe von 490 m.

In dem kleinen bewaldeten Gebiet westlich der Linie Waitzendorf-Pulkau stehen Granitoide des Thaya-Massivs an. Zu dieser Einheit gehören auch die verschiedenen Kristallinaufragungen aus der untermiozänen und quartären Bedeckung um Pillersdorf. Der überwiegende Teil der Aufschlüsse zeigt eluviale Verwitterungsprodukte. In bewaldeten Gebieten liegen isolierte Blöcke des kristallinen Grundgebirges auf den Verwitterungsprodukten. Zusammenhängende Kristallinaufschlüsse finden sich nur westlich von Waitzendorf, im Tal nordwestlich Leodagger, im Pulkautal und in einem Straßeneinschnitt unterhalb des Heidberges. Zusätzlich wurden im Kartierungsgebiet zwei Erosionsreste untermiozäner Sedimente gefunden.

Miozän (Ottangium-Eggenburgium)

Sande und Schotter, die direkt auf den Granitoiden auflagern, findet man westlich Waitzendorf, an der Straße nach Untermixnitz in ca. 420 m SH und am Westrand des Blattes, nördlich des Umlaufberges in vergleichbarer Höhe.

In einer Sandgrube westlich Waitzendorf sind ockerbraune, schlecht sortierte Mittelsande mit schlecht gerundeten Quarzkiesen aufgeschlossen. Sie wechsellagern mit weißlichen, sehr gut sortierten, äolischen Feinsanden. Ein gut gerundeter Kieshorizont von 5–20 cm Korngröße aus Gesteinen des Thaya-Granitoids findet sich im oberen Teil der Sandgrube. Die Gesamtmächtigkeit in der Sandgrube bei Waitzendorf überschreitet nicht 7 m. Die Mächtigkeit des Vorkommens nördlich des Umlaufberges ist unbekannt.

Thaya-Massiv

Das Gebiet wird von Muskowit-Biotitgranit aufgebaut, der von leukokraten Graniten oder Aplopegmatiten und von Granitporphyriten durchsetzt ist.

Muskowit-Biotitgranit

Dieser Granit ist hypidiomorph oder schwach geregelt und mittelkörnig, selten grobkörnig. In den natürlichen Aufschlüssen ist er mehr oder weniger kaolinisiert. Plagioklas und Biotit sind am meisten von dieser Umwandlung betroffen, was unter anderem auch zum makroskopischen Erscheinungsbild eines leukokraten Granits beiträgt. Das Gestein hat einen anderen Charakter am Ostrand des Thaya-Massivs, nördlich und südwestlich von Waitzendorf (Brühlenberg). Der rosa Farbton der Kalifeldspate ist ähnlich einem Granit, der im östlichen Teil des tschechischen Teils der Kuppel in der Nähe von Tasovice beschrieben wurde. Am Brühlenberg, wo das Gestein zeitweilig abgebaut wird, ist es stark zerschert.

Das Gestein hat eine Mörtelstruktur. Quarz bildet entweder größere, ursprüngliche Körner oder feinere Körner zweiter Generation, die die Feldspäte umringen. Mikroklin als das größte Mineral ist immer xenomorph, perthitisch und erreicht eine Größe von 2–5 mm, selten bis 10 mm. Oft schließt er feinere, isometrische, mäßig wolkige Plagioklase mit Oligoklas-Andesin-Zusammensetzung mit sichtbaren, dünnen Albitsäumen ein. Hauptsächlich kommt Plagioklas jedoch außerhalb der Kalifeldspate vor, wo er mehr umgewandelt ist und die Entstehung von Serizit, der eine Größe bis 0,2 mm erreicht, eng damit verbunden ist. Muskowit und Serizit treten auch gemeinsam mit neugebildetem Quarz in Schuppen bis 2 mm auf. Brauner Biotit, der Aggregate aus dünnen Schuppen oder Einzelkristalle bis 5 mm bildet, überwiegt gewöhnlich über Muskowit. Er schließt Zirkon und seltener Sagenit ein.

Leukokrater Muskowitgranit-Aplit, stellenweise mit Granat

Der vorherrschende Muskowit-Biotitgranit wird von einer Serie leukokrater Gänge durchdrungen, die auf der Karte nicht dargestellt werden können und die stellenweise von dünnen, kurzen Quarzgängen begleitet werden. Die wichtigsten beobachteten Horizonte scheinen parallel zur Schieferung zu verlaufen. Sie erreichen 2–5 m Dicke und liegen allgemein im Gipfelbereich kleiner Bergrücken. Westlich und nordwestlich von Waitzendorf zeigen sie aplitischen bis aplopegmatitischen Charakter. Das Gestein ist mittelkörnig und hypidiomorph. Feldspate überwiegen in der Zusammensetzung. Plagioklas ist dünn polysynthetisch lamelliert, hypidiomorph und immer stärker verwittert als Kalifeldspat, der die Räume zwischen den Körnern ausfüllt. Quarz scheint aus einer Generation entstanden zu sein und ist in seiner Größe ähnlich den Feldspaten, die selten 5 mm überschreiten. Muskowit besitzt keine bevorzugte Orientierung und tritt in Schuppen von 2–3 mm auf. In einigen Teilen der Körper tritt selten zerbrochener, xenomorpher, 0,5–2 mm großer Granat auf.

Biotit-Granitporphyr mit Muskowit

Dieses Gestein tritt in verschiedenen Körpern am Westrand des Blattes auf. Der längste orientierte, N–S-streichende Gang, kann über 2 km verfolgt werden. Wie der vorher beschriebene Gangtyp kann auch der Porphyrgranit leicht durch den morphologischen Bau der Landschaft verfolgt werden. Die Mächtigkeiten variieren. Am Heidberg, wo das Gestein in der Vergangenheit in einer Anzahl von Steinbrüchen als Baustein abgebaut wurde, erreicht es Mächtigkeiten von 2–5 m. Es zerfällt nordwärts, gegen die Bundesstraße, in eine Reihe von dünneren, auskeilenden Gängen. Zwei 5 m mächtige Gänge, die 30° streichen, finden sich in einem Waldgebiet südlich vom Brenntenberg. Die bedeutendsten Aufschlüsse wurden im Pulkautal gefunden, wo nicht nur die größte Variabilität des basischen Typs beobachtet werden kann, sondern auch ihre größte Mächtigkeit, die hier 10 m erheblich übersteigt. Der Biotit-Granitporphyr mit Muskowit zeigt ein porphyrisches Gefüge. Die Feldspat- und Quarz-Einzelkristalle erreichen Größen bis 5 mm. In der Matrix von 0,2 bis 0,5 mm Korngröße überwiegt Feldspat gegenüber Quarz. Idiomorphe bis hypidiomorphe Oligoklas- und Kalifeldspat-Einzelkristalle überwiegen in einigen Gängen über jene der leicht undulösen Quarze. Grünlicher Biotit (0,2–0,5 mm) ist allgemein gleichmäßig verteilt; seltener bildet er Aggregate bis 3 mm Größe.

Tektonik

Das Gebiet des Thaya-Massivs hat einen sehr einfachen Bau. Seine schwache Ausrichtung streicht beinahe N–S. Der Großteil der Gänge der leukokraten Granite und Granitporphyre streicht meist in dieser Richtung.

Die junge Bruchtektonik ist ein deutlich sichtbares Phänomen im untersuchten Gebiet. Die Brüche streichen E–W. Diese Richtung wurde von der Pulkau übernommen, und es kann von den wichtigsten morphologischen Merkmalen abgeleitet werden, daß sie in weiteren beobachtbaren Linien südlich des Flusses existiert. Eine stark verwitterte und beanspruchte Zone, die 35° streicht und die mit der Diendorfer Linie verwandt sein kann, wurde am Ostrand des Massivs in einem Steinbruch am Brühlenberg entdeckt.

Baurohstoffe

Mehrere kleinere Steinbrüche bestehen in Gebieten, wo Granit als Schüttmaterial für den Straßenunterbau und Porphyr als Baustein für den lokalen Bedarf abgebaut wurde. Steinbrüche südlich der Schutzengelkapelle und am Brühlenberg sind gelegentlich in Betrieb. Die anderen sind eingestellt.

Bericht 1990/1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 22 Hollabrunn

Von Zdeněk Stráník
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1990 wurden geologische Kartierungsarbeiten auf einem 20 km² umfassenden Gebiet innerhalb des Kartenblatts Hollabrunn, im Raum zwischen Guntersdorf, Platt und Haugsdorf, vorgenommen. Das Gebiet ist morphologisch nur schwach gegliedert, flache Erhebungen werden durch breite Geländemulden getrennt. Der Freilegungsgrad des Geländes ist verhältnismäßig gering. Geologisch gehört das Gebiet zur neogenen Vortiefe, in der Karpat- sowie Badensedimente angetroffen werden. Die quartären Deckschichten bestehen aus fluvialen, deluvio-fluvialen, Hangschutt- und äolischen Ablagerungen.

Die vorgelegten Ergebnisse wurden mittels der von J. Čtyroká durchgeführten, orientierenden Auswertung von 10 mikropaläontologischen Proben nachgeprüft.

Karpat

Es umfaßt die ältesten an der Oberfläche verbreiteten Sedimente. Dies sind hellgraue, gelbliche, grünlich auswitternde, geschichtete Kalktonsteine mit veränderlicher Schluffbeimengung. Sie enthalten Plättchen und dünne Zwischenlagen gelblich grauer, häufig limonitisierter, vorwiegend feinkörniger, heller Glimmersande. Lokal sind eingesprengte, vorwiegend aus Quarz (weniger auch aus anderem Gestein) gebildete Rollkiesel, Austernschalen und andere kalkige Bivalvenreste enthalten. Die Rollkiesel sind an ihrer Oberfläche mit einer weißlichen Kruste überzogen.

Ihre größte Verbreitung haben die Karpatsedimente vorwiegend im Nordteil des kartierten Gebiets. Sie sind subhorizontal oder auch mäßig (es überwiegen Fallwinkel bis zu 10°) gegen Norden geneigt.

Baden

Typisch für die Badensedimente sind graue, grünlich oder bläulich an der Oberfläche verwitternde Kalktonsteine, die eine geringe Anzahl von Plättchen und dünnen Zwischenlagen gelblich grauer, feinkörniger Kalksande enthalten. Die Anwesenheit von konkretionären (nierenförmigen) Lithothamnienkalksteinen ist hier charakteristisch. Örtlich treten in diesen Sedimenten Sand- und Schotterlagen auf (z.B. am Heidweingärten-Rücken – Kote 301), in denen Quarzrollsteine mit weißlichen Krusten und Austernschalen vorwiegen. Die Badensedimente sind am Südrand des kartierten Gebiets durchgehend verbreitet. Im mittleren und nördlichen Teil des Gebiets blieben sie als Denudationsrelikte auf dem Karpat liegend erhalten.

Wegen der nicht ausreichenden Freilegung des Geländes ist es sehr schwierig, die Karpat- und Badensedimente von einander zu unterscheiden. Den Großteil der dokumentierten Punkte bilden eluviale Ausbisse. Zwecks genauerer Abgrenzung und Ermittlung des gegenseitigen Anteils dieser Sedimente wurden 1991 die folgenden Untersuchungen vorgesehen:

- Mikropaläontologische Bestimmung der entnommenen Proben.
- Makrofaunabestimmung.
- Untersuchung der Schwerminerale aus den Karpat- und Badensanden.
- Untersuchung der petrographischen Zusammensetzung der Rollsteine in den Karpat- und Badenablagerungen.
- Bearbeitung der Bohrungen in dem mit Quartärablagerungen bedeckten Gebiet.

Die lithologische, durch die Anwesenheit von Schottern und dickwandiger Makrofauna (insbesondere Austern) charakterisierte Ausbildung der Karpat- und Badensedimente weist auf ein flach neritisches und küstenartiges Milieu im Aktionsbereich von Meeresströmen hin.

Quartär

Annähernd die Hälfte des kartierten Gebiets wird von Quartärablagerungen bedeckt.

Flußablagerungen füllen die nicht sehr breiten Alluvialauen der Bäche. Sie bestehen aus zutagetretenden Überschwemmungslehmen. Aussagen über die unterlagernden Sedimente und die Gesamtmächtigkeit der Alluvialauenfüllung sind von den Ergebnissen der vorgeschlagenen Bohrungen zu erwarten.

Die deluvio-fluvialen Ablagerungen werden durch sandig-tonige Lehme vertreten, die in sporadisch von Wasser durchflossenen Tälern und in den morphologisch breiten Mulden im Mittel- und Westteil des kartierten Gebiets auftreten.

Die Hangschuttablagerungen bestehen aus größeren sandig-tonigen und Lößlehmbrocken, die sich in geringen Mächtigkeiten an den steileren Hangfüßen angehäuft haben.

Die äolischen Ablagerungen werden aus Löß gebildet, der sich an einigen Stellen mit morphologisch stärkerem Relief, insbesondere im SW- und NE-Teil der kartierten Fläche, erhalten hat. An der Kontaktfläche zum Felsuntergrund sind im nordöstlichen Teil des Gebiets häufig rote Verwitterungsprodukte – Ferreto-Zonen – ausgebildet.

Bericht 1990 und 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 22 Hollabrunn

Von Lilian Švábenická
(Auswärtige Mitarbeiterin)

In den Jahren 1990 und 1991 wurden geologische Kartierungsarbeiten auf einer 10 km² großen Fläche des Kartenblattes Hollabrunn ungefähr im Raum zwischen den Dörfern Pernersdorf, Haugsdorf und Guntersdorf vorgenommen. Das Terrain ist im Südteil morphologisch etwas gegliedert (Weinberge) und gut aufgeschlossen, im Nordteil geht es in eine flache Ebene über. Die Sedimente in der Ebene wurden mittels 38 Kleinsonden (1 m Tiefe) untersucht.

Geologisch gehört das Gebiet zur neogenen Vortiefe, in der Karpatsedimente angetroffen werden. Die quartären Deckschichten bestehen aus fluvialen, deluviofluvialen und äolischen Ablagerungen.

20 Proben wurden im Juni 1991 Dr. J. Čtyroká zum mikropaläontologischen Studium übergeben.

Karpat

Es umfaßt die ältesten an der Oberfläche verbreiteten Sedimente. Diese sind hellgraue und hellbraune, gelbliche, grünlich auswitternde, geschichtete Kalktonsteine und hellgraue, häufig limonitisierte, feinkörnige, helle Glimmersande. Die Karpatsedimente enthalten lokal Lagen von gut gerundeten Rollkieseln (vorwiegend Quarz, weniger Kalkstein und Kristallin). Die Karpatsedimente sind vorwiegend im Südteil des kartierten Gebiets verbreitet und sind meist subhorizontal oder auch mäßig (es überwiegen Fallwinkel bis zu 20°) gegen Norden geneigt.

Quartär

Etwa ein Drittel bis die Hälfte des kartierten Gebiets wird von Quartärablagerungen bedeckt.

Die äolischen Ablagerungen werden aus hell-ocker braunem Löß gebildet. Lokal enthält der Löß weiße Myzelien. Im morphologisch gegliederten Terrain, im Südteil des kartierten Gebiets, tritt der Löß als Anwehung im NE-Teil der Abhänge auf. Im NE- und NW-Teil des kartierten Blattes tritt vorwiegend Löß auf.

Die deluvio-fluvialen Ablagerungen werden durch sandig-tonige Lehme vertreten, die in sporadisch von Wasser durchflossenen Tälern und in den morphologisch breiten Mulden auftreten.

Flußablagerungen füllen nur eine nicht sehr breite Alluvialau des regulierten Baches im SE-Teil des kartierten Gebietes. Sie bestehen aus den zutagetretenden Überschwemmungslehmen.

Blatt 47 Ried im Innkreis

Bericht 1990 und1991 über geologische Aufnahmen im Raum Eberschwang auf Blatt 47 Ried im Innkreis

Von Christian Rupp

Unter Berücksichtigung von Kartenunterlagen von H. Brüggemann (Geol. B.-A.) und D. Mayerhofer (Auswärtiger Mitarbeiter) wurde versucht, eine flächendeckende geologische Karte des Bereiches zwischen Hof am Hausruck und der Schnellstraße Ried i.I. – Haag a.H. zu erstellen. Eine grobe Einteilung dieses Gebietes läßt sich folgendermaßen treffen: der Schliersockel (Miozänschlier, Innviertler Serie), die obermiozänen Ablagerungen der Kohleführenden Süßwasserschichten und der Hausruckschotter und die glazialen und postglazialen Sedimente.

Der Schlier der Innviertler Serie

Im südlichen Abschnitt des kartierten Bereiches stehen im Bachbett der Antiesen und ihrer Nebenbäche (W Wolfharting, W Reith, OSO Pumberg) olivblaugraue, glimmrige, schlecht bis nicht geschichtete, gebankte Silte mit Feinsand-„Wolken" (verwühlt) und vereinzeltem Auftreten von Makrofossilien (Bivalven, Gastropoden, Holzreste). Die Mikrofauna dieser Silte [mit *Lenticulina inornata* (D'Orb.), *Stilostomella ottnangensis* (Toula) und *Caucasina cylindrica* Zapletalova] bestätigt die nach dem lithologischen Erscheinungsbild getroffene Einstufung: es handelt sich zweifelsfrei um Ottnanger Schlier (unteres Ottnangium).

W Wolfharting, am südlichen Hang des Seitentales des Antiesentales, ist sowohl der Ottnanger Schlier als auch der Übergang in ein lithologisch an den Rieder Schlier er-

innerndes (die Mikrofauna entspricht der des Ottnanger Schliers), rund 1,5 m mächtiges Paket von hell olivgrauem, geschichtetem Pelit mit diffusen, glimmrigen Sandlinsen, welcher seinerseits kontinuierlich in gelbbraunen, glimmrigen Feinsand übergeht. Dieser bereits weiter westlich (S Großpiesenham) in vorangegangenen Kartierungskampagnen angetroffene, als „Fofelsand" bezeichnete Fein- bis Mittelsand, teils massig, teils cm- bis dm-mächtige, unruhig geschichtete Pelitlagen oder gar Plattelschotterlagen (Pelitklastenlagen) führend, liegt rund um Wappeltsham und Reith über dem Ottnanger Schlier (erwähnenswerte Aufschlüsse: Bachanrisse S Pumberg und NW Hof). Keine 40 m mächtig scheint dieses Paket leicht gegen N einzufallen. Mikrofaunistisch sind im „Fofelsand" sowohl *Ammonia*-Faunen (typisch für Mittelottnang) als auch *Lenticulina* und *Caucasina* führende Faunen (Ottnanger-Schlier-Faunen) anzutreffen, was mehrere Vorstöße und Rückzüge der *Ammonia*-Fazies anzeigt, bis sie sich dann in den über den „Fofelsanden" liegenden Rieder Schichten etablieren kann. Die Grenze zwischen den „Fofelsanden" und den Rieder Schichten war wegen der tristen Aufschlußverhältnisse (und wegen z.T. fließenden Übergängen) nur mit Hilfe zahlreicher Handbohrungen ungefähr zu ermitteln. Liegt sie W Illing etwas über 600 m, sinkt sie N Hof und SO Hötzing knapp unter 600 m und taucht N Kirchsteig unter die Rieder Schichten. Bei St. Peter (S Leopoldshofstatt) scheint die Grenze sehr tief zu liegen (um 550 m), was nach dem derzeitigen Kenntnisstand die Vermutung nahelegt, daß an von Eberschwang nach S bzw. SO ziehenden Lineamenten Verstellungen stattgefunden haben. Nördlich der Straße Eberschwang – Feichtet konnten keine typischen „Fofelsande" mehr angetroffen werden.

Die Rieder Schichten (mittleres Ottnangium), am besten dokumentiert in der Grube des Ziegelwerkes S Straß (und an zahlreichen Hanganrissen entlang der Breitsach und Nebenbächen) formen den größten Abschnitt der Schlierhügellandschaft des kartierten Bereichs. In typischer Ausbildung handelt es sich um hell olivgraue, schwach glimmrige Pelite, fein geschichtet, häufig flache Feinsand- bis Siltlinsen aufweisend. Die Mikrofauna ist teilweise verzwergt, wird von *Ammonia* dominiert und zeigt Flachwassercharakter. Die Rieder Schichten zeigen im gesamten Kartierungsbereich einen sehr einheitlichen Charakter. Entlang der Bachflanke S Untereselbach ist der Schlier stark zerrüttet, was eine O-W-verlaufende Störung belegt.

Die Kohleführenden Süßwasserschichten und der Hausruckschotter

In der bereits erwähnten Grube des Ziegelwerkes S Straß sind über den Rieder Schichten ab rund 615 m hellgraue, teilweise rostgelb bis orange verfärbte tonige Sande („Klebsande") aufgeschlossen. Nach runden 10 m Klebsandentwicklung stehen in der Grube die ersten geringmächtigen Kohleflöze an, eingebettet in graue bis schwarzgraue, pflanzenhäckselreiche Tone („Zwischenmittel"). Ein weiteres Abbaugebiet von Liegendschichten, heute stillgelegt, z.T. planiert und verwachsen, ist bei Hötzing anzutreffen. Auch hier war in einem kleinen Hanganriß um 627 m Seehöhe ein geringmächtiges Kohleflöz aufgeschlossen. Die Grenze Schlier/Kohleführende Süßwasserschichten bewegt sich nördlich und südlich der Grube Straß um die 620 m, die Unterkante des über den Kohleführenden Süßwasserschichten liegenden Hausruckschotters, zumeist nur morphologisch erfaßbar, ist im kartierten Gebiet zwischen 635 m und 640 m anzutreffen. Große Flächen im Nahbereich des Hausruckschotters sind von lehmig-kiesigen, mehr als 2 m mächtigen Umlagerungsmassen bedeckt. Zeugen von intensivem Kohlebergbau (vornehmlich aus der ersten Hälfte des zwanzigsten Jahrhunderts) mit Stollenmundlöchern, Kohlehalden und starkem Bergbauverbruch sind N und O der Roten Säule und westlich des Ziegelwerkes Straß zu beobachten.

Terrassenreste

Die Auskartierung der oberpliozänen und quartären Terrassenreste im Arbeitsgebiet war aus mehreren Gründen problematisch: zum einen handelt es sich um sehr kleine, z.T. noch durch Lehmdecken verschleierte Schotterreste, zum anderen handelt es sich eindeutig um Terrassen, die hauptsächlich aus sandig-schluffigem Material bestehen, in welches geringmächtige Schotterlagen und -linsen eingelagert sind (z.B. S Pumberg).

Oberpliozänschotter sind W Piret, S Maierhof, SO und NO Ötzling sowie SO Stocket zu finden.

Zwei Niveaus von das Antiesental begleitenden quartären Terrassenresten sind S und O Wappeltsham, W und NW Wolfharting, O Pumberg, O Kirchsteig, W Leopoldshofstatt, in Mühring und Eberschwang, ab Eberschwang hauptsächlich an der Ostflanke des Antiesentals (mit der Ausnahme S Aspach und Manaberg) bei Königsberg, NW Reifetsham, S Unering, S und W Stocket anzutreffen. Ob diese Ablagerungen den jüngeren und älteren Deckenschottern zuzuordnen sind, kann zum derzeitigen Stand der Arbeiten noch nicht mit Sicherheit gesagt werden.

Blatt 49 Wels

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 49 Wels

Von Hermann Kohl
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nachdem schon im Vorjahr die flächenhafte Aufnahme abgeschlossen werden konnte, hat sich in diesem Jahr die Geländearbeit auf die Klärung weniger noch offener Fragen sowie auf paläogeographische und morphogenetische Aspekte konzentriert.

Im Tertiärhügelland westlich des Haidbaches gehörte dazu die weitere Unterscheidung autochthoner Verwitterungslehme (Reliktböden) von quartären Staub- und Lößlehmen und von lehmigen Solifluktionsdecken mit Hilfe der Korngrößenanalyse. Anhaltspunkte dazu bietet auch das Vorkommen dieser Lehme in verschiedenen Reliefpositionen. Soweit Reliktböden über Schlier auftreten, sind sie an alte Hochflächenreste gebunden, wie sie sich nordwestlich von Bad Schallerbach in 410–420 m, auf dem Sporn Trattnachtal-Innbachtal (Müllerberg) in etwa 420 m – besonders ausgeprägt bei Brandstatt –, ferner südlich des Sulzbachtales in 430 m und zwischen Innbach-, Grünbach- und Trauntal in 420–430 m, so bei Wimberg, Holzhäuser und östlich davon finden. Etwas höher, in 440–450 m liegen alte Flächenreste mit Reliktböden auch südöstlich Offenhausen bei Kronberg und Humpelberg (also in gleicher Höhe mit den Schottern von See), den Altflächen nördlich von Wallern und auf der

Schwelle von Scharten (siehe Aufnahmsbericht 1990, Jb. Geol. B.-A., **134**/3).

Die Staublehmdecken liegen vielfach diskordant über verschiedenen Schotterniveaus (z. B. bei Grieskirchen von 430 bis etwa 360 m herab) und greifen auch auf autochthones Tertiär über.

Vom Trauntal her überdecken Staub- bzw. Lößlehme die Schotter der Hochterrasse, die Jüngeren (JDS) und Ältern (ÄDS) Deckenschotter und zum Teil auch noch das unmittelbar angrenzende Tertiär. Nördlich Lambach reicht die Decke bis etwa 430 m hinauf. Im Bereich des Innbachtales können Staublehme nur im Weilbachtal südöstlich Kematen nachgewiesen werden. Dagegen bedecken sie die Osthänge der Riedel beiderseits des Krengelbaches und auch des Spornes zwischen Trattnach- und Innbachtal.

Von der Hochterrasse des Trauntales abgesehen, können diese Staub- bzw. Lößlehme aus verschiedenen Eiszeiten stammen, was Paläoböden in der Grube von Haiding und auch in der Lehmgrube der Ziegelei Picher westlich Mitterlaab beweisen. In Haiding ist außerdem im Liegenden der dort vereinzelt Quartärschnecken führenden Staub- bzw. Lößlehmdecke ein gut geschichtetes bis 5 m mächtiges, sandig-lehmiges aquatisches, Planorbidae enthaltendes Sediment aufgeschlossen.

Die im Hangfußbereich anzutreffenden Lehme sind größtenteils als Solifluktionslehme zu deuten, die fallweise von Abspülmaterial anthropogen genutzter Hangflächen überdeckt werden. Das gilt ganz besonders für das Innbachtal, wo z B. Bauaufschlüsse nördlich Pichl, nördlich Geisenheim und in Unterthambach sandige Lehme freilegten, die sogar z. T. reichlich Quartärschnecken enthalten und meist auch kalkhältig sind, aber infolge der Sandkomponenten und ihrer Lage am Hangfuß wohl kaum äolischen Ursprungs sein können. Südlich des Innbaches konnten in diesen Lehmen auch vereinzelt Quarzgerölle beobachtet werden.

Die Verteilung der Altflächenreste mit Reliktböden im Bereich des Tertiärhügellandes ergibt ein ursprünglich zusammenhängendes Niveau in der Höhenlage von etwa 420 bis 430 m. Ob die etwas höheren Reste südöstlich Offenhausen, auf der Schwelle von Scharten und nördlich Wallern in 440 bis 450 m einem etwas älteren System angehören oder auf ungleiche Hebung zurückzuführen sind, bedarf einer weiträumigeren Untersuchung, denn im Kartenbereich tritt höheres Gelände mit stärkerem Relief erst gegen die Mitte des westlichen Kartenrandes auf. Dieses Paläorelief muß auf Grund der Höhenlage über den klassischen glazifluvialen Schmelzwasserschüttungen des Trauntales und der Voraussetzung entsprechender, für eine subaerile Flächenbildung geeigneter Klimaverhältnisse älter sein als die höchsten glazifluvialen Schotter. Als Entstehungszeit ist der Übergangsbereich Pliozän-Ältestpleistozän anzunehmen. Die Schotter des Trattnachtales und des Innbachtales bei Uttendorf sind bereits talgebunden und dürften etwas jünger sein als die Einebnungsfläche in 420 bis 430 m.

In der Traun-Enns-Platte wurden ergänzende Geländebegehungen zu folgenden Fragen durchgeführt.

Verlauf der Grenze zwischen dem Schotter von Reuharting/Schnelling und dem südlich anschließenden ÄDS: Sie verläuft in Richtung des oberen Katzenbachtales geradlinig zum Steilrand des Almtales und ist deutlich als Stufe ausgebildet, fällt aber nicht mit der hier weiter nach S reichenden höheren Schlierschwelle zusammen, die den Schotter von Reuharting trägt. Diese älteren Schotter wurden hier weitgehend abgetragen und z. T. während der Schüttung der ADS von diesen aufgenommen, so daß im Grenzbereich eine Mischfazies entstand. Z. T. wird die Grenze auch an der Oberfläche von Solifluktionsschutt überdeckt.

Der Übergang von den ältesten Altmoränen („Günzmoränen", vgl. Bericht 1986) zum ÄDS erfolgt beim Zungenbecken von Sattledt ganz allmählich. Abgesehen von einer unscheinbaren Geländewelle, die von der Autobahn A1 gequert wird, ist er geomorphologisch durch den Wechsel von der Radialgliederung der schwemmkegelartigen Schmelzwasserschüttung zu einer gewissen Quergliederung im Moränenbereich erkennbar. Es dürfte hier bereits primär ein großer Teil des anfallenden Moränenmaterials in den Schwemmfächer der ÄDS geschüttet worden sein, wofür auch weit nach N verschleppte Blöcke sprechen. Gegen SW führt die heute kaum mehr einzusehende Blockmoräne an den Steilabfall der Pettenbachtalung heran. Hier zeigt sich in der sog. Spieldorfer Leiten ein sehr blockreiches, vorwiegend aus Karbonaten bestehendes, stark verfestigtes Sediment, das nur als Mischfazies zu der in das Zungenbecken eingelagerten und am Rande noch erhaltenen Weißen Nagelfluh (Aufschluß Stadlhueb und längs des Hallwanger Tales) verstanden werden kann. Reste dieser randlichen Mischfazies der WNF sind auch noch beiderseits der Autobahn südöstlich Oberaustall festzustellen.

Vom Zungenbecken des gleichaltrigen Almtalgletschers (vgl. Bericht 1981) ragt der östliche Moränenarm kaum noch über seine Umgebung auf. Er ist aber als ehemalige Wasserscheide zwischen Almtal und Pettenbachtalung deutlich am Verlauf der kilometerlangen Trockentäler zu erkennen. An der Innenseite ist auch hier ein Rest einer Mischfazies der WNF erhalten, an dem dann die JDS in Almtalfazies als Zungenbeckenfüllung anschließen.

Die älteste Altmoräne des ehemaligen Traungletschers ist geomorphologisch besser von den ÄDS abgesetzt als bei den übrigen Zungenbecken, so nördlich der Autobahn A1 bei Hötzelsdorf und Dorf östlich Lindach, wobei auch hier eine Quergliederung einsetzt. Ihr folgt auch südlich des Kartenrandes der „günzzeitliche" Moränenrücken von Berg. Die Staublehmdecke setzt hier erst am Übergangskegel ein.

Ein Großaufschluß in den JDS westlich Lindach gibt Einblick in die Zusammensetzung und Verwitterungsverhältnisse dieser Schotter: Intensiv rotbraun verlehmte Flyschschotter mit stark angeätzten Resten von Karbonaten überwiegen zwischen aufragenden Pfeilern von stark verfestigten Kalk-Flyschschottern in Trauntalfazies. Die schlechte Rundung und Sortierung sowie zahlreiche Blöcke lassen auf Moränennähe schließen. Quarzgerölle sind im Gegensatz zu den ÄDS Ausnahmen. Einzelne Geologische Orgeln bilden Hohlräume bis 1,5 m Durchmesser. Östlich Lindach tritt der hier z. T. erodierte Rand der „Günzmoräne" gegen SW zurück und wird nordöstlich Laakirchen (südlich des Blattrandes) von der mächtigen Mindelmoräne des ehemaligen Traungletschers überlagert. Von dieser Endmoräne geht, am Verlauf fast parallel nach N führender Talmulden erkennbar, die Schüttung der JDS aus, die an den Höhenzug der ÄDS von Außerpühret-Bergham gedrängt, schräg zum Wimbachtal hinleitet. Im östlichen Grenzbereich zum ÄDS wurde bei Reitern und nördlich davon, soweit aus den schlechten Aufschlußverhältnissen geschlossen werden kann, ÄDS erodiert und mit JDS vermischt. Den bei Lindach und auch noch nördlich davon gut vom ÄDS unterscheidbaren JDS sucht man im Bereich des Wimbachtales vergeblich. Wohl

findet sich an dessen Westseite ein maximal kaum bis 200 m breites Gesimse, der Rest einer Hochmulde, die auf einen mindelzeitlichen Abfluß hinweist. Die hier am Steilhang zum Wimbach wiederholt aufgeschlossenen Schotter entsprechen durchaus dem ÄDS, weshalb es sich nur um eine Erosionsform handeln kann. Mit einiger Mühe gelang es südlich Innerroh, wo die JDS auslaufen, deren allmähliches Auskeilen über ÄDS zu erkennen.

Bei Wim und Neydharting treten abermals JDS auf, die faziell schwer einzuordnen sind (vorwiegend Karbonat-Flyschschotter mit etwas Quarz – letzterer ist wohl aus älteren Schottern aufgenommen worden). Die JDS von Neydharting und Wim sind von den ÄDS durch eine Stufe abgesetzt und finden sich auch südlich Köblwang am Rande des Almtales. Eine terrassenartige Stufe längs des Südrandes der Köblwanger Talung stimmt zwar niveaumäßig mit dem JDS überein, soweit aber an den schlechten Aufschlußverhältnissen festgestellt werden kann, muß es sich auch hier um eine Erosionsstufe im ÄDS handeln. Somit deuten diese drei heute durch Täler unterbrochenen Reste von JDS auf einen mindelzeitlichen Abfluß aus dem Almtal zum Wimbachtal hin, ein Abfluß, wie er auch zur Rißeiszeit bestanden hatte. Die lithologische Zusammensetzung dieser Schotter dürfte auf eine stark vom Laudachtal her beeinflußte Schmelzwasserabfuhr hindeuten.

Der ursprünglich für eine Leiste aus JDS gehaltene Vorsprung östlich der Almtalmündung zwischen Almegg und Heitzing hat sich bei genauerer Untersuchung als Hochterrassenrest erwiesen.

Blatt 53 Amstetten

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 53 Amstetten

Von Otto Thiele
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden die geologischen Aufnahmen auf den nördlich der Donau gelegenen Teil des Kartenblattes ausgedehnt.

Im Yspertal, nahe des Zusammenflusses der Kleinen und Großen Ysper, steht der altbekannte Granulit in einigen kleinen, nun sämtlich aufgelassen und zum Teil verfüllten Steinbrüchen an. An der Straßenkurve NE der Gleisen steht der Granulit fast saiger (100/70° bis 290/80° fallend), mit Lineationen schwankend um 095/70 bis 340/75°. Westlich davon ist in der Straßengabel ein kleiner Steinbruch in Serpentinit (z. T. Pyropserpentinit) noch offen. Im Serpentinit finden sich kleine aragoniterfüllte Klüfte. Entlang der Kleinen Ysper gegen Westen fortschreitend findet man granulit- und gföhlergneisähnliche Gneise, dazwischen ein grünes feinkörniges Gestein mit kleinen Feldspataugen (Porphyroid?). Weiters folgen helle, glimmerarme, und dunkle, biotitreiche Gneise. Die Schieferung verflacht allmählich zu einem mittelsteilen Ostfallen. Aploide in den Gneisen zeigen ostvergente Verfaltungen.

Zwischen der Gleisen und der Geimühle wechseln Schiefergneise mit gelegentlichen Amphiboliteinschaltungen. Nahe der Geimühle findet sich ein kleines Vorkommen von Serpentinit, vergesellschaftet mit Amphibolit und Granatamphibolit. Etwas weiter flußabwärts steht südlich der Straße ein kleiner Granitstock an. Der feinkörnige Granit zeigt kleine, orbiculäre Strukturen: rundliche, etwa 1–2 cm große weißliche Gebilde von aplitartiger Substanz. Der Granit steckt in Cordieritgneis. Diskordant geschnittene Kontakte und scharf begrenzte Schollen von Cordieritgneis im Granit sind aufgeschlossen. Bei der Ölmühle grenzen die Cordieritgneise an den Weinsberger Granit. Die Gneise zeigen auch in diesem Abschnitt steiles bis mittleres Ostfallen: s-Flächen um 100/60° bis 130/60°, B-Achsen, wo ausgebildet, meist mittelsteil südfallend: 180/40°, östlich des orbiculären Granits auch flacher (165/20°).

Zwischen Dreimühlen und Ölmühle quert, nach verquarzten Kataklasitfunden zu schließen, eine bedeutende Störungszone das Tal. Diese Störungszone läßt sich, teils morphologisch, teils aufgrund von Lesesteinkartierung, über Vorderlehen westlich an Nöchling vorbei in die Donauleiten östlich des Weidenbachs verfolgen, wo helle, straff geschieferte und mehr oder minder stark mylontische Gneise anstehen. Im Steinbruch nahe der Mündung des Weidenbaches in die Donau ist auch der Weinsberger Granit stark kataklastisch.

Aufgrund der Morphologie kann man entlang des Diersbaches und des Sarmingbaches im Weinsberger Granit N–S-verlaufende Störungen vermuten. Im Gelände selbst sind hier jedoch kaum nennenswerte Anzeichen dafür zu finden.

Blatt 57 Neulengbach

Bericht 1989-1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 57 Neulengbach

Von Wolfgang Schnabel

In den Berichtsjahren wurden einige geologische Aufnahmen und Probennahmen für verschiedene Projekte durchgeführt, über die wichtigsten Ergebnisse bzw. Beobachtungen wird im folgenden zusammenfassend berichtet.

Die Altlengbacher Schichten an der namengebenden Lokalität

Arbeiten an einem Gutachten über die Trasse der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung gaben Anlaß, die seinerzeitigen Kartierungen (Berichte Verh. Geol. B.-A., **1972, 1973, 1976–1979**) im Raum Almerberg – Altlengbach – Eichgraben fortzuführen. Der gesamte so umrissene Raum wird nur von Altlengbacher Schichten aufgebaut, die hier vollständig von der Zementmergelserie und den Obersten Bunten Schiefern im Liegenden (N) bis zu den Greifensteiner Schichten im Hangenden (S) entwickelt sind. Diese bedeutendste Formation des östlichen Abschnittes des Rhenodanubischen Flysches trägt also ihren Namen zu Recht, wenn es auch den Aufschlußverhältnissen in der Flyschzone gemäß schwerlich gelingen wird, ein vollständiges Typusprofil für diese weit über 1000 m mächtige Serie zu beschreiben, das den Anforderungen exakter stratigraphischer Klassifikation entspricht und wie es von den stratigraphischen Kommissionen gefordert wird.

In den Vorberichten (Verh. Geol. B.-A., **1976**, S. A55ff und **1977**, S. A88) wurde von dem Zug der Zementmergel-

serie und den Obersten Bunten Schiefern (OBS) am Kohlreitberg berichtet, denen die Altlengbacher Schichten (AS) normalstratigraphisch folgen. Sie sind in den Bächen, die vom Kohlreitberg gegen S entwässern und bei Altlengbach in den Lengbach münden, verhältnismäßig gut aufgeschlossen. Sie streichen WSW–ENE und fallen mit durchschnittlich 45 Grad gegen S bei meist aufrechter Lagerung. Ausnahmen siehe unten.

Ein Übergang von den OBS in die Basis der AS ist am Kohlreitberg nicht aufgeschlossen, doch besteht kein Zweifel, daß diese mit dem bekannten sandsteinreichen, siliziklastischen Flysch beginnen (AS1). Er ist in den Oberläufen der Gräben S Kohlreith und bei Hart sichtbar.

Südlich anschließend folgt ein Abschnitt, der deutlich tonmergelreicher ist und in welchem kalkige Abschnitte auffallen (AS2, nach Nannofossilien Maastricht mit Umlagerungen aus Obercampan). Er ist im Graben zwischen Hart und Großenberg und bei Goritzhof, Schönhof und Knagg gut erschlossen.

Südlich folgt wieder ein siliziklastisch dominierter Flysch (AS3, S Schonhof, Windbichl, Großenberg – Maastricht). Wieder südlich anschließend sind nun die Verhältnisse nicht mehr so klar. Zwar folgt vorerst ein tonmergelreicher Flysch (AS4, Maastricht bis Paleozän) doch dann kommt, deutlich erkennbar, eine überkippte Folge. Sie streicht mindestens 6 km von Hinterleiten im E entlang der Autobahn über Reitermühle, Mannersdorf bis zum Buchenbach im W. Auf diese dadurch angezeigte Schichtwiederholung ist wohl die große Verbreitung der AS zurückzuführen. Dieser Abschnitt ist teils sandsteinreich (Maastricht), teils tonmergelreich (Maastricht–Unterpaleozän), und diese Altershinweise lassen die Aussage zu, daß es sich hier wohl um den statigraphisch höheren Anteil handelt (AS4).

Der überkippten Lagerung mit den nach oben weisenden Schichtunterseiten mit Strömungsmarken haben wir aber die verläßlichen Hinweise auf Strömungsrichtungen zu verdanken: Sie weisen alle wie zu erwarten von Osten nach Westen.

Südlich des Lengbaches streicht vom E her über den Autobahnknoten Steinhäusl über Lengbachl, Kogl und Lichtenstein der morphologisch hervortretende Zug der Greifensteiner Schichten (GS), der diese oben beschriebene Folge der AS gegen S abschließt. Der höchste Anteil der AS und deren Übergang in die GS ist schlecht erschlossen. Im offenbar höchsten Anteil der AS sind tonmergelreiche Serien auffallend, die aber bisher leider keine genaueren Alter ergeben haben als Paleozän.

Die gesamten Altlengbacher Schichten dieses Raumes können hier also folgendermaßen umrissen werden:

Oben (S)	Greifensteiner Schichten (GS) (O-Paleozän)	
	Altlengbacher Schichten (AS)	gesch. 1.300 m
	AS4 wechselnd, z. T tonmergelreich (Obermaastricht-Paleozän)	ca. 250 m
	AS3 obere Sandsteinfolge dickbankig, siliziklastisch (Maastricht)	ca. 400 m
	AS2 kalkig-siliziklastisch (Maastricht)	ca. 200 m
	AS1 untere Sandsteinfolge dickbankig, siliziklastisch (Maastricht)	mind. 400 m
Unten (N)	Oberste Bunte Schiefer (OBS) und Zementmergelserie (Campan)	

Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß diese Schichtfolge der zweiten Schuppe im Bericht 1991 über das Blatt 58 Baden im selben Heft entspricht.

Wie schon im Bericht 1977 erwähnt (S. A57), weisen die Altlengbacher Schichten an der Typuslokalität also weitestgehend jene Untergliederung auf, die in der Zwischenzeit 100 km weiter westlich auf der Geologischen Karte 1 : 50.000, Blatt Ybbsitz (1988) zur Darstellung gelangte, mit einem Unterschied: Dort reichen sie bis in das Untereozän (Illerd), hier nur bis in das Obere Paleozän, wo sie von den Greifensteiner Schichten abgelöst werden.

Die Greifensteiner Decke an der östlichen Kartenblattgrenze zu Blatt 58 Baden

Es wird auf den Bericht 1991 Blatt 58 Baden (im selben Heft) verwiesen und die darin in der Greifensteiner Decke aufgezählten 4 Schuppen. Diese setzen sich gegen Westen auf Blatt 57 fort, allerdings an einer bedeutenden Störung versetzt (Versetzungsbetrag über 2 km), welche wie die weiter östlich gelegenen Störungen in der Greifensteiner Decke linksseitig verstellt.

Besagte Störung streicht von NNE kommend gegen SSW, versetzt die nördlichste Schuppe im Bereich des Klosterberges gegen die Nordzone (Unterkreide) und streicht beim Schliefgraben über die Kartenblattgrenze. W Heiratsberg wird die zweite Schuppe gegen die erste verstellt mit einem Versetzungsbetrag von fast 3 km! Bei Rauchengern quert die Störung den Weidlingbach und verläuft über Ober Saubichl zum Haitzawinkel, wo die dritte Schuppe gegen die zweite um mindestens 2 km verstellt wird.

Beim Bau der Autobahn wurde schon 1967 von W. GRÜN (Diss. Phil. Fak. Univ. Wien) einige 100 m E der Abfahrt Pressbaum das weiträumige Störungssystem erwähnt, das viele Zehnermeter breit ist. Es verläuft weiter gegen S über das Ostgehänge des Großen Pfalzberges, quert den Pfalzauer Bach, wo die inverse Schichtfolge des Hangendschenkels der 3. Schuppe abgeschnitten wird und dann weiter nach S, wo auch die Hauptklippenzone betroffen sein dürfte. Es sei bemerkt, daß auch die Kahlenberger Decke hier ihr Ende findet.

Auf der „GÖTZINGER-Karte" 1 : 75.000 ist diese Störung zwar nicht verzeichnet, doch keilt der nördliche Greifensteiner Zug in diesem Raum aus, und der südliche ist auffallend verschwenkt. Weiters enden hier die beiden als Gablitzer Schichten ausgeschiedenen Züge. Mit der Kartierung dieser Störung ist hiemit eine Erklärung für all diese Erscheinungen gefunden.

Beobachtungen in der Laaber Decke in Coronabach beim Hof Gadinger (Grenze Kaumberger Schichten – Laaber Schichten)

Anläßlich von Probennahmen für geochemische Untersuchungen wurde die Aufschlußreihe im Coronabach beim Gehöft Gadinger (ca 2 km SE St. Corona) detailliert aufgenommen. Es ist das jene Stelle, die von S. PREY mehrfach in der Literatur erwähnt und im Führer „Der Wienerwald" (Sammlung Geologischer Führer, **59**, Gebr. Borntträger) unter der Nr. II,7 angeführt ist. Sie ist wegen des problematischen Kontaktes zwischen den Kaumberger Schichten und den Laaber Schichten von besonderem Interesse.

An der etwa 150 m langen Aufschlußreihe im Bach wurde von S nach N beobachtet:

- Etwa 60 m N der Brücke: Kaumberger Schichten (lt. PREY: Maastricht, jüngstes Alter in den Kaumberger Schichten).

- Anschließend auf einer Strecke von rund 80 m: unzusammenhängende Aufschlüsse mit sehr stark gestörten dunklen kieseligen Siltstein- und glaukonitischen Sandsteinbänken (bis 1m Mächtigkeit), wechsellagernd mit dunkelgrauen-schwarzen Tonstein- und Tonnmergellagen. Das Alter ist lt. PREY unbekannt, aus der Stellung im Profil und Hinweisen aus der Umgebung wurde auf tiefes Paleozän geschlossen. Auch die neuerliche Beprobung hat keine verläßlichen Altershinweise ergeben.

- Nach einer Aufschlußlücke von ca 5 m folgen auf einer Strecke von rund 30 m: Kalkiger Flysch, vorherrschend hellgrauer Mergel, untergeordnet Kalksandstein und eine 1,50 m mächtige siliziklastische Bank. Alter lt. Nannofossilien: Campan!! (det. H. EGGER).

- Nach einer Aufschlußlücke von 20 m folgt ein etwa 10 m mächtiger kalkiger und siliziklastischer Flysch (Alter Campan–Untermaastricht), der gegen oben in einen grobbankigen, siliziklastischen Flysch übergeht (bisher kein Alter, Schwerminerale: Zirkon/Turmalin, wenig Granat).

- Diese Folge ist im Bach noch länger zu verfolgen und könnte mit den Schichten im Steinbruch Hois (Typlokalität der Hois-Schichten – basale Laaber Schichten, Paleozän) verbunden werden.

Außerordentlich wichtig ist der Nachweis eines Campan-Alters in dem kalkigen Abschnitt, da damit der Beweis erbracht ist, daß es sich hier nicht um ein durchgehendes Profil handelt. Vielmehr entspricht dieser Abschnitt in Fazies und Alter der Zementmergelserie, oder den Kahlenberger Schichten.

Hier können also die Kaumberger Schichten nicht als das normalstratigraphisch Liegende der Laaber Schichten betrachtet werden, und die herkömmliche Schichtfolge der Laaber Decke ist in Frage zu stellen, wie das ja schon andere Autoren (W. FUCHS, 1985: Großtektonische Neuorientierung ..., Jb. Geol. B.-A., **127**, S. 597) getan haben (allerdings in ganz anderem Sinne, was aber hier nicht diskutiert werden soll).

Erwähnt soll nur werden, daß schon PREY (1957: Neue Gesichtspunkte zur Gliederung des Wienerwaldflysches – Verh. Geol. B.-A., **1965**/2, S. 111) Helmintoideen führende Mergel an der Umrahmung der Kaumberger Schichten erwähnt hat, also ein typisches Merkmal der Zementmergelserie.

Auf Grund dieses einen Aufschlusses und ohne Neubearbeitung der gesamten Laaber Decke sollen hier keine allzu weitreichenden Schlüsse gezogen werden, doch muß festgestellt werden, daß es in der Laaber Decke neben der Oberkreide in der Fazies der Kaumberger Schichten auch eine höhere Oberkreide in der Fazies der Zementmergelserie gibt und der Kontakt der Kaumberger Schichten zu den Laaber Schichten zumindest hier im Coronabach ein tektonischer ist.

Gewissen Ausscheidungen in der „GÖTZINGER-Karte" 1 : 75.000 kommt so besehen wieder mehr Bedeutung zu (z.B. Klippe von Klausen-Leopoldsdorf).

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 57 Neulengbach

Von GODFRID WESSELY
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Nordzone der Kalkalpen zwischen dem von Kaumberg südwärts verlaufenden Laabbachtal und der westlichen Grenze von Blatt Neulengbach besteht an der Kalkalpenstirn aus schmalen Zügen von Obertrias und Jura, dem südwärts eine breite Zone von Losensteiner Schichten mit z. T. sehr ausgedehnten Eingleitungen von Obertrias bis Unterkreidegesteinen folgt. Daran schließen sich Gießhübler Schichten, wobei an der Grenze zu den Losensteiner Schichten nur unzusammenhängende Vorkommen von Campan-Mergelkalken auftreten. Die Gießhübler Schichten werden von der Reisalpendecke mit einer komplex strukturierten Stirne überschoben.

Die Stirnzone der Kalkalpen bildet eine schmale Antiklinale, deren Kern ab dem ca. 600 m ESE des Brennhofes befindlichen Hofes mit Hauptdolomit, ummantelt von Kössener Schichten, auftaucht und westwärts zieht. Sie wird in der Folge als Brennhofantiklinale bezeichnet. Östlich davon liegt nur Jura in Form von Lias-Kieselkalk und Fleckenmergelkalken vor. Der Jura taucht ostwärts unter Losensteiner Schichten. Der Lias-Kieselkalk, bestehend aus grauen sandigen Kalken mit Hornsteinen und aus Mergeln, begleitet die Brennhofantiklinale im Norden, die Liasfleckenmergelkalke im Süden. Gelegentlich werden letztere begleitet von rötlichen Filamentkalken, roten und grünlichen Radiolariten und rötlichgrauen körnigen z. T. knolligen Kalken mit einer Mikrofazies aus Saccocoma, womit die Reichweite dieser Schichten bis in den mittleren Malm gesichert ist. Die Radiolarite und rötlichen Kalke (Saccocomakalke) sind im alten Steinbruch 300 m westlich des Brennhofes gut erschlossen. Sie fallen hier überwiegend SSE ein, sind aber stark verfaltet und verformt. Weitere Vorkommen von Filamentkalken, Radiolariten und Saccocomakalken liegen im Waldstück knapp westlich des Brennhofes und im Wiesengelände südöstlich des Brennhofes bis zum Spiegelbach vor. Stellenweise ist in den Fleckenmergeln Rotfärbung und Einschaltung von rotem Hornstein erkennbar. Der Streifen von Losensteiner Schichten, der an den Jura grenzt und diesen diskordant überlagert (Übergreifen auf verschieden alte Juraschichten, Fehlen von Neokom) enthält reichlich exotische Gerölle von Quarzporphyr, Hornsteinen, Quarzkonglomeraten, Quarziten etc. Etwas höher folgen Quarzsandstein und Mergel. Die Eingleitungen von Trias- und Juragesteinen in den Losensteiner Schichten haben unterschiedliche Dimensionen. Ein von Hauptdolomit über Rhät, Jura bis ins Neokom reichender Verband liegt in einem ausgedehnten Komplex nördlich der Araburg vor. Der aus Crinoiden-Hornsteinkalk des Lias, Filamentkalk und Globigerinenkalk-Saccocomakalk des Dogger bis Mittelmalm bestehende Jura weist auf eine Herkunft aus einer südlichen Zone des vorderen Kalkabschnittes hin. Die Mergel der Losensteiner Gesteinsfolge östlich des Vorkommens enthalten nach R. BRAUNSTEIN eine Nannoflora des Oberapt. Ein Streifen kleinerer Schollen liegt im Basisbereich eines mergeligen, höheren Abschnittes der Losensteiner Schichten, ihr sedimentärer Verband mit denselben ist ersichtlich im Bacheinschnitt, der westlich des Kollmannhofes westwärts verläuft. Hier erfolgt auch eine Auflösung in Brekzien derselben Zusammensetzung, wie sie die

Gleitschollen besitzen. Auffällig sind Komponenten von Rhätkalken mit Triasinen.

Die Losensteiner Schichten werden überlagert von unteren Gießhübler Schichten. Nur an einigen Stellen längs der Grenze zwichen beiden gibt es Reste von Campan in Form roter und grünlicher Mergelkalke. Deutlich ist ein Übergreifen der Gosau (Campan und Paleozän) über die Losensteiner Schichten ESE des Kollmannhofes ersichtlich. Der höhere mergelige Abschnitt letzterer (gut erchlossen im Bachbett des oberen Spiegelbaches) besitzt ein abweichendes Streichen von den Gießhübler Schichten und taucht schräg unter dieselben. Er erscheint erst wieder im Gebiet des Höfnergrabens.

Vorkommen von Campan inmitten der Gießhübler Schichten zeigen eine Seichtlage der Basis derselben an. 400 m W Baumgartner weisen Lithothamnienbrekzien auf ein begrenztes Vorkommen von Mittleren Gießhübler Schichten hin.

Im Graben, der nördlich des Baumgartner beginnt und westwärts hinunterzieht, ist eine Sandstein-Mergelfolge mit vereinzelten kohligen Einschaltungen aufgeschlossen. Nannofossilien, bestimmt von R. BRAUNSTEIN, enthalten wohl nur Oberjuraformen, nach Lithologie dürfte es sich aber um tiefere Oberkreide (Turon) handeln, das auch anderwärts an der Stirn der Reisalpendecke in Form von Scherlingen zu beobachten ist.

Die Reisalpendecke besitzt eine stark verformte Stirnzone, zuvorderst gebildet von Werfener Schichten. Diese erreichen hier (nördlich und nordwestlich der Araburg) einen umfassenderen, bis in die höheren stratigraphischen Anteile reichenden Schichtumfang. Neben verwalzten bunten Tonschiefern und braunen Rauhwacken liegen im tieferen Abschnitt rote Werfener Quarzite vor, die von gelbbraunen Sandsteinen und Tonen überlagert werden. In diesem höheren Teil treten Sandsteinlagen mit Myophorien und dunkler Kalk mit Fossilführung auf. Eingefaltet in das Permoskyth liegen dunkle Kalke der Reichenhaller Schichten.

Tektonisch abgelöst liegt darüber eine verformte und basal amputierte Folge von Trias und stellenweise Lias. Reicht diese Folge im Bereich Bärental noch von mitteltriadischen, laminierten Dolomiten (Reichenhaller Schichten), dunklen hornsteinführenden Kalken (Reiflinger Schichten) über Lunzer Schichten und z. T. fossilreiche Opponitzer Schichten (u. a. Alectryonien) bis in den Hauptdolomit, sind die tieferen Anteile westlich davon großteils abgeschert oder dezimiert.

Dabei liegt im Bereich zwischen Araburg und westlicher Blattgrenze W Baumgartner eine Stirnstruktur vor, deren Antiklinalkern aus Lunzer Schichten gebildet wird und deren Nordschenkel im Gebiet des Araberges Opponitzer Schichten, Hauptdolomit und E der Ruine Araburg auch eingemuldet Plattenkalk und Hierlatzkalk umfaßt. Hauptdolomit und Plattenkalk wurden bisher für Mitteltrias gehalten. Der Plattenkalk ist durch seine biogenreiche Mikrofazies und gelegentliche Triasinen charakteristisch.

Die Folge ist basal so abgeschnitten, daß im Osten bereits der Plattenkalk über Werfener Schichten liegt. Die Schubfläche dieses Frontelements hat flache Lagerung, und unterlagernder Werfener Reibungsteppich kommt wieder im Kern der Antiklinale südlich des Araberges unter Lunzer Schichten und Hauptdolomit in einem schmalen Streifen zutage. Er enthüllt auch einen Rest von mitgeschürftem frontalem Hierlatzkalk. Der Hauptdolomit des Araberges begleitet zusammen mit Opponitzer Kalk in Form eines dünnen Streifens die Lunzer Schichten weit westwärts und hebt schließlich etwa 400 m W des Gehöftes Baumgartner aus.

Lunzer und Opponitzer Schichten laufen weiter und tauchen SE des Gehöftes mit der Kote 628 unter wieder breit einsetzenden Hauptdolomit. Südlich des langgestreckten Aufbruches der Lunzer Schichten folgen strekkenweise Opponitzer Schichten und in breiter Erstrekkung Hauptdolomit des flach gelagerten Hauptanteils der Reisalpendecke.

Blatt 58 Baden

Bericht 1988–1991 über geologische Aufnahmen im Wienerwaldflysch auf Blatt 58 Baden

Von WOLFGANG SCHNABEL

In den Jahren 1988 bis 1991 wurden die Arbeiten der Vorjahre (Bericht in Jb. **131**/3, S. 413–414 1988) fortgesetzt. Da es sich 1988–1990 nur um tageweise Ergänzungsbegehungen handelte, die keine wesentlichen Neuerkenntnisse brachten, erfolgten keine Zwischenberichte.

Hingegen erstreckten sich die Aufnahmen 1991 über den ursprünglich abgesteckten Rahmen hinaus und schließen auch die Kartierung der Greifensteiner Decke östlich des Gablitztales ein sowie Ergänzungsbegehungen in der Kahlenberger und Laaber Decke im Raum Wolfsgraben, in der Umgebung der Antonshöhe bei Mauer und im Lainzer Tiergarten (Aufnahmen: S. PREY).

Die Stratigraphie der folgenden Beschreibungen stützt sich in erster Linie auf Nannofossilien (det. H. EGGER) und Schwermineralanalysen.

Die Greifensteiner Decke

Es wurde 1988 von drei Schuppen berichtet, wobei der Verdacht geäußert wurde, daß es im S noch eine vierte geben könnte (Bericht Jb. **131**/3, S. 414 rechts). Diese Mutmaßung kann nun bestätigt werden. Die Greifensteiner Decke besteht im Segment des Kartenblattes ÖK 58 aus vier tektonischen Einheiten, welche wie folgt umrissen werden:

- Die erste (nördlichste) Schuppe
  ist schon im Vorbericht (Jb. **131**/3, S. 413) ausführlich beschrieben worden.
- Die zweite Schuppe
  ist im Vorbericht als „mittlere Schuppe" bezeichnet worden. Dabei wurde im Graben W Taglesberg über einen bunten Flysch berichtet und der Verdacht geäußert, daß es sich dabei um einen eingezwickten Span der „Nordzone" handeln könnte, wie dies auch in der Karte von GÖTZINGER dargestellt ist. Nun ist es gelungen, mittels Nannofossilien ein campanes Alter zu bestätigen. Es handelt sich also um die „Obersten Bunten Schiefer" des Flyschprofiles, die darüber hinaus in westlicher Fortsetzung auch im Schliefgraben und Laabachgraben nachgewiesen wurden. In gleicher Position folgt im W am Kohlreitberg (Blatt 57 Neulengbach) die Zementmergelserie. Sie sind somit das normalstratigraphisch Liegende der im S folgenden Alt-

lengbacher Schichten. Ob diese aber hier ungestört folgen, ist nicht sicher, da die am Kohlreitberg folgende Basis der Altlengbacher Schichten mit der mächtigen basalen Sandsteinfolge (siehe Bericht 1991 zu Blatt 57) hier auf Blatt 58 zu fehlen scheint.

- Die dritte Schuppe
  (im Vorbericht als „südliche Schuppe" bezeichnet), weist keinen durchgehend aufrechten Schichtbestand auf wie die beiden oben beschriebenen, sondern ist eine nordvergente Mulde mit folgender Abfolge von N nach S:

N	Altlengbacher Schichten – AS1	(aufrecht)
	Greifensteiner Schichten – GS	(Muldenkern)
	Altlengbacher Schichten – AS2	(invers)
	Oberste Bunte Schiefer – OBS	(invers)
S	Zementmergelserie – ZS	(invers)

  AS2, OBS und ZS bilden die an der Autobahn bei Preßbaum im Profil Bihaberg wiederholt beschriebene inverse Schichtfolge (PREY, Verh. GBA, **1965**, S. 107: Ein Standardprofil in der Flyschoberkreide im Bihaberg bei Preßbaum), die bisher nicht so recht in die Karten passen wollte.
  Diese Muldenstruktur konnte gegen E bis über Gablitz hinaus kartiert werden. Die GS im Muldenkern sind vom Großen Wienerberg über den Hüttenkogel bis Gablitz und Mauerbach zu verfolgen, die OBS und ZS über den Sagberg hinweg und weiter in Spurschollen. Die Schichtfolge ist wiederholt an breiten, linkssinnigen Störungssystemen versetzt, die unten beschrieben werden.
  Die Altlengbacher Schichten im N der Schuppe (AS1) biegen bei Gablitz gegen N und streichen weiter gegen NE in die Gegend NW Mauerbach. Der Königswinkelberg besteht aus Altlengbacher und nicht aus Greifensteiner Schichten, wie das auf der Karte 1 : 75.000 (1952) durch G. GÖTZINGER dargestellt ist.

- Die vierte (südlichste) Schuppe
  ist der überkippten Mulde der dritten aufgeschoben. Die Schichtfolge ist wieder meist aufrecht, stellenweise wurde inverse Lagerung festgestellt, was PREY (Zitat s.o.) dazu veranlaßt hat, die AS am östlichen Widerlager der Autobahnbrücke Brentenmais noch der Schichtfolge vom Bihaberg zuzuzählen.
  Einen ganz wesentlichen Unterschied zu den drei Schuppen im Norden gibt es aber: Es fehlen die Greifensteiner Schichten, sie sind durch die Gablitzer Schichten vertreten! Im gesamten Verlauf dieser Schuppe, die nur aus diesen beiden Formationen zu bestehen scheint, kann eine durchgehende stratigraphische Abfolge von den Altlengbacher Schichten im N in die Gablitzer Schichten im S abgeleitet werden, soweit die unbefriedigenden Aufschlußverhältnisse dies gestatten.
  Im Abschnitt zwischen Pfalzau (ÖK 57) und Brentenmais wird der vordere Sattelberg von aufrechten Altlengbacher Schichten (AS) aufgebaut, die in den westlichen Gräben gegen die Pfalzau gut aufgeschlossen sind (Maastricht, Granatdominanz). Im Bereich des hinteren Sattelberges wird die Morphologie unruhiger, bedingt durch eine pelitreiche Folge. Es gibt Hinweise auf Paleozän, doch meist nannofossilleere Proben. Unter den Schwermineralen tritt Granat gegenüber Zirkon und Turmalin zurück, alles Merkmale für die höheren AS. Am Südrand der Schuppe gibt es ein Untereozän (NP11), dann folgt „Mittelkreide" und Sieveringer Schichten der Kahlenberger Decke.

Diese 4. Schuppe wird nun gegen E im Bereich Bartberg über den Wienerwaldsee, Unter Tullnerbach und Neupurkersdorf deutlich schmäler, hauptsächlich auf Kosten der AS. Mergel der Gablitzer Schichten hingegen sind immer wieder durch untereozäne Nannobefunde erwiesen. Die meist harten, kieseligen Sandsteine haben Zirkonvormacht. Dies erschwert eine genaue Festlegung der Grenze zur Kahlenberger Decke, wo das Flyschgault lithologisch ähnlich ist.
N Purkersdorf (Süßfeld) wird die Zone wieder breiter, streicht weiter gegen E über das Gablitz- und Mauerbachtal hinweg und verläßt das Kartenblatt bei Steinbach. Im N sind wieder mächtigere Altlengbacher Schichten vorhanden, die über den Hahnbaumberg (Vorderen Hahnbaum) nach Mauerbach streichen. Im S schließen die Gablitzer Schichten an, hier ist die klassische Typlokalität der Gablitzer Schichten nach GÖTZINGER mit den meisten Nummulitenfundstellen. Besonders aufschlußreich sind die Gräben zwischen Vorderem und Hinterem Hahnbaum. Hier sind in einer mergelreichen inversen Folge die Nannozonen NP10, 11 und 12 nachgewiesen, was wichtig ist hervorgehoben zu werden, weil damit mit modernen Methoden bewiesen ist, daß diese Gablitzer Schichten die Greifensteiner Schichten altersmäßig vertreten. Diese schon seinerzeit durch GÖTZINGER auf Grund der Nummuliten aufgestellte Behauptung ist also bestätigt. Seiner Annahme von einem paläogeographischen Übergang zwischen den Greifensteiner Schichten im N über die Gablitzer Schichten in die Laaber Schichten im S wird zwar hier nicht widersprochen, doch wäre das noch mit modernen sedimentologischen Methoden zu begründen. Wesentliche Aussagen über die Paläogeographie des Wienerwaldflysches sind davon abhängig wie z.B. die ursprüngliche Lage der Laaber Schichten.
Die Südbegrenzung dieser Zone am Nordabhang des Vorderen Hahnbaumberges und damit die Verhältnisse an der Überschiebung der Kahlenberger Decke sind allerdings nicht klar. Es gibt im Hangenden der Gablitzer Schichten einen sandsteinreichen Flysch mit Zirkondominanz. Er liegt invers über der NP10, gehört also wohl zu den Gablitzer Schichten und scheint eine Vertretung des älteren Greifensteiner Sandsteinkomplexes zu sein. Darüber folgt sandsteinreicher Flysch mit Granatvormacht ohne Altersbeweise, der entweder als Altlengbacher Schichten oder als Hangende Kahlenberger Schichten gedeutet werden kann. Im 2. Fall gehört er schon der Kahlenberger Decke an, einer Deutung, der hier der Vorzug gegeben wird.

Störungszonen

Der oben beschriebene Schuppenbau streicht vom westlichen Kartenblatt ÖK 57 Neulengbach auf ÖK 58 Baden noch einige km gegen E (Rieder Forst, Troppberg, Irenental, Gr. Wienerberg, Preßbaum). Weiter gegen E wird er von NNE–SSW verlaufenden sinistralen Störungssystemen gegen N abgedrängt, deren Ursache offensichtlich in der Platznahme der Kahlenberger Decke besteht, die gegen E immer breiter wird. 2 Störungssysteme können beobachtet werden, die hier nach den Orten Allhang und Gablitz benannt werden.

Die Allhang-Störungszone läßt sich von SSW her schon aus der Gegend des Wienerwaldsees gegen NNE verfolgen. Sie versetzt Zementmergelserie des Bihaberges und die Greifensteiner Schichten des Gr. Wienerberges im Irenental rund 1 km gegen N, die im Sagberg bzw.

Hüttelkogel ihre östliche Forsetzung finden. Weiters wird der markante Troppbergzug der Greifensteiner Schichten der 2. Schuppe bei Hauersteig und Allhang abgeschnitten und findet stark reduziert NE Allhang seine Fortsetzung innerhalb der Störungszone, die hier breit auf das nördliche Blatt ÖK 40 Stockerau weiterzieht. In einem sehr mergelreichen Flysch in den Gräben E Taglesberg wurde mit NP13 (Jüngstes Untereozän) das bisher jüngste Alter in der Greifensteiner Decke festgestellt.

Die Gablitz-Störungszone verläuft rund 1,5 km östlich parallel zur Allhang-Störungszone und versetzt den Schuppenbau der Greifensteiner Decke in einem rund 500 m breiten SSW–NNE verlaufenden Bündel von Störungen erneut um mindestens 3 km sinistral gegen N. Betroffen ist davon auf Blatt 58 die 3. und 4. Schuppe. Der Greifensteiner Sandsteinzug der 3. Schuppe ist in den Bruchschollen isoliert zu finden und hauptsächlich durch den hohen Zirkongehalt nachzuweisen, begrenzt von paleozänen Altlengbacher Schichten. Die Zementmergelserie im S ist in tektonisierten Spurschollen entlang der Überschiebung der 4. Schuppe zu finden, stellenweise begleitet von auffallenden Kalksinterbildungen, die diese an Bruchflächen verschleppte Überschiebung bei Wasseraustritt markieren. Die 4. und südlichste Schuppe hat dieser Störung ihre größte Breite zu verdanken, die ab dem Gr. Steinbach bei Neupurkersdorf, zwischen Purkersdorf und Gablitz und E Mauerbach bis zu 2 km beträgt.

Hauptklippenzone und Laaber Decke

Im Zuge einer geologischen Kartierung der Umgebung der 2. Wiener Hochquellenwasserleitung wurden im Raum Wolfsgraben Beobachtungen gemacht, die die von S. PREY bekanntgemachte Situation bestätigen. Hinsichtlich der Zone NP19 in Laaber Schichten im Wolfsgraben (Unteres Obereozän und damit jüngstes Alter im Wienerwaldflysch, siehe S. PREY: Der Bau der Hauptklippenzone ..., Verh. Geol. B.-A., **1979**/2, S. 212) wird eine neue Auslegung zur Diskussion gestellt. Hier konnten die von PREY beschriebenen Schichten einwandfrei wiedergefunden und gegen S hin bis zum Wolfsgrabendüker der Wasserleitung verfolgt werden. Sie grenzen an die Hauptklippenzone und sind in Kontakt mit Buntmergelserie eozänen Alters. Diese Buntmergelserie streicht gegen E im Bereich der Wasserleitung weiter (neue Beobachtung), was aus roten Spuren in der Wiese ersichtlich ist.

Diese Situation ist insoferne von besonderer Bedeutung, da ja nach W. FUCHS (erstmals in: Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse ... , Jb. Geol. B.-A., **119**/2, S. 228) im Obereozän die Molassesedimentation mit einer flyschoiden Serie im Buntmergeltrog beginnen soll. Wie in Rogatsboden, so ist auch hier in Wolfsgraben Obereozän in Flyschfazies in engem Kontakt zu Buntmergelserie vorhanden, und dieses Obereozän könnte auch als sedimentäre Fortsetzung der Buntmergelserie aufgefaßt werden. Der Kontakt ist jedenfalls nicht klar (auch nicht zu den Laaber Schichten !), weshalb hier vorgeschlagen wird, dieses Obereozän im Wolfsgraben als eigene Formation aufzufassen. Die tektonische Stellung dieser Wolfsgraben-Formation wird zur Diskussion gestellt.

Antonshöhe bei Mauer

Die Diskussion um die tektonische Stellung der Klippe der Antonshöhe bei Mauer wurde durch S. PREY (1991) in seiner letzten Arbeit abgeschlossen. Sie gehört nun zur St. Veiter Klippenzone resp. Sulzer Klippenzone und nicht zu den Kalkalpen, wie dies früher durch diesen Autor für möglich gehalten worden war (S. PREY: Jb. Geol. B.-A., **134**/4, S. 845–847, 1991). Die Begehungen des Berichters im letzten Jahr haben darüber hinaus den Nachweis von Eozän im Graben WSW der Klippen unmittelbar am Kalkalpenrand ergeben. Es sind also zwischen der „Mittelkreide"-Hülle der Klippe und den Kalkalpen Laaber Schichten vorhanden, wie das übrigens schon K. FRIEDL (Zur Tektonik der Flyschzone des östlichen Wiener Waldes, Mitt. Geol. Ges. Wien, **23**, Taf. 1) dargestellt hat. Die Zugehörigkeit des Klippenbereiches der Antonshöhe zur St. Veiter Klippenzone ist damit durch ein weiteres Argument untermauert.

St. Veiter Klippenzone

Ergänzungsbegehungen zu den Aufnahmen von S. PREY mußten im Bereich des Teichhauses, Mittleren Eichberges und Mauerer Waldes durchgeführt werden mit dem Zweck, den Klippenhüllflysch zu gliedern. Die Aufschlüsse sind denkbar schlecht, aus der Oberflächenkartierung allein kann kein wirklich befriedigendes Ergebnis gewonnen werden. Zusätzliche Schwierigkeiten sind dadurch vorhanden, daß ja PREY im Mittleren Eichberg Oberes Campan/Maastricht in Mergelfazies beschrieben hat (Jb. Geol. B.-A., **1988**/3, S. 412) und diese Mergel und Kalkmergelfazies der zu recht als eigene Formation bezeichneten „Sulzer Schichten" nicht in die Flyschfazies paßt. Ob sich hier nicht vielleicht der Südliche Kontinentalhang oder Schelf des Flyschtroges bemerkbar macht? Dann wären die Sulzer Schichten mit den Puchover Mergeln in den Karpaten vergleichbar, und die St. Veiter Klippenzone würde paläogeographisch wieder mehr in die Nähe der Pienidischen Klippenzone rücken.

Die Sandsteine können auf Grund der Schwermineralführung in 2 Gruppen eingeteilt werden. Die eine ist durch wechselnde Dominanz von Granat, Zirkon und Turmalin gekennzeichnet und enthält in geringen Prozentsätzen Chromit. Das entspricht den Daten, die aus den Sandsteinen der unteren Oberkreide der Klippenhüllen von Ybbsitz und auch St. Veit bekannt sind (die seinerzeit von G. WOLETZ bestimmten Spektren wurden überprüft, und dabei immer Chromit festgestellt). Die zweite Gruppe hat ausgeprägte Zirkon/Turmalinmaxima und findet sich auf der Höhe Mauerer Wald. Dieser Bereich wurde von GÖTZINGER schon zu den tortonen Blockschichten des Randes des Wiener Beckens gezählt, in Anlehnung an die Gutachten von J. STINY über den Wasserbehälter im Lainzer Tiergarten (Jb. Geol. B.-A., **1938**, Taf. 5). Diese Blockschichten im Bereich des Wasserbehälters sind evident, ob aber solche Blockschichten einen auffallenden Hügelzug wie jenen im Mauerer Wald bilden, wird bezweifelt. K. FRIEDL (Zitat s.o.) hat sie als Laaber Schichten ausgeschieden, das würde mit den Schwermineralien eher in Einklang stehen. Ohne künstliche Aufschlüsse wird wohl keine verläßliche Aussage gemacht werden können.

Blatt 64 Straßwalchen

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 64 Straßwalchen

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1991 wurden die Bereiche südlich Neumarkt zwischen Wallersee und dem Flyschbogen im Osten bis

nach Altentann im Süden bearbeitet. Hier ist der Ostrand des würmzeitlichen Eislobus im Wallerseebecken durch deutliche Moränenzüge markiert. Der Lobus entwickelt sich zwischen dem Flyschrücken Ziehfanken – Große Plaike im Süden und dem Buchberg- und Tannbergrücken im Norden als einer der Teilloben des Salzachgletschers. Am Südabfall des Tannberges ist der Eisrand durch eine vielgliedrige Endmoräne markiert, die nördlich Neumarkt endet. Die Eiszunge reichte bis gegen Steindorf, indem sie durch die Lücke zwischen den älteren quartären Ablagerungen vorstieß (Bericht 1989). Von hier nach Süden ist der Eisrand dann durch z. T. undeutliche Moränenwälle und -hügel markiert, die über Breinberg bis Wertheim zu verfolgen sind. Der Eisrand lag an einem langgestreckten Rücken älteren Materials. Es sind dies sandige Kiese sehr ungleichmäßiger Korngröße und Sortierung. Das Material zeigt eine fortgeschrittene Konglomerierung, die eine Nutzung als Baumaterial für lokale Bedürfnisse ermöglichte, von der noch mehrere kleine alte Steinbrüche zeugen. Hier sind Konglomerate aus durchwegs matrixreichen Kiesen, die aus verschiedenen Karbonaten, etwas Kristallin und Quarz, Flyschsandstein und -mergel gebildet sind, genutzt worden. Die Flyschgeschiebe sind wesentlich weniger gerundet als die anderen Materialien und stellen das lokale Material gegenüber dem Fernmaterial dar. In diesen mittelgroben Konglomeraten sind in dem Steinbruch westlich Sighartstein auch gröbere Lagen gleicher Zusammensetzung mit Flyschsandsteinblöcken bis 1,5 m Durchmesser, wechsellagernd mit feinkörnigen, deltageschütteten Kiesen, aufgeschlossen. Bei diesen Materialien handelt es sich um eine lokale Schüttung, die wahrscheinlich am Rande des abschmelzenden Rißgletschers in einem Eisrandgerinne als kamesartige Bildung zur Ablagerung kam. Das verbreitete Auftreten ähnlicher Ablagerungen weiter im Norden legt nahe, daß diese eine weitere, und wahrscheinlich geschlossenere, Verbreitung aufweisen. Das Tal Wertheim – Steindorf – Straßwalchen wurde später als peripheres Tal gebildet, zum Höhepunkt der Würmeiszeit endgültig gestaltet und darin die Niederterrasse abgelagert. Diese ist heute noch weitgehend unterschnitten, da die rückschreitende Erosion des Pfongauer Baches über Steindorf noch nicht hinausgekommen ist. Der Steinbach, der die Niederterrasse einige Meter unterschneidet, durchbricht hingegen bei Sighartstein die Endmoräne und fließt zum Wallersee ab.

Südlich Wertheim ist der Eisrand dann erst wieder bei Haslach (die Häuser stehen auf den Wällen) durch Moränenwälle markiert. Diese zeigen an, daß die Eiszunge bei Haslach ins Tal des Steinbaches vordrang (hier finden sich einige große Erratika, z. B. Gosaukonglomerat im Bachlauf), das periphere Gerinne aber nicht absperrte. Von dieser Eiszunge geht die Niederterrasse nach Norden aus, von der oberhalb Haslach im Tal des Steinbaches keinerlei Reste zu finden sind.

Eine weitere, SW gelegene (N Kote 598 m) Wallgruppe markiert wahrscheinlich hier den Hochstand. Der Eisrand ist weiter südlich erst wieder durch die deutliche Moräne bei Kienberg markiert. Von hier läßt sich dann an deutlichen Moränenzügen bei Schöllenberg – Aiterbichl, oberhalb Weidl und östlich Ziehfanken, der Eisrand schön rekonstruieren. Die Moränenzüge führen sehr viele grobe Flyschgeschiebe aber kaum Kristallin und im Mittel ca. 20–30 % kalkalpines Material. Die Höhe des Eisrandes steigt von ca. 550 m bei Wertheim über ca. 600 m bei Haslach auf ca. 750 m bei Hof an. Von hier setzt sich der Eisrand in ca. 750 m nach E zu gegen Aigenstuhl fort. Entlang des Eises flossen große Schmelzwassermengen ab und bildeten am Südhang des Thalgauberges eine bis zu 40 m tief eingeschnittene Umfließungsrinne aus, die streckenweise epigenetisch in den Untergrund eingeschnitten ist. Sie verläuft um den Ziehfanken herum und dann nach NE bis Lichtentann. Hier versperrte das Eis den Weg bei Keinberg am W-Hang des Geißberges, so daß die Schmelzwässer um Geißberg und Hiesenberg herum (Talverlauf Aubach – Steinbach) nach Haslach und dann nach Norden über Steindorf ins Mettnachtal flossen.

Dieser mächtige Schmelzwasserabfluß hat auch den W-Hang des Rückens Ziehfanken – Steinwandl – Große Plaike unterschnitten und dadurch eine großflächige, tiefgreifende Massenbewegung ausgelöst. Dadurch wurde der ganze Hang instabil, wodurch zwischen Ziehfanken und Heimkehrerkreuz eine Abrißnische entstand, die zwischen 50–140 m hoch abgesessene Masse umschließt. Die felsigen Hänge und auch unbewachsene Felsaufschlüsse (Steinwandl) lassen auf noch nicht zu lange zurückliegende oder noch aktive Bewegungen in diesem Raum schließen. In den oberen Bereichen der bewegten Masse ist eine deutliche Stufung zu erkennen, die auf eine Zerlegung in große Homogenbereiche hinweist, obwohl hier wenige Aufschlüsse nur lokal Einblick in die Gefügeverstellung erlauben. Dabei ist aus dem morphologischen Erscheinungsbild zu schließen, daß diese Auflösung in größere Homogenbereiche und deren blockartige Verstellung im nordöstlichen Teil wesentlich stärker auftrat als im südwestlichen. In den tieferen Hangteilen lösen sich die Schollenformen mehr und mehr auf. Hier ist zunehmend auch ein Übergang in tonreichen Murenschutt zu beobachten, der in ausgedehnten Murenablagerungen das ehemalige Umfließungstal nahezu völlig verfüllt hat. Im NE reichen diese Murenschübe bis zum FH Lichtentann, sonst bis an die Moränen oder den Eisstaukörper im obersten Grabenbach. Dieser führt neben überwiegend Flyschgeschieben viele Erratika und belegt, daß die Umfließungsrinne offensichtlich noch bis zum Beginn der Eisabschmelzphase in Betrieb war und erst anschließend durch die Massenbewegung und ihre Ausläufer verfüllt wurde. Einen Hinweis bis zu welchem Zeitpunkt noch ausgedehntere Muren abgingen, gibt die ^{14}C-Datierung eines Baumstammes (*Picea*) aus den obersten Murensedimenten SE Weidl. Die Altersbestimmung ergab:

VRI 1309 1120±50 BP (calibriert BC 880–980).

Das bedeutet, daß mindestens bis zu diesem Zeitpunkt im westlichen Teil der Massenbewegung Murenströme abgingen, während im östlichen diese Aktivität noch bis in jüngere Zeit angehalten haben dürfte.

Im Bereich der peripheren Umfließungsrinne traten noch Massenbewegungen am Geiß- und Hiesenberg auf. Hier wurden sowohl die Flanke nach NW als auch die nach SE instabil. Dabei wurden hauptsächlich die mächtige Moränenbedeckung, aber auch der Untergrund erfaßt. Die mächtige Grundmoränenbedeckung des Bergrükkens ist der Rißeiszeit zuzurechnen. Es ist eine hochverdichtete, feinkornreiche Grundmoräne, die einen sehr hohen Anteil an kalkalpinen und kristallinen Geschieben führt. Sie entspricht in ihrer Zusammensetzung der der würmzeitlichen aus dem inneren Teil des Wallerseezungenbeckens (s. unten).

Die Massenbewegung in der Moräne wird wohl einerseits durch die Erosion am Eisrand bei Sandlberg, andererseits durch die in der Umfließungsrinne ausgelöst worden sein. Auch hier griff die Bewegung bis zum Rücken zurück, zeigt hier aber durchwegs bereits etwas verschlif-

fene Formen, die auf eine längere Beruhigung hinweisen. Nur südlich des Hiesenberges sind noch frische Formen zu finden.

Im Bereich des Aubaches ist an der Südseite des Geißberges von dieser Massenbewegung auch der Untergrund erfaßt. Das ist darauf zurückzuführen, daß hier das Umfließungsgerinne, durch einen periglazialen Schuttstrom nach Norden abgedrängt, den Hang stark unterschnitten hat. Der Schuttstrom selbst drang nach dem Versiegen des peripheren Gerinnes endgültig in das Tal vor und bildet heute die Talwasserscheide.

Von den äußeren Endmoränenzügen löst sich bei Weidel ein innerer Wallzug, der über Graben – Edt – Firling bis zur Kirche von Brajing (Kote 584 m) verläuft. Er markiert den Eisrand einer steileren Gletscherzunge, die wahrscheinlich nicht mehr bis Neumarkt gereicht hat, aber hier keine Endmoränen hinterlassen hat. Am Rand dieser Eiszunge dürften die terrassenartigen Stauschotter entstanden sein, auf denen der zentrale Teil von Neumarkt liegt. Zum Bahnhof zu sind in dieser Terrasse ausgedehnte Mulden und Vertiefungen entwickelt, die Toteisformen darstellen. Die Entwässerung erfolgte damals noch nach NE auf dem Niveau, wo heute die Bahn verläuft. Dabei wurde die Niederterrasse bereits unterschnitten.

Die Zusammensetzung des Moränenmaterials am Südostrand des Eislobus im Becken des Wallersees schwankt recht deutlich. Im Bereich der äußeren Endmoränenzüge spielen die ferntransportierten Karbonate neben den Flyschgeschieben mit 15–20 % eine sehr untergeordnete Rolle. Zum Becken zu ist dann eine rasche Zunahme der Ferngeschiebe in den Grundmoränen zu registrieren. Dabei treten hier auch vermehrt Kristallingeschiebe aus den Tauern auf, die in den Endmoränen nahezu völlig fehlen. Eine ähnliche Geschiebeverteilung ist wohl auch in den Ablagerungen der Rißeiszeit anzunehmen. Dementsprechend sind die Moränen des Geiß- und Hiesenberges aus dem inneren Bereich der Eiszunge zu beziehen, und der Eisrand lag im Bereich des Henndorfer Waldes.

Eine auffällige Erscheinung sind die vielen großen Gosaukonglomeratblöcke (Liefergebiet bei Glasenbach), die SE bis E von Henndorf zu finden sind. Ihr gehäuftes Auftreten zeigt den direkten Eisabfluß an.

Der hügelige, mit mächtiger Grundmoräne ausgekleidete Bereich östlich bis nordöstlich von Henndorf (Altentann – Berg – Wankham) hinterläßt den Eindruck einer Grundmoränenlandschaft mit ausgedehnten Drumlins. Die Hügel zeigen aber eine erkennbare E–W-Orientierung, und nicht die zu erwartende in SW–NE-Richtung, wie sie der Eisflußrichtung entspräche. In allen Aufschlüssen des Untergrundes ist zu erkennen, daß hier ein E–W-Streichen des Flysches vorherrscht, das sich in der Form der Hügel ausdrückt. Somit sind diese besser als moränenbedeckte Rundhöcker denn als Drumlins zu deuten.

Blatt 66 Gmunden

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 66 Gmunden

Von Hans Egger

Im Gebiet zwischen Attersee und Traunsee treten die ältesten Ablagerungen des Rhenodanubischen Flysches im südlichen Rahmen des altbekannten Ultrahelvetikumfensters südöstlich von Schörfling auf: Es handelt sich dabei um Gaultflysch, welcher einen hohen Anteil an pelitischen Gesteinen aufweist. Dominierend sind dunkelgraue turbiditische Tonmergel, die mehrfach Nannofloren des Alb lieferten (*Eprolithus floralis, Prediscosphaera columnata, Nannoconus truitti*). Daneben sind deutliche Lagen von grünen, stark bioturbaten, nichtturbiditischen pelagischen Tonsteinen erkennbar. Den wenigen turbiditischen Hartbänken dieser Schichtfolge fehlen durchwegs die Basalabschnitte der BOUMA-Sequenzen. Über dem pelitreichen Gaultflysch folgen im Profil wenige Zehnermeter mächtige, hellglimmerreiche, grobkörnige, braune Sandsteine, welche vermutlich zu den Reiselsberger Schichten zu zählen sind. Gaultflysch und Reiselsberger Schichten sind auch im Südteil der Flyschzone als Rahmen des Ultrahelvetikumfensters im Weidenbach erhalten. Generell kann gesagt werden, daß beide Formationen immer stark tektonisch beansprucht, als Schuppen und Späne, vorkommen.

Die durchgehende Schichtfolge des Rhenodanubikums beginnt im Arbeitsgebiet mit den etwa 50 m mächtigen Seisenburger Schichten, die einen guten Leithorizont für die Kartierung bilden. Zahlreiche gut erhaltene Nannofloren aus dieser Formation belegen, daß die Seisenburger Schichten ihre Hauptverbreitung im Santon besitzen und auch noch in das Campan emporreichen. Die besten Aufschlüsse in dieser Formation wurden nördlich des Hongar und im Gebiet von Kufhäusl gefunden. Die im Hangenden der Seisenburger Schichten auftretende Zementmergelserie erreicht im Arbeitsgebiet eine Mächtigkeit von rund 300 m. Sie wird überlagert von den Pernecker Schichten, die im jüngsten Campan sedimentiert wurden (*Quadrum trifidum*-Zone).

Die mächtigste und daher flächenmäßig am weitesten verbreitete Formation im Arbeitsgebiet sind die Altlengbacher Schichten des Maastricht und Paleozän.

An der Basis dieser Formation ist oft eine von Sandsteinen dominierte Fazies zu erkennen, welche eine Mächtigkeit von etwa 80 m erreicht. Darüber folgt ein rund 400 m mächtiger Profilabschnitt mit reichlich Kalkmergeln, welcher im Arbeitsgebiet weite Verbreitung besitzt. Diese Subformation wird auch im Zementsteinbruch Hatschek bei Pinsdorf abgebaut. Hangend davon schließt ein Profilabschnitt an, welcher von grauen Tonmergeln und von Sandsteinen, darunter auch die bekannten „Mürbsandsteine", dominiert wird. Die Kalksandsteinbänke dieser Subformation lassen auf ihren Sohlflächen oft deutliche Sohlmarken erkennen, welche eine Bewegungsrichtung der Trübeströme von Westen nach Osten belegen. Die besten Aufschlüsse dieser Fazies liegen im Bereich des Dambaches SW Reindlmühl und vor allem im Gebiet nördlich des Kronberges und des Hongar. Im zuletzt genannten Areal reicht diese Subformation bis ins tiefere Paleozän empor (*Cruciplacolithus tenuis*-Zone). Paleozäne Schichtanteile konnten auch am Westrand des Kartenblattes, im Unterlauf des Miglbaches bei Weyregg, entdeckt werden (*Chiasmolithus danicus*-Zone). Diese jüngsten bislang im Rhenodanubikum des Arbeitsgebietes nachgewiesenen Gesteine, befinden sich knapp unterhalb der Straßenabzweigung nach Schöbering. Der Maastrichtanteil dieser Subformation der Altlengbacher Schichten wird rund 600 m mächtig, das frühe Paleozän ist noch mit einer Mächtigkeit von rund 250 m erhalten.

Vorkommen von ultrahelvetischer Buntmergelserie befinden sich im Arbeitsgebiet im Umkreis des Ober-

hehenfeldes (SE von Schörfling), im Geländeeinschnitt zwischen Kronberg und Vöcklaberg und nahe dem Südrand der Flyschzone, im Bereich Aurachbach - Weidenbach - Herbstaugraben. Im letztgenannten Gebiet konnten gleich westlich von Almstall (Kote 814) mehrere Zehnermeter lange Aufschlüsse von dunkelgrauen bis schwarzen, etwas siltigen Mergeln beprobt werden, die vermutlich aus der späten Unterkreide stammen. Ansonsten werden die Aufschlüsse in allen zuvor aufgezählten Gebieten vor allem aus campanen Mergeln aufgebaut, deren ältere Anteile vorwiegend Rotfärbung zeigen, während die jüngeren Anteile graue Farben aufweisen. Maastricht konnte aus gelbgrauen, stückig brechenden Mergeln an zwei Stellen im Umkreis des Oberhehenfeldes nachgewiesen werden: im Geländeeinschnitt zwischen Trattberg und Schiefgrubberg in 720 m NN und weiters im Graben nordöstlich vom Gahberg in 610 m NN. Im zuletzt genannten Grabeneinschnitt stehen auch graue Mergel aus dem frühen Paleozän (*Chiasmolithus danicus*-Zone) in 630 m NN an. Spätes Paleozän (*Discoaster multiradiatus*-Zone) wurde im Herbstaugraben aus einem rechtsseitigen Prallhang in 620 m NN nachgewiesen. Beide Paleozänvorkommen grenzen tektonisch an, ebenfalls graue, campane Mergel.

Der tektonische Bau im Norden des Arbeitsgebietes ist durch den Ausstrich mehrerer Überschiebungen charakterisiert, die durch eine jüngere Bruchtektonik versetzt sind. So werden z.B. die jüngeren Anteile der Altlengbacher Schichten am Hang nordwestlich vom Alpenberg von einer höheren Schuppe mit Seisenburger Schichten an der Basis überschoben. An einem NW–SE-streichenden Querbruch, vermutlich einer Rechtsseitenverschiebung, wird diese Überschiebung dann rund 1,3 km nach Südosten versetzt: ihr Ausstrich streicht dort nördlich vom Hongar vorbei und konnte auch – wieder durch mehrere Brüche versetzt – bis zum Hohen Luft (Kote 917) und von dort weiter in den Wolfsbach auskartiert werden, den sie in etwa 560 m NN quert.

Die Schichtfolge der liegenden Schuppe reicht nördlich des Hongar bis in das tiefere Paleozän hinauf. Ihre älteren Anteile sind am besten im Umkreis des Schimplgupfs aufgeschlossen, der von Zementmergelserie aufgebaut wird. Im Liegenden dieser Formation folgen Seisenburger Schichten und verschürfter Gaultflysch. Gegen Osten werden diese Schichtglieder tektonisch eliminiert, sodaß dann am Kronberg die Schichtfolge dieser Schuppe mit den Basissandsteinen der Altlengbacher Schichten beginnt. Im Geländeeinschnitt nördlich des Kronberges steht ultrahelvetische Buntmergelserie an, welche an der Schuppengrenze hochgeschürft wurde. Auch das Ultrahelvetikumsvorkommen im Oberhehenfeld kann als Schürflingsfenster interpretiert werden.

Der beherrschende Deformationsstil im Südteil des Arbeitsgebietes ist ein Faltenbau. So wird z.B. der Richtberg westlich von Reindlmühl von einer großen nordvergenten isoklinalen Mulde aufgebaut. Die bankinternen Sedimentstrukturen der hier mittelsteil gegen Süden einfallenden Altlengbacher Schichten (Subformation mit reichlich turbiditischen Kalkmergeln) lassen manchmal einen raschen Wechsel von inverser und aufrechter Lagerung erkennen, wodurch auch eine intensive Kleinfaltung belegt ist. Auch das Ultrahelvetikumsfenster im Gebiet des Aurach- und Weidenbaches ist an einen Antiklinalkern gebunden, wie der symmetrische und gegengleich einfallende Rahmen dieser Struktur belegt.

Im Arbeitsgebiet treten auch zahlreiche Massenbewegungen auf. Besonders betroffen von Rutschungen – vermutlich bedingt durch das hangparallele Einfallen der dort anstehenden Altlengbacher Schichten – ist die Südost- und die Südwestflanke des Richtberges. Größere Massenbewegungen befinden sich auch an den Hängen des Trattberges und des Schiefgrubberges, wo die Abrißflächen vor allem in der Buntmergelserie und innerhalb der bunten Flyschschiefer (Seisenburger und Pernecker Schichten) gelegen sind. Glazial übersteilte Hänge, wie die Ostflanke des Gmundner Berges oder die Westflanke des Häfelberges sind ebenfalls für Massenbewegungen prädestiniert. Zahlreiche kleinere Rutschungen ließen sich entlang der Bachläufe auskartieren; hier kann auch darauf hingewiesen werden, daß die Erosion in den Bachbetten noch immer sehr hoch ist, worauf die oft steilen Grabenflanken, die fehlenden Wandergeschiebe in den Bachbetten und die Unterspülungen der Bachverbauten hinweisen.

Blatt 67 Grünau im Almtal

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen und in der Flyschzone auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von Hans Egger

In den Nördlichen Kalkalpen fanden im Berichtsjahr Begehungen im Bereich südöstlich von Steinbach am Ziehberg (Lackerbachgraben) und im Gebiet westlich und südwestlich von Grünau (Rinnbachtäler, Lainaubachtal) statt.

Südlich von Steinbach zeigt der Kalkalpennordrand einen deutlichen Versatz: er liegt östlich vom Spießengraben deutlich weiter im Norden als westlich dieses Tales. Verantwortlich dafür ist eine NW–SE-streichende Störung, welche im Geländeeinschnitt südlich des Kunzenberges und dann weiter annähernd parallel zum Lackergraben verläuft. Im Süden dieser Störung stehen gefaltete Gutensteiner Schichten an, im Norden davon Hauptdolomit. Wegen der Art des Versatzes und aufgrund der beobachteten Striemungen auf den zahlreichen Harnischflächen kann diese Struktur als Linksseitenverschiebung interpretiert werden. Es handelt sich dabei vermutlich um einen Seitenast der großen Teichlstörung, welche einen analogen Bewegungssinn aufweist (s. Bericht 1990).

Der Höhenrücken nordöstlich des Lackergrabens wird von einer nordvergenten Synklinale aufgebaut, deren Achse gegen Südosten einfällt. Über dem Hauptdolomit folgen im Hangenden Plattenkalk und Dachsteinkalk, darüber korallen- und ooidführende Rhätkalke und als jüngstes, angrenzend an den östlichen Blattschnitt, schließlich die Allgäuschichten.

Westlich von Grünau wurden die Reiflinger Schichten am Weg zum Zwillingskogel beprobt. Eine Probe aus dieser Formation, welche etwa 7 Profilmeter unter der Unterkante des Wettersteinkalkes genommen wurde (in 1330 m NN), lieferte folgende Conodontenarten (det. G. Mandl, GBA): *Gladiogondolella tethydis, „Epigondolella" mungoensis, Gondolella inclinata.* Diese Fauna belegt das späte Ladin (Langobard 2–3); der hangend folgende Wettersteinkalk setzt hier daher frühestens im jüngsten Ladin ein, vielleicht aber auch erst im Cordevol.

Das Vordere Rinnbachtal wird etwa bei Kote 601 von einer großen NE–SW-streichenden Störung gequert. Im

Osten dieser Bruchlinie steht flach bis mittelsteil gegen Nordwesten einfallender Hauptdolomit und Dachsteinkalk an, im Westen Wettersteinkalk und Wettersteindolomit. Diese Störung konnte bislang von der erwähnten Kote mehr als 3 km weit nach Südwesten, bis etwa zur Mörtelmann-Jagdhütte, auskartiert werden; von dort streicht sie vermutlich weiter in den Sattel westlich vom Schnellerplan.

Auch die nordwestliche Begrenzung des erwähnten Wettersteinkalkes ist tektonischer Natur: Im Geländeeinschnitt rund 500 m westlich der Mörtelmannhütte grenzen diese Gesteine wieder an Dachsteinkalk und Hauptdolomit an. Letzterer bildet auch den Anstieg zum Wasserkogel; das Einfallen ist dort durchwegs mittelsteil gegen Nordwesten gerichtet. Im Sattel zwischen Wasserkogel und Hochkogel verläuft eine Störung, der Hauptdolomit dort ist steilgestellt. Am Anstieg zum Hochkogel fällt der Hauptdolomit wieder gegen Nordwesten ein; der aus Plattenkalk aufgebaute Kamm zwischen Hochkogel und Wandkogel zeichnet das Schichtstreichen nach. Im Einschnitt zwischen Wandkogel und Gsolberg verläuft eine bedeutende Bruchlinie mit breiten Mylonitzonen. Diese Störung kann nach Osten zu am Südabhang des Zwillingkogels weiter verfolgt werden.

In der Rhenodanubischen Flyschzone fanden im Berichtsjahr zahlreiche ergänzende Begehungen statt; Schwerpunkte waren dabei das Laudachtal zwischen Kranichsteg und Eisengattern, das Trambachtal und schließlich, ganz im Osten des Kartenblattes, das Gebiet des Sonnberges. Im genannten Abschnitt des Laudachtales stehen gefaltete Altlengbacher Schichten des späten Maastricht und des frühen Paleozän an. Gute Aufschlüsse befinden sich vor allem an den linksseitigen Prallhängen der Laudach zwischen Kote 501 und Kote 518. Auch am Güterweg von Kaltenmarkt nach Wiesberg stehen bis zur ersten Kurve südfallende Altlengbacher Schichten an. Hangaufwärts treten dann Pernecker Schichten auf, welche entlang der großen Störung eingeklemmt sind, die knapp östlich des Laudachtales verläuft (s. Bericht 1989). Die besten Aufschlüsse der Pernecker Schichten befinden sich im Graben südlich des erwähnten Güterweges.

Die rechtsseitigen Prallhänge des Trambaches schließen westlich von Kote 637 invers gelagerte, gegen SSW einfallende Altlengbacher Schichten auf. Es handelt sich dabei um die Subformation mit reichlich harten, grauen Kalkmergeln. Diese Aufschlüsse gehören zum inversen Südschenkel einer isoklinalen Mulde, der – wie schon im letztjährigen Bericht beschrieben wurde – von den Gräben südlich vom Gasthaus Franzl im Holz zum Wieserberg und von dort weiter zu Kote 637 streicht. Einzelne Kolkungsmarken an den Sohlflächen der Kalksandsteinbänke belegen Paläoströmungsrichtungen von Westen nach Osten. Rund 1 km nordwestlich von den Aufschlüssen im Trambach, nämlich im Graben nördlich vom Badeteich bei St. Konrad, ergaben mehrere Messungen analoge Werte. Dort stehen aufrecht gelagerte, südfallende Altlengbacher Schichten des höheren Maastricht (*Lithraphidites quadratus*-Zone) an.

Zu der inversen Abfolge im Trambachtal gehört auch noch die Zementmergelserie des Hochriedels und jene im Graben westlich von Hochbuchegg. Gegen Süden, hangaufwärts, schließt an das zuletzt genannte Vorkommen dann eine Schuppenzone an. In dieser konnte etwa 300 m westlich von Hochbuchegg ein Vorkommen von Helvetikum auskartiert werden. Es handelt sich dabei um einen mehrere Kubikmeter großen Block von gelben, etwas glaukonit-führenden Nummulitenkalk. Der Block liegt in einer auffälligen Verebnungsfläche.

Gegen Süden zu steigt von dort das Gelände wieder steiler an, und es sind gute Aufschlüsse von Seisenburger Schichten zu beobachten. Dann folgen grobkörnige braune Sandsteine, deren Schwermineralspektren (det. W. SCHNABEL, GBA) deutlich von Granat dominiert werden, daneben treten hohe Apatitgehalte (bis 26 %) auf. Vermutlich gehören diese Sandsteine zu den Reiselsberger Schichten.

Am Sonnberg und Ziehberg wurden die Gräben nördlich vom Kernwirt aufgenommen. In den tiefergelegenen Teilen dieser Einschnitte wurden Grundmoränenaufschlüsse beobachtet. In etwa 650 m NN stehen stark zerbrochene Kalksandsteine und Kalkmergel an. Nach dem Nannoplanktonbefund handelt es sich dabei um Neokomflysch. Aus der verrutschten rechten Grabenflanke treten in 660 m NN Rollstücke von roten Peliten hervor; sie scheinen die Position einer Störung zu markieren. Bachaufwärts folgen dann Aufschlüsse mit reichlich Kalkmergel, die zu den Altlengbacher Schichten gehören. Das Einfallen ist hier meist steil gegen Norden gerichtet. Auf der anderen Seite des Kammes, in den Gräben östlich vom Kronbauer, stehen dagegen südfallende Bänke an.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 67 Grünau

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Quellgebiet der Laudach sind südlich Klamm sehr unterschiedliche Ablagerungen des Quartärs entwickelt, die nur zum geringen Teil der Aktivität des Laudachgletschers entsprangen, wie dies S. PREY (Z. Gletscherk., 1956) annahm.

Südlich der Häuser von Klamm liegen auf dem Rücken östlich des Baches unterhalb Radmoos grober Schutt aus Kalken und Breccie dem Flysch auf. Der matrixreiche Schutt ist teils einige Meter mächtig, teils aber nur auf eine dünne Decke beschränkt. Er findet sich ebenso auf dem SW-Hang des Rückens, der den Graben von Klamm vom Laudachtal trennt. In den beiden kleinen Gräben westlich Kote 659 m ist diese Ablagerung tiefreichend aufgeschlossen. Es handelt sich dabei vorwiegend um Karbonatschutt des Traunsteins, der auch bis m^3-große Blöcke der älteren Gehängebreccien vom Fuß des Traunsteins (westlich Laudachseealm) führt. Die groben sowie die feinen Komponenten des Schuttes zeigen keinerlei Rundung und schwimmen in einer tonig-schluffigen, blaugrauen Matrix, die nur eine geringe Konsolidierung zeigt. Es handelt sich bei diesen Ablagerungen um mächtige, periglaziale Schuttströme, die als Blockgletscher während der Eiszeit durch die starke Schuttproduktion am Nordrand der Kalkalpen entstanden. Diese wurde sicher auch durch die Auflage der harten, steifen kompetenten Karbonate auf den verwitterungsanfälligen, weichen inkompetenten Tonschiefern und Mergeln gefördert. Dabei sind morphologisch mehrere Generationen zu erkennen. So stellen die beiden endmoränenartigen Rükken westlich Kote 695 m randliche Reste zweier solcher Bildungen dar, die heute bereits durch die Bäche wieder zerschnitten sind, wodurch erst die wallartige Form ent-

stand. Nur die jüngste Form in ca. 750 m unterhalb der Forststraße Klamm – Laudachsee ist noch weitgehend intakt.

Das Alter diese Schuttströme ist wohl würmzeitlich, wobei die intakte Form dem beginnenden Spätglazial zuzuordnen sein wird. Die höchst gelegenen, speziell die gering mächtigen Reste auf dem Rücken südlich Klamm, könnten auch aus älteren Eiszeiten (Riß) stammen, was auch durch die fortgeschrittene Verwitterung (Korrosion) der Blöcke angezeigt werden könnte, wenn diese nicht auf stärkere Lösungsvorgänge in der durch Flyschschutt (pH-Wert) dominierten Verwitterungszone zurückzuführen ist.

Weiters finden sich SE der Kote 695 m die selben Ablagerungen, die den Hang bis gegen Kote 855 m aufbauen. Diese werden von den westlichen durch den Flyschrükken getrennt, der von Kote 695 m bis zur Kuppe 930 m westlich der Kote 855 m zieht.

Die Ablagerungen des Schuttstromes gehen von wallartigen Rücken aus, die parallel zur Laudach verlaufen und hoch über dieser auslaufen. Eine äquivalente Form, ebenso aus dem unbearbeiteten, groben Schutt, findet sich auf dem Rücken östlich der Laudach, die hoch über dem Schrattenbach vor der Mündung in die Laudach ausstreicht. Dieser Schutt bedeckt den Rücken nur zur Hälfte, so daß der nächste, östlich gelegene Graben nur noch im Flysch verläuft.

In den tieferen Teilen der Hänge zur Laudach zu finden sich einerseits an der Forststraße oberhalb der Schrattenbachmündung, andererseits am orographisch linken Ufer in kleinen Rutschungen (alter, verfallener Weg) wesentlich besser gerundete und manchmal gekritzte Geschiebe in einer feinkörnigen, gut konsolidierten Grundmasse. Es sind dies Grundmoränen des Laudachseegletschers, der in einer steilen engen Zunge bis in diesen Raum (Zusammenfluß Laudach-Schrattenbach) gereicht hat. Durch die Verteilung der verschiedenen Sedimente ergibt sich, daß diese Gletscherzunge zumindest randlich – wenn nicht völlig – von grobem Karbonatschutt bedeckt war, der dann weiter talaus als Schuttstrom weiter vordrang, da hier keinerlei Moränenablagerungen zu finden waren. Die durch die Schuttströme erfolgte Verfüllung des Tales (Kote 695 – Klamm) hat dazu geführt, daß die Laudach weiter nordöstlich ein neues Tal anlegte, das heute steil in den Flysch eingeschnitten ist. Wahrscheinlich erfolgte diese Verlegung aber nicht erst nach der letzten Eiszeit.

Der Gletscher der letzten Eiszeit im Becken des Laudachsees läßt sich an seinem linken Ufer gut rekonstruieren. Er verlief von der Kote 855 m nach SW um die Kuppe 930 m herum, an deren Südseite kleine Wallformen eine Höhe von 920 m für den Eisrand markieren. Der flache Sattel westlich der Kuppe 930 m wurde noch vom Gletscher mit einer kurzen Zunge überflossen. Weiter südlich lag der Eisrand dann am Steilabfall der älteren Gehängebreccie. Über diese kurze Eiszunge ist viel Schutt (Breccie sowie Kalke) transportiert worden, der dann den Schuttstrom nach Norden bildete. NE des Katzensteins ist eine ausgedehnte Massenbewegung entstanden, die die tiefe Kerbe im Hang verursachte. Die Abrißnische greift bis auf 1060 m Höhe bis an die Überschiebung der Kalkalpen zurück. Darunter zeigen sehr scharfe, frische Formen zumindest nicht lange zurückliegende Bewegungen in manchen Teilen an.

Unterhalb der Straße in ca. 900–920 m Höhe ist morphologisch ein Übergang von einzelnen, bewegten Schollen zu langgestreckten Rücken, die der Fallinie folgen, zu erkennen. Ab hier ist in den Gräben nur Murenschutt mit tonig-schluffiger Matrix aufgeschlossen. Diese mächtigen Murenschübe haben auch dazu geführt, daß die Laudach an die orographisch linke Böschung gedrängt wurde, wo sie die grobblockigen Moränen unterschneidet. Daß diese Bewegungen auch über den Zeitraum unmittelbar nach dem Abschmelzen des Eises angedauert haben, wird dadurch angezeigt, daß es der Laudach bis jetzt nicht gelang, ein ausgeglichenes Gefälle herzustellen, sie muß östlich Kote 855 m eine hohe Steilstufe überwinden.

Im Bereich der Laudach ist oberhalb der Mündung mit dem Schrattenbach mächtiges Murenmaterial aufgeschlossen, das das nördlichste Ausgreifen dieser Murentätigkeit anzeigt. Innerhalb dieser Materialien war ein Horizont mit organischen Resten (Blätter, Äste, Holzstücke) zu finden, der einer Zone stärkerer Verwitterung und Oxydation auflag. Das ca. 5 m mächtige hangende Murenmaterial war völlig unverwittert.

Zwei ^{14}C-Datierungen an größeren Holzstücken aus diesem Horizont ergaben übereinstimmende Ergebnisse:

VRI 1234 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2470–2330) und
VRI 1235 3900 ± 50 BP (calibriert BC 2580–2330).

Dies bedeutet, daß der jüngste Murenstrom, der das Laudachtal auffüllte, in dem Zeitraum zwischen 2580 und 2330 vor Christi Geburt erfolgte.

Weitere kleinere Massenbewegungen im Fels entstanden durch die Ausräumung der Täler nach der Eiszeit am orographisch rechten Ufer der Laudach bei Klamm und am südlichen Hang des Schrattenbaches, ca. 500 m östlich seiner Mündung in die Laudach.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich Kasberg – Meisenberg auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Zur geographischen Lage und tektonischen Position des Kartierungsgebietes

Das Kasbergmassiv ist ein etwa 100 km² umfassendes, zwischen dem Almtal, Steyerlingtal, der Hochsalmgruppe und dem Toten Gebirge gelegenes Mittelgebirgsmassiv, das im wesentlichen aus zwei tektonischen Stockwerken, nämlich der tieferen Höllengebirgsdecke und der höheren Totengebirgsdecke aufgebaut ist. Beide tektonische Einheiten werden dem Tirolikum zugerechnet.

Der Nordteil des Kartierungsgebietes wird im Bereich des Wallibach-Grabens von der relativ einfach gebauten, tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (hauptsächlich Hauptdolomit, der im Osten in Plattenkalk übergeht) eingenommen, während die tektonisch höher positionierte Totengebirgsdecke (Deckengrenze auf etwa 1100 m SH) mit einer vorläufig noch schlecht erfaßten Schuppenabfolge verschiedener mitteltriadischer Schichtglieder den oberen Teil der Spitzplaneck-Kasberg-Roßschopf-Gruppe aufbaut. Die Deckengrenze zwischen Höllengebirgsdecke und Totengebirgsdecke kann am bequemsten entlang des von der Jh. Wallibach nach Norden in Richtung Kasberg führenden Jagdsteiges studiert werden.

Der dem Kasbergmassiv südlich vorgelagerte Meisenberg-Rabensteinzug stellt den Südteil des Kartierungsgebietes dar und wird allgemein der aus tieferer Mitteltrias bestehenden Basis der Totengebirgsdecke zugeordnet. Entsprechend der deckenbasisnahen Position ist diese

Mitteltriasabfolge stark tektonisiert und verschuppt worden. Die tektonofaziell äußerst interessante tirolische Stellung dieser Mitteltrias ist Ziel der gegenwärtigen Untersuchungen, die vor allem von Doz. Dr. Leopold KRYSTYN vorangetrieben werden. Ihm verdanke ich neben der Bestimmung der Conodonten manchen wertvollen Hinweis für meine Kartierungsarbeiten.

Mitteltrias im Bereich Meisenberg – Rabenstein

Für das Anis konnte im Bereich des unteren Rabensteines (gute Aufschlüsse vor allem entlang der neuen Forststraße, die vom Rabenstein Richtung Langscheidalm führt) folgende Abfolge erfaßt werden:

- Unteres Anis – Gutensteiner Kalk
  Zumeist dunkelgrau bis schwarz gefärbter, bituminöser, dünnbankig-dünnschichtiger Kalk mit ebenen Schichtflächen, dessen Mächtigkeit 100 m nicht überschreiten dürfte (häufig tektonisch zugeschnitten und verfaltet); nicht selten ist der durch wurstförmig-gekrümmte Marken gekennzeichnete "Wurstelkalk" zu beobachten;
- Mittleres Anis – Knollenkalk
  Im Bereich des Rabensteines auf etwa 1000 m SH ist gut der Übergang von typisch ebenflächig-dünnbankigem Gutensteiner Kalk in zunächst noch dünnbankige, sehr knollige, feinspätig-dichte, dunkelgraue-schwarze Kalke des Unter-Pelson (*Nicorella kockeli*) zu beobachten. Diese Knollenkalke gehen nun allmählich in zumeist noch dunkle, im Hangenden eher braungraue bis seltener mittelgraue, meist feinspätige, durchwegs dm- (und dicker) gebankte knollig-welligschichtige Kalke (denen im Liegenden lagenweise auch mittelgraue, dünnschichtig-ebenflächige Kalke eingeschaltet sind) über. Eine Conodontenprobe aus dem obersten Abschnitt der dm-gebankten, mittel- bis braungrauen Knollenkalke, die hier stellenweise auch (sekundär) dolomitisiert sein können, ergaben Ober-Pelson-Alter (*Gondolella bifurcata*). In diesem höheren Abschnitt des mittelanisischen Knollenkalkes sind Einschaltungen von dunklen Biogenschuttkalken mit Crinoiden und Bivalven zu beobachten. Der unmittelbar darüber folgende Wettersteindolomit des Brunnkogels ist diesen mittelanisischen Knollenkalken mit großer Sicherheit tektonisch aufgelagert.

Interessant ist ein im Bereich des oberen Rabensteines auf etwa 1300 m SH (etwa 800 m SSW' K.1647 Roßschopf) zwischen dem Gutensteiner Kalk und dem mittelanisischen Knollenkalk eingeschaltetes, geringmächtig wandbildendes Band von teils undeutlich gebankten bis massigen, teils dünnschichtig bis dm-gebankten ebenflächig bis welligschichtigen, mittel-dunkelgrauen feinspätigen Kalken, die z.T. Brachiopoden, z.T. dunkle, mittelkörnige Crinoidenspatkalke führen. Dieses Schichtglied, aus dem eine Schliffprobe mit ?Meandrospiren, *Pilammina densa*, und anderen Foraminiferen gewonnen wurde, habe ich vorerst als Steinalmkalk bezeichnet und findet sich z.B. auch in einem wiederum wandbildenden schmalen Streifen an der Forststraße etwa einen Kilometer WSW' der Langscheidalm wieder.

Der oben bereits erwähnte Wettersteindolomit ist stets als massiger, kleinklüftiger, hellgrau bis weiß gefärbter Dolomit entwickelt und lagert offensichtlich immer tektonisch den unter- und mittelanisischen Gesteinsserien auf. An der Südseite des Meisenberges lagert der Wettersteindolomit oftmals den unteranisischen Gutensteiner Kalken auf und spiegelt somit einen sehr engen, lamellenförmig anmutenden Schuppenbau wieder.

Interessanterweise sind im Bereich unmittelbar nordöstlich der Iserwiese helle Wettersteinkalke in Form von hellmittelgrauen, massig bis undeutlich gebankten, feinspätigen Kalken dem Dolomit, aber auch den Gutensteiner Kalken eingelagert. Eine Conodontenprobe aus einer hellen Massenkalkrippe 700 m ENE' der Iserwiese ergab unterladinisches Alter dieses offensichtlich beckennahen Wettersteinkalkes (undeutliche Bankung!).

Tektonik im Bereich Meisenberg – Rabenstein

Der tektonische Baustil des Meisenberg – Rabenstein-Zuges ist durch einen auffällig lamellenförmigen Schuppenbau dünner, rasch auskeilender Mitteltriasschichtglieder mit starker Internfaltung charakterisiert. Zusätzlich wird dieser Schuppenbau durch etwa N–S-streichende Störungen bzw. Störungszonen an der Südseite des Meisenberges kompliziert. Besonders auffällig ist der deutlich ausgeprägte Einschnitt zwischen Meisenberg und Rabenstein, bei dem entlang einer N–S-streichenden Störungszone in der westlichen Grabenflanke die Gutensteiner Kalke mit den mittelanisischen Knollenkalken und den hellen Wetterstein-(?Steinalm-)kalken verschuppt worden sind. Einen ähnlich engen, mehr lamellenförmig W–E-streichenden Schuppenbau findet man oberhalb der Forststraße 600 m WSW' der Langscheidalm wieder.

Die b-Achsen-Analyse aus dem Bereich Meisenberg – Rabenstein zeigt zwar stark streuende, zumeist jedoch nach SW und auch ESE einfallende Faltenachsen. Das generelle Einfallen der Schichtflächen ist gegen Süden gerichtet.

An der Nord- und der Westseite des Meisenberges ist die flach nach Süden einfallende Deckengrenze zwischen der tektonisch höheren Totengebirgsdecke und der tektonisch tieferen Höllengebirgsdecke (Gutensteiner Kalk auf Hauptdolomit der Höllengebirgsdecke) gut verfolgbar.

Mitteltrias an der SW-Seite des Kasberg–Roßschopf-Zuges

An der SW-Seite des Kasberg – Roßschopf-Zuges treten oberhalb der Deckenbasis der Totengebirgsdecke weit verbreitet stark verfaltete Gutensteiner Kalke in tektonisch bedingt übergroßer Mächtigkeit auf. Ein in etwa 1300 m SH gut durchverfolgbares Dolomitband ermöglicht eine Untergliederung in eine tiefere, weitestgehend aus 80–100 m mächtigem Gutensteiner Kalk bestehende Schuppe, die sich offensichtlich in den Meisenbergzug fortsetzt, und in eine höhere, aus Gutensteiner Kalk, „Steinalm/Annaberger Kalk" und Reiflinger Kalk zusammengesetzte Schuppe, die bis an den Gipfelkamm des Kasbergmassives heranreicht. An dieser offenbar sehr flach gelagerten (evtl. subparallel zur Deckengrenze verlaufenden) Schuppengrenze tritt 450 m E' Jh. Wallibach in etwa 1300 m SH eine Kalkrippe aus dickbankigen bis massigen, hellmittelgrauen feinspätigen Kalken vom Typus Steinalm- oder Wettersteinkalk auf. Diese Situation ist auffälligerweise gut mit den Verhältnissen SE' der Iserwiese, wo sich diese Schuppengrenze evtl. fortsetzt, vergleichbar.

In der tieferen Schuppeneinheit ist das mittlere Anis scheinbar völlig abgeschert worden, lediglich die an der Oberkante der Gutensteiner Kalke vereinzelt auftretenden Crinoidenkalke und auch seltener Knollenkalke dürften als erste Indizien für „basales Mittelanis" gewertet werden können.

Vollkommener erhalten ist die Abfolge der höheren Schuppeneinheit des Kasberg – Roßschopf-Kammes. Sie

beginnt wiederum mit unteranisischem Gutensteiner Kalk, der im Hangendsten heller, zunehmend dickbankiger und spätiger entwickelt ist und von folgendem, etwas eigenständig anmutendem Schichtglied, das offensichtlich den gesamten Wandzug an der Kasberg – Roßschopf-SW-Seite aufbaut, abgelöst wird:

- Zunächst noch dünnbankige bzw. dm-gebankte, welligschichtige aber auch ebenflächige, mittelgraue, feinspätige, teilweise auch feinkörnige Kalke.
- Darauf folgen mittel- bis dunkelgraue, spätige Bankkalke (teilweise grobspätige Crinoidenkalke), die im Liegenden noch mehr dünngebankt–welligschichtig, im Hangenden jedoch durchwegs dm-gebankt und mehr ebenflächig ausgebildet sind.

Für dieses Schichtglied wurde vorläufig die sich auf lithologische und stratigraphische Überlegungen stützende, vorläufig noch weitgespannte Bezeichnung „Steinalm-Annaberger Kalk" verwendet. Im Bereich des Roßschopf-Gipfels folgen auf etwa 1600 m SH helle (teilweise auch mehr mittelgraue), spätige Hornsteinkalke, die spärlich auch Filamente führen.

Tektonik des Kasberg – Roßschopf-Zuges

Wie schon im letzten Kapitel erwähnt, vermute ich, daß die Totengebirgsdecke des Kasberg – Roßschopf-Zuges von zwei flach übereinander liegenden Mitteltriasschuppen aufgebaut wird. Die tiefere dieser beiden Schuppeneinheiten dürfte sich direkt in den Meisenbergzug fortsetzen, während die höhere Schuppeneinheit den oberen Teil des Kasberg – Roßschopf-Zuges bildet.

Die gemessenen Faltenachsen in diesem Bereich zeigen ein durchaus gut ausgeprägtes Maximum flach in Richtung Südwest. Die tektonische Hauptbeanspruchung des Kasberggebietes könnte somit in Richtung (N) NW erfolgt sein, allerdings sind häufig auch Querfalten zu beobachten. Das generelle Schichteinfallen – so ein solches überhaupt erkennbar ist – dürfte gegen Südosten gerichtet sein.

Im Gebiet zwischen Kasberg und Spitzplaneck (K. 1617) konnten zwei bedeutende Längsstörungen beobachtet werden. Die eine Störung läuft NE–SW-streichend von einem deutlichen Einschnitt 350 m NW' des Kasberggipfels (K. 1747) in einen in den Röllgraben einmündenden Seitengraben, wobei der SE-Flügel gegenüber dem NW-Flügel etwas angehoben wurde (Vertikalversatz etwa 50 m) – wie es sowohl aus der Morphologie (versetzte Felswände) als auch aus der versetzten Deckengrenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke deutlich abgelesen werden kann.

Eine weitere Störung stellt den deutlichen Einschnitt unmittelbar am Ausgang des kleinen Kares östlich des Spitzplanecks dar und verläuft etwa W–E bei steilem südlichen Einfallen. Auch in diesem Fall ist der Südflügel steil auf den Nordflügel aufgefahren. Harnischflächen in diesem Bereich zeigen neben dip slip auch oblique slip Bewegungen (revers sinistral) an.

Die Höllengebirgsdecke im Wallibach-Graben

Im etwa W–E-streichenden Wallibach-Graben, der etwa 1 km N' Wh. Jagersimmerl in das Almtal mündet, tritt die tektonisch tiefere Höllengebirgsdecke halbfensterartig unter der darauflagernden Totengebirgsdecke hervor. Die in diesem Bereich flach antiklinalförmig gebaute Höllengebirgsdecke besteht weitestgehend aus stets gut gebanktem Hauptdolomit, der nördlich des Grabens nördliches bis nordöstliches, südlich des Grabens östliches bis südöstliches Einfallen zeigt. Daraus ergibt sich eine flach nach Osten abtauchende Antiklinale, die von der Deckengrenze zwischen Höllen- und Totengebirgsdecke schräg abgeschnitten wird, da der über dem Hauptdolomit folgende Plattenkalk, der im Bereich der Jh. Wallbach etwa 40–50 m mächtig wird, gegen Süden zu an der Deckengrenze rasch auskeilt.

Im Bereich unmittelbar westlich der Jh. Wallibach ist der allmähliche Übergang von Hauptdolomit in Plattenkalk gut zu beobachten:

Zunächst schalten sich nur vereinzelt dolomitische Kalkbänke in die noch überwiegend dolomitisch entwickelte Hauptdolomitserie ein; diese „Übergangsschichten" sind etwa 80 m mächtig. Darauf folgt der vorwiegend kalkig entwickelte Plattenkalk in einem zwischen 1100 m SH und 1170 m SH liegenden Band zwischen Jh. Wallibach und dem Röllgraben. Dabei handelt es sich um

- gut dm-gebankte bis dickbankige, ebenflächige mittelgraue–braungraue, feinkörnig-feinspätige Kalke, wechsellagernd mit
- cremegrauen–mittelgrauen Dolomiten, teilweise mit Algenlaminiten und
- (dunkler)mittelgrauen, bituminösen, feinspätigen, dolomitischen Kalken.

Ausblick

Die vorläufig noch recht unvollständig erfaßte Mitteltrias der Totengebirgsdecke soll neben der Auflösung der tektonisch komplexen Situation Ziel der Kartierungsarbeiten im Jahr 1992 sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von Beatrix Moshammer
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Das vorgegebene Gelände bildet den südöstlichsten Ausschnitt des Kartenblattes und ist nach N und W folgendermaßen begrenzt: Bergkamm des Hochstein (1405 m), SE-Flanken von Jausenkogel (1514 m) und Schwalbenmauer (1657 m) bis Steyrer Hütte, von dort nach S über den Sattel zwischen Roßschopf (1647 m) und Brunnkogel (1063 m) in die Hetzau.

Die tektonische Zuordnung nach A. Tollmann (1976) erfolgt zur Totengebirgsdecke, nahe deren N-Rand. Diese flach SSE-abtauchende Großstruktur ist im N und NW des Gebietes durch Gutensteiner-, Steinalm- und Reiflingerkalke erschlossen, der Zug des Hochkogel (1193 m) bis zur Kirchdorfer Hütte im W, sowie der gesamte Bereich der Steyrling S der Einmündung des Zösenbaches über Brunnkogel (1063 m), Hundskogel (1167 m) und Ring bis zur Hetzau wird von Wettersteindolomit, sehr untergeordnet von Wettersteinkalk, aufgebaut. Nahe des S Kartenblattrandes finden sich, bisher nur im W nachgewiesen, Hinweise auf eine saigere, E–W-streichende Störung durch ebenso streichende Gutensteinerkalke im Sattel S des Sandberges (1106 m), die N an Wettersteindolomit grenzen, und durch mylonitisierte, buntgefärbte Dolomite und tektonische Schürflinge von Nordalpinen Raiblerschichten, ca. 1200 m E im Sandgraben bei 800 m SH. In relativem stratigraphischem Verband treten Nordalpine Raiblerschichten bis auf wenige Ausbisse, wie in der W' und N' Felsrinne des Schranken (1482 m) und in der Hinteren Hungerau, am S' Anschlußblatt (ÖK 97 Bad Mitterndorf) auf. In letzterem umfangreichstem, obgleich ebenfalls tektonisch begrenztem Vorkommen, im SW' Tal-

schluß der Hinteren Hungerau bei ca. 800 m SH, werden sie durch 1–2 m mächtige, dunkle, arenitische, biogenreiche Kalke mit ockergelber Verwitterungsfarbe und hangenden bis zu 3 m mächtigen schwarzen Schiefertonen mit rostbraun verwitternden Sandsteinlagen vertreten.

Im N' Teil des Kartierungsgebietes fehlt bisher mangels stratigraphischer und mikrofazieller Untersuchung die Erstellung eines, oder faziell bedingt, mehrerer stratigraphischer Referenzprofile, beziehungsweise der Nachweis von Schuppengrenzen. Daß jedoch mit tektonischer Wiederholung zu rechnen ist, zeigt das Profil Moltertal (entlang des WNW' Zösenbach-Zuflusses).

Vom Liegenden zum Hangenden, bei flachem bis mittelsteilem Einfallen nach SE, ist folgendes Profil aufgeschlossen: Dünngebankte Gutensteinerkalke im Bereich Schönstellhütte (920 m SH) gehen über in helle, dicker gebankte, arenitische Kalke (?Steinalmkalk). Von 905 m SH bis 870 m SH treten diese Kalke Steilstufen bildend und in teilweise stark gestörter Lagerung auf. Neben dolomitisierten Störungsbereichen sind dolomitische Feinkonglomerate bis -brekzien mit grüner toniger Matrix eingeschaltet. An die letze Steilstufe schließt ein flacher Abschnitt mit Moränenbedeckung an, in dem bis zum N' Zufluß bei 850 m SH, hellbräunliche, welligschichtige Hornsteinlagen oder -knollen führende Reiflingerkalke stellenweise aufragen. Ohne aufgeschlossenen Kontakt setzt sich das Profil fort mit ebenflächig bis knollig-flaserig dünngebankten, dunklen Kalken, vermutlich Gutensteinerkalken, die ebenso, stark ausgekolkt, in der anschließenden Schlucht bis ca. 800 m SH SE Moltertalhütte anstehen. Die nächste, weiterhin schluchtartige Grabenbiegung geht auf die konkordant, nach allmählichem Übergang folgenden Steinalmkalke zurück. Diese dicker gebankten, hellen, arenitischen, bereichsweise dolomitisierten Kalke mit stylolithisch überprägten Schichtflächen und im Liegenden „löchriger" Anwitterung werden nach Schätzung 15 m mächtig und bei ca. 775 m SH gefolgt von hellen, arenitischen, leicht welligschichtigen Kalken mit Hornsteinknollen. In der anschließenden, großteils schotterbedeckten Verebnung steht weiterhin arenitischer Kalk mit Hornsteinen an. Zwischen 765 m SH und 755 m SH ist eine Kalk-Mergel-Wechsellagerung aufgeschlossen, die reichlich Crinoidenstielglieder und Brachiopodenschalen führt. Ebenfalls in ihrem Verband treten -2 cm mächtige Hornsteinbänke und -knollen auf. Flaser- und Knollenkalke mit einer bläulich-braunen Mergeleinschaltung schließen diese Wechsellagerung ab. Eine weitere Steilstufe zwischen 755 m SH und 740 m SH wird von Steinalmkalken aufgebaut, die sich nach einer kurzen Schuttverebnung bis ca. 725 m SH fortsetzen. Ähnlich wie bei 775 m SH tritt Hornsteinführung am Top hinzu. Nach einer Aufschlußlücke von 10 m trifft man erneut auf eine Wechsellagerung bestehend aus dünnplattigen, feingeschichteten Mergeln und aus crinoiden- und brachiopodenreichen Kalkbänken, sowie wenigen dünnbankigen Hornsteinlagen und -knollen. Bei 710 m SH – von NNE mündet ein Seitenbach – schließen Flaser- und Knollenkalke an. Rasch entwickeln sich daraus hornsteinführende, welligschichtige, mittelbraune Kalke (Reiflingerkalke), in die sich bis 705 m SH der Bach einschneidet, während sie danach nur die N' Grabenflanke aufbauen und durch eine bachparallele Störung (ca. 40/90) von Wettersteindolomit getrennt sind. Damit ist der Ausgang des Moltertales erreicht.

Das flache Relief im Mündungsbereich in den Zösenbach wird durch Grundmoräne und Alluvionen bestimmt. Sowohl auf dem S' Mol-tertal anschließendenBergrücken als auch auf der SE-Flanke des Hochkogel-Bergrückens bis in den Zösenbach wechseln hornsteinführende Reiflingerkalke mit Wettersteindolomit. Ihre Grenzen entsprechen, was noch einer Klärung bedarf, vermutlich großteils tektonischen (vgl. Ch. KRÜGER,1987).

Quartäre Sedimente wurden ausschnittweise erfaßt. Es handelt sich um max. bis 3 m mächtige Grundmoränenablagerungen, um eine fragliche Eisrandterrasse in der Hungerau sowie um ein Vorkommen von Bändertonen am Talboden ebendort.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 67 Grünau im Almtal

Von ANDREAS SCHINDLMAYR
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die diesjährige Kartierungsarbeit umfaßte das kalkalpine Gebiet gleich NW des Almsees, und zwar wurde der Bereich vom Karbach im N über den Auerbachriedel, den Baderriedel, den Wolfsberg bis zum Ballkogel und Weißeneggbach am Südrand des Kartenblattes kartiert. Das Aufnahmsgebiet erschließt den Südteil der Staufen-Höllengebirgsdecke und den Stirnbereich der Totengebirgsdecke.

Neben den verbreiteten glazialen Ablagerungen konnten im Arbeitsgebiet folgende Formationen unterschieden werden:

- Plattenkalk (Dachsteinkalk)
- Hauptdolomit
- Wettersteindolomit (Ramsaudolomit)
- Gutensteiner Kalk
- Werfener Schichten

Der Bereich zwischen dem Karbach und der Wolfsberg-N-Flanke kann der Staufen-Höllengebirgsdecke zugeordnet werden, und wird von einheitlich flach oder söhlig gelagertem, nach N bis NE einfallendem Hauptdolomit aufgebaut. Der graue bis typisch braune, leicht bituminös riechende Dolomit ist dabei deutlich meist im m-Bereich gebankt. Relativ häufig kommen verschiedene Ausbildungen von Stromatolithen vor. Während der Hauptdolomit im N (Auerbachriedel) ungestörte Lagerung aufweist, so ist er im S (Kalter Graben, Baderriedel) zunehmend verfaltet und tektonisch beansprucht, wobei in diesem Bereich oft cm-mächtige, steilstehende Mylonithorizonte und viele Harnischflächen auftreten.

Am oberen Baderriedel in etwa 1000 m Sh. kündigen gegen die Hangendgrenze des Hauptdolomits erste mehrere m mächtige Einschaltungen eines bräunlichgrauen Kalkes das Einsetzen des Plattenkalkes an (westliche Kartierungsgrenze).

In der Wolfsberg-N-Flanke ist die Überschiebungsgrenze der Totengebirgsdecke über den Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirgsdecke aufgeschlossen, die offensichtlich als westliche Fortsetzung der Kasbergüberschiebung verstanden werden kann (vgl. auch GEYER, 1910 u. 1911; SPENGLER, 1959; TOLLMANN 1977). Die basalen Anteile der Totengebirgsdecke beinhalten hier in normaler Schichtfolge flach bis mittelsteil nach S bis SE einfallende Gutensteiner Schichten und Wettersteindolomit.

Der Gutensteiner Kalk läßt sich etwa vom Wh. Jagersimmerl nach W durch die gesamte Wolfsberg N- und W-Flanke verfolgen, und reicht schließlich bis in den un-

teren Dürrenbachgraben. Der meist ebenflächige und dünnschichtige, cm bis dm gebankte, und vor allem in der Wolfsberg N-Flanke teilweise eng gefältelte Gutensteiner Kalk wird bis zu 100 m mächtig. In größerer Mächtigkeit (>300 m) tritt der Gutensteiner Kalk im Dürrenbachgraben in Verbindung mit einem grauen, ebenfalls bituminösen (Gutensteiner) Dolomit auf, in dem an einer Stelle massenhaft Crinoidenstielglieder vorkommen (Dürrenbachgraben in 710 m Sh.).

In den höheren Partien der Gutensteiner Kalke schalten sich immer wieder massige, mehrere m mächtige und stark bituminöse Kalke ein, die kleine Wandstufen bilden (z.B. Wolfsberg W-Flanke in 880 m Sh.). Gelegentlich sind in seinen Hangendpartien die Schichtflächen auch unregelmäßig gewellt und zeigen knollige Strukturen (z.B. Wolfsberg-ENE-Grat in 940 m Sh.). Es fehlen jedoch die für die Reiflinger Kalke typischen Hornsteinknollen, um diese Kalke sicher als solche ansprechen zu können. In der Wolfsberg-N-Flanke ist innerhalb der Gutensteiner Schichten ein massiger, graubrauner und bitumenhältiger dolomitischer Kalk eingeschaltet, welcher eine 100 m hohe, markante Wandstufe (etwa 500 m W vom Wh. Jagersimmerl in 800 m Sh.) bildet. Möglicherweise handelt es sich dabei um eine Variante der Gutensteiner Schichten.

Der Übergang von Gutensteiner Kalk zu Wettersteindolomit ist einerseits durch beginnende Wechsellagerung des dunklen Kalkes mit hellerem Dolomit gekennzeichnet (z.B. N Wolfsberg Gipfel in 950 m Sh.), zum anderen tritt über den Gutensteiner Kalken ein anfangs dunkelgrauer bis bräunlicher, von Calzitadern durchsetzter Dolomit auf, der kontinuierlich in den hellen Wettersteindolomit überleitet (z.B. Wolfsberg-W- und SW-Flanke).

Der weitgehend massige und ungebankte, löchrig verwitternde Wettersteindolomit (Ramsaudolomit i.e. S.) dominiert den südlichen Teil des Kartierungsgebietes (Ballkogel – Wolfsberg). Im Bereich des Ballkogels läßt die Mylonitisierung des Dolomits auf eine starke tektonische Beanspruchung schließen, deren Ursache eventuell in einer südlich anschließenden Schuppen- oder Deckengrenze mit Werfener Schichten an der Basis zu suchen ist.

Südlich dieses Wettersteindolomitareals befindet sich im Weißeneggbachgraben an der Forststraße zwischen Kote 624 und südlichem Kartenrand ein sehr guter Aufschluß von steil SW- bis SE-einfallenden und intensiv gefalteten Werfener Schichten. Diese bilden hier eine Serie von roten, grünen bis braunen, schiefrigen Silt- und Sandsteinen (cm- bis dm-mächtig) mit Glimmerschüppchen an den Schichtflächen und grauen mergeligen Karbonaten (dm-mächtig) mit Mergelzwischenlagen.

Einen wichtigen Anteil im Kartierungsgebiet bilden die teilweise mächtigen und weit verbreiteten glazialen Ablagerungen (vor allem Grundmoränen und Eisrandterrassen). Schöne Grundmoränenaufschlüsse mit Mächtigkeiten von mindestens 10 bis 20 m finden sich z.B. an den Hängen südlich des Karbachgrabens oder entlang der Forststraße an der S-Seite des Auerbachs (z.B. in 610 m Sh. oder NE der Weiße-Mauer-Hütte in 725 m Sh.). Die Moränen enthalten an Komponenten Werfener Schichten, Lunzer Schichten, Dachsteinkalk, Jura Rotkalk und Radiolarit. Im Weißeneggbachtal wird an der orographisch linken Talseite in etwa 660 m Sh. die Eisrandterrasse oberhalb der Werfener Schichten durch einen Graben (2. Graben nach der 2. Wildbachverbauung flußaufwärts) angeschnitten. Hier sind Bänderschluffe mit eingelagerten, schräg geschichteten Kiesen und Sanden eindrucksvoll aufgeschlossen.

Im gesamten Aufnahmsgebiet findet man in Höhen bis über 1000 m Sh. häufig Moränenstreu und erratische Blöcke (vor allem megalodontenführende Dachsteinkalke).

Die Kuppen und Hügel am Talboden zwischen Auerbachmündung und Wh. Jagersimmerl werden von G. ABELE (1970: Mitt. Österr. Geogr. Ges., **112**) als Reste jenes Bergsturzmaterials interpretiert, welches vom Hochplatterkogel auf den abschmelzenden Hetzaugletscher gestürzt sein soll.

Blatt 69 Großraming

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 69 Großraming

Von DIRK VAN HUSEN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Jahren 1990 und 1991 wurde die Terrassenlandschaft entlang der Enns unterhalb Großraming aufgenommen. Dabei konnten in den von früheren Arbeiten bekannten Terrassenfluren und -resten viele neue Aufschlüsse erfaßt und bearbeitet werden.

Die ältesten Terrassenreste stellen die hoch über dem heutigen Tal liegenden Konglomerate und Kiese der Dekkenschotter dar. Der größte Aufschluß in diesen Ablagerungen ist der alte Steinbruch bei Oberau. Dieser zeigt gut konglomerierte Ennskiese, die einen hohen Prozentsatz an Kristallingeschieben (z. B. Amphibolite, Quarzite, Gneise) führen. In diese gut gerundeten Materialien sind Lagen von ungerundetem Kalk- und Dolomitschutt mit Blöcken bis Kopfgröße eingelagert. Dies sind murenartige Einschwemmungen aus dem Graben unterhalb Schratlboden, die mit den Ennskiesen wechsellagern. Das Konglomerat zeigt fortgeschrittene Verwitterung, die zu veraschten Dolomiten und kaolinisierten Gneisen sowie größeren Lösungshohlräumen und -schläuchen geführt hat. In der weiteren Umgebung um das Gehöft finden sich Gerölle in der Verwitterungsschicht, die auf eine weitere Verbreitung der alten Kiese und Konglomerate hinweisen. Eine idente Situation ist weiter ennsabwärts, östlich des Gehöftes Ringhub, zu finden. Auch hier finden sich Konglomerate und verwitterte Kiese westlich des kleinen Grabens, auf dem Rücken, in den Wiesen und an den Weganschnitten. Diese Sedimente liegen mit ihrer Unterkante in ca. 460 m (Oberau) und 450 m (Ringhub) einem weitgehend ebenen Felssockel auf. In gleicher Höhe finden sich noch südlich der Enns Felsleisten in dieser Höhe, oberhalb Uferer und bei Reichraming, die aber keine derartigen Sedimente tragen. Alle diese Felsleisten lassen sich zu einem Talboden verbinden.

Zwischen Wendbach und Antersbach ist ebenso eine derartige Leiste in 410 m Höhe erhalten. Hier finden sich gut gerundete Quarzite und Quarzgerölle, die auf eine Kiesauflage hindeuten, die aber nicht aufgeschlossen ist. Zwischen diesen deutlichen Erscheinungen sind noch kleine Leisten und Aufragungen (z. B. Ruine Losenstein) zu finden, die sich in ihrer Höhenlage in ein ehemaliges Talbodenniveau einordnen lassen (D. VAN HUSEN, Verh. Geol. B.-A., 1971). Weiter ennsabwärts finden sich dann ähnliche Konglomerate westlich des Bahnhofes Tern-

berg, sowie bei Angern südlich des KW Rosenau. Es sind dies wieder konglomerierte Ennskiese, die selektiv eine weit fortgeschrittene Verwitterung zeigen und somit dem Erscheinungsbild der alten Konglomerate bei Oberau und weiter südlich entsprechen. Auch diese Konglomerate liegen einem Sockel auf, der in Angern aufgeschlossen war, aber hier einen wesentlich geringeren Abstand zum Niveau der Enns sowie deren Terrassenflur (Hoch- und Niederterrasse) aufweist.

Im Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen weiter ennsabwärts handelt es sich bei diesen Konglomeraten um Reste der Jüngeren Deckenschotter, die einem breiten Talboden auflagerten. Dieser wurde dann tief zerschnitten und an der Grenze Kalkalpen – Flyschzone durch tektonische Bewegungen verstellt (vgl. D. VAN HUSEN, Verh. Geol. B.-A., 1971), die die tiefer liegende Hochterrasse aber nicht mehr betrafen.

Die Hochterrasse ist von Großraming ennsabwärts gut zu verfolgen. In den Aufschlüssen südlich des KW Großraming sind die Kiese sehr grob, mit Blöcken bis 1 m³, und zeigen großteils noch eine schwach ausgeprägte Rundung, die aber ennsabwärts rasch zunimmt. Die großen ungerundeten Blöcke sind aber noch bis in den Raum Ternberg zu finden und wohl als Driftblöcke anzusehen.

Die Hochterrasse zeigt eine gut ausgeprägte Verwitterung, die teilweise bis zu 2 m Tiefe reicht, wo die Karbonate weitgehend gelöst und die Kristallinkomponenten zu Geschiebeleichen umgewandelt sind. Auf der Terrassenfläche bei Reichraming (Arzberg) und Tiefenbach (Rameishof) liegen den Kiesen mächtige Lehmdecken auf. Diese sind wahrscheinlich durch abgeschwemmte Verwitterungsprodukte der Hänge nach der Bildung der Terrasse entstanden.

Im Reichramingbach sind im Ort und bei Dirnbach Reste der Hochterrasse erhalten. In der alten Kiesentnahme bei Dirnbach sind die groben, schlecht gerundeten Kiese aufgeschlossen, die zum Hangenden eine starke Zunahme der Korngröße zeigen, die bis zu einer groben (bis 50 cm) Toplage führt, ein für eiszeitliche Terrassen charakteristischer Aufbau nahe dem Gletscherende. Wo aber der Eisstrom im Einzugsbereich des Reichramingbaches geendet hat, ist aber nicht zu sagen.

Eine besonders auffällige Erscheinung stellt noch die Epigenese bei Wendbach-Breitenfurt dar, wo am orographisch rechten Ennsufer ein Felsriedel über die Niederterrasse (Straßenniveau) aufragt. Er ragt bis auf die Höhe der Hochterrase auf und zeigt an, daß diese Epigenese zur Zeit der Zerschneidung der Hochterrasse gebildet wurde.

Die Niederterrasse ist von Großraming bis Sand am Nordrand des Blattes fast ununterbrochen zu verfolgen. Sie zeigt die typische scharfe, unzerschnittene Formung und eine Untergliederung in 3 Stufen, wobei die beiden tieferen bei Großraming und bei Ternberg ansetzen und jeweils 5 m tiefer als die nächsthöhere liegen. Beim Rastgrub liegen auf der Terrasse große Blöcke eines Felssturzes, der sich aus der stark aufgelösten Felsnase unterhalb des Senders Habichl löste. Hier bedingt die Unterlagerung mit Mergel beim Lichtl eine ausgedehntere Auflösung der starren Kalkmassen, die zu solchen Felsstürzen geführt hat.

Aufgrund der selben Situation sind bei Riegeltal sowie NW des Pfennigsteins große periglaziale Schuttströme entstanden, die bis zur Niederterrasse herabreichen aber heute inaktiv sind.

Eine ausgedehnte Massenbewegung im Flysch ist noch bei Larndorf entwickelt. Hier ist wahrscheinlich durch dasPrallufer der Enns eine ausgedehnte Rutschung des Flyschschuttes entstanden, die möglicherweise auch bis in den Fels eingreift. Dadurch sind in diesem Bereich keine Terassenreste außer der tiefsten Terrassenstufe erhalten geblieben. Auch diese Rutschung scheint heute weitgehend wieder zur Ruhe gekommen zu sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen westlich des Rotgsol auf Blatt 69 Großraming

Von LUTZ MOSSBAUER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der noch unkartierte Streifen umfaßt ca. 3 km² zwischen Eiseneck im Norden und Zwielaufhütte im Süden.

Eiseneck – Jaidhaustal

Von Norden nach Süden quert die Forststraße etwa E–W-streichenden Hauptdolomit, darüber folgen mergelige Kössener Schichten, Oberrhätkalk mit Spaltenfüllungen von Hierlatzkalk und nach einer Störung,an der der gelbbraune Liaskalk und vermutlich geringmächtiger Kirchsteinkalk unterdrückt werden, überwiegend rosafarbener Hierlatzkalk. Kirchsteinkalkschutt und gelbbraunen Liaskalk (anstehend) findet man entlang des Grates,der vom Eiseneck nach SW führt. Gegen Süden breitet sich Hierlatzkalk aus. Reste von gelbbraunem Liaskalk machen tektonische Komplikationen innerhalb des Hierlatzkalkes wahrscheinlich, lassen sich jedoch nicht weiter verfolgen. Gegen Osten hebt die Mulde in ca. 1120 m Höhe mit markanten Felswänden aus. Den Muldenboden bilden Oberrhätkalke.

Oberhalb und unterhalb der Forststraße fallen die zahlreichen auf den Hierlatzkalk beschränkten Dolinen auf. Die größte mißt ca. 25 m im Durchmesser und ist etwa 20 m tief. Einerseits handelt es sich um Dolinenfelder, andererseits um Gassen, die offenbar tektonischen Linien folgen. Der Wald wird in diesen Bereichen aufgrund der schlechten Begehbarkeit kaum genutzt und daher auch nicht gepflegt, wie die zahlreichen umgestürzten, vermodernden Bäume beweisen.

Im flachen Boden des Jaidhaustales wurden neben dem verbreiteten Radiolaritschutt in einer Doline graue, dm-gebankte Oberjura-(?Unterkreide-)kalke gefunden. Im Südhang des Jaidhaustales werden Oberrhät- und Hierlatzkalke vom Hauptdolomit flach überschoben.

Jaidhaustal – Zwielauf

Der Hauptdolomit streicht mit überlagerndem Plattenkalk und Kössener Schichten (mergelig) SW–NE in Richtung Zwielauf. Diese Schichtfolge bildet die Basis des Jura des Rotgsol und wird schräg von der Schuppe, die die zentrale Ebenforstmulde beinhaltet, abgeschnitten.

Ca. 100 m östlich des Zwielauf-Gipfels trifft man auf den zwischen Oberrhätkalken eingekeilten Klauskalk, der den Rest der zentralen Ebenforstmulde darstellt. Im Streichen der Mulde nach Osten werden durch Massenbewegungen rote, dm-gebankte Oberjurakalke mit dünnen Mergelzwischenlagen und Roßfeldschichten (ohne Sandsteine) freigelegt. Der Sattelbereich zwischen Zwielauf und Rotgsol ist extrem flach und praktisch aufschlußlos, lediglich die Abrißkanten gegen die Sulzböden zeigen mergelige Kössener Schichten und Oberrhätkalke

zentralen Ebenforstmulde, sowie Oberrhätkalk mit auflagerndem gelbbraunen Liaskalk, der bereits zum Rotgsol gehört.

Unklar ist derzeit noch die Stellung des Hauptdolomits und der Kössener Schichten westlich des Zwielauf.

Sulzböden – Zwielauf – Umkehrhütte

Dieses Gebiet wird durch zahlreiche Massenbewegungen beherrscht.

Kirchsteinkalke und Rhätkalke dominieren hier mit Ausnahme des Straßenaufschlusses an der Forststraßengabelung auf Höhe 1140 m, nordwestlich der Zwielaufhütte, der ein sehr gutes Profil ab dem Kirchsteinkalk bis zum Radiolarit bietet.

Von dort aus beobachtet man entlang der talwärts führenden Forststraße Kirchsteinkalke, deren Streichrichtungen zwischen N–S und WNW–ESE bei mittelsteilem Einfallen variieren. Diese Kirchsteinkalke werden 2,5 mm südlich des „ü" von Zwielaufhütte (ÖK 50) durch eine Störung von den Rhätkalken getrennt.

Innerhalb der Rhätkalke dreht die Streichrichtung von NW–SE auf NE–SW nach dem Graben,der die Sulzböden entwässert. Nach einer weiteren Störung folgen wieder Kirchsteinkalke mit ähnlicher Fallrichtung. Die Rhätkalke sind als etwa N–S-streichende Rippen bis zur Umkehrhütte verfolgbar.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der kalkalpinen Oberkreide auf Blatt 69 Großraming

Von Michael Wagreich
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1991 wurde eine Neuaufnahme des Westteils des Gosaugebietes von Weißwasser zwischen dem Schwarzen Bach und dem Prefingkogel (Kote 1101 m) durchgeführt. Als Grundlage diente die sehr genaue Aufnahme von Ruttner (in Ruttner & Woletz, 1956, Mitt. Geol. Ges. Wien, **48**), die vor allem durch neue Aufschlüsse an Forststraßen und Wegen ergänzt wurde. Die Ergebnisse von Ruttner konnten, mit Modifikationen, weitgehend bestätigt werden. Die generelle Abfolge der Gosau im Aufnahmsgebiet und fazielle Beziehungen wurden 1990 beschrieben (Bericht 1989, Jb. Geol. B.-A., **133**).

Obertags anstehende Bauxite sind direkt auf Hauptdolomit noch 200 m S Prefingkogel (ehemaliges Bergbaurevier Gräser), 250 m NE des Prefingkogels in 880 bis 900 m SH (Revier Prefing) und 100 m W des Tales des Schwarzen Baches unterhalb der Kehre der Forstraße zur Blahbergalm in 700 m SH (Revier Schwarza) aufgeschlossen. Über dem Bauxit konnte nur im Bereich S des Prefingkogels ein etwa 5 m mächtiger, konglomeratischer Ton angetroffen werden, der überwiegend gerundete bis angerundete Gangquarze, Chertfragmente und Quarzite in einer Größe bis zu wenigen Zentimetern als Komponenten führt. Die folgenden dunklen Kalke wurden aus dem Bereich des Prefingkogels schon 1990 näher beschrieben. Es konnten zumindest zwei mehrere Meter mächtige, durchgehende Kalkrippen unter den folgenden Sandsteinen und Konglomeraten durch das Aufnahmsgebiet verfolgt werden. Am Hang N des Prefingkogels treten verstärkt dunkle, makrofossilführende Kalke und mergelige Kalke innerhalb dieses Abschnittes auf. Seltene Sandsteinlagen aus den Kalken weisen schon Chromspinell-dominierte Spektren auf.

Uber den Konglomeraten folgen z.T. makrofossilreiche Sandsteine und Mergel, aus denen Nannofossilproben ein Unterconiacalter mit *Marthasterites furcatus* und *Lithastrinus septenarius* bestätigen (Bericht 1989). Der hangende Hippuritenkalk bildet eine bis zu 30 m mächtige, fast hangparallel einfallende Platte, die gegen S auf wenige Meter Mächtigkeit reduziert wird. Darüber folgen zunächst mergelige Sandsteine, die innerhalb weniger Meter in die typischen siltig-sandigen Mergel der Weisswasserschichten (O. Coniac–U.Santon) übergehen.

Am E-Hang des Schneckengrabens, bei der Kurve der Forststraße zur Blahbergalm in etwa 660 bis 665 m SH, konnten Reste eines flach liegenden, weichen, mittelgrauen Tones mit wenige Zentimeter dicken, grob- bis mittelsandigen Einschaltungen gefunden werden, die von (verrutschtem?) Moränenmaterial überlagert werden. Dabei dürfte es sich um quartäre Seetone handeln, eine genauere Zuordnung konnte auf Grund des isolierten Aufschlusses bisher nicht getroffen werden.

Blatt 72 Mariazell

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Lackenhof auf Blatt 72 Mariazell

Von Franz K. Bauer

Von Lackenhof ausgehend wurde in der Kartierung der Anschluß gegen Norden an das im letzten Sommer aufgenommene Gebiet südlich des Fensters von Urmannsau gesucht. Einige neuere Forststraßen brachten neue wertvolle Aufschlüsse. Tektonisch schließt südlich an das Fenster von Urmannsau die Lunzer Decke mit einer Muschelkalkantiklinale an. Die Überschiebungsfläche der höheren Sulzbachdecke mit einer inversen Abfolge ist vom Hundsgraben bis zur Polzbergkapelle zu verfolgen. Der Verlauf der südlichen Begrenzung dieser Decke wurde nun festgelegt.

Sie verläuft von der Polzbergkapelle gegen SE, wo die tektonische Grenze zwischen Hauptdolomit bzw. Opponitzer Kalk im NE und Wettersteinkalk im SW liegt. Die Grenze biegt gegen NE und dann gegen NW um, geht um den Polzberg (1208 m) herum und verläuft nun gegen SE und trifft SW des Steingrabenkreuzes auf die N–S-verlaufende Hundsgrabenstörung.

NW vom Gehöft Reitbauer sind in einer Straßenkurve in ca. 900 m Sh. Reiflingerkalk und Lunzer Sandstein aufgeschlossen. Diese Aufschlüsse liegen nahe an der Dekkengrenze zur Sulzbachdecke, die an der Grenze zum Opponitzer Kalk gezogen wurde. Das Gebiet östlich der Hundsgrabenstörung gehört zur Reisalpendecke, hier aufgebaut aus Gutensteiner Kalk und untergeordnet aus Reiflinger Kalk und Lunzer Sandstein. Durch die anisischen Kalke mit meist dünnbankigem Gutensteinerkalk führt eine von Freudental ausgehende Straße, die zur Frauenmauer hinaufführt. Die Kalke fallen mittelsteil gegen SE ein. In ca. 1100 m Sh. schließt die Straße als hangenden Abschnitt helle Kalke auf, in denen man Crinoiden findet. Diese Kalke wurden zum Wettersteinkalk gestellt. Ähnliche Kalke bauen das Gebiet westlich des Schindelberges auf.

Bericht 1990/1991 über geologische Aufnahmen (Ergänzungsbegehungen) im SW-Sektor des Blattes 72 Mariazell

Von ANTON RUTTNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im „Bericht 1983 über geologische Aufnahmen auf Blatt 72 Mariazell (Jb. Geol. B.-A., **127**/2, 1984, 216–218) wurde versucht, eine zusammenfassende Darstellung dieses Bereiches der Ötscher-Decke auf Grund des damaligen Kenntnisstandes zu geben.

Es bestanden dort allerdings noch einige empfindliche Lücken im geologischen Kartenbild. Diese Lücken zu schließen war die Aufgabe von Begehungen, die jeweils im Spätherbst der Jahre 1990 und 1991 – z.T. wieder gemeinsam mit Kollegen F.K. BAUER – durchgeführt wurden.

Ein neues, von der oben genannten Darstellung zum Teil abweichendes geologisches Bild ergab sich vor allem in dem weiteren Gebiet der Feldwiesalm nördlich von Neuhaus.

Das beherrschende tektonische Element ist dort eine große Süd–Nord-streichende, senkrecht stehende Störung, welche in der Senke zwischen Pfalzlkogel (Buchalm) – Sagerkogel im Westen und Roßkesselspitz – Schwarzkogel – Lichter Fleck im Osten durch die „Klamm" zum Spielbichler (rückwärtige Ötschergräben) verläuft und sich wahrscheinlich von dort gegen NW über den Riffelsattel (westlich des Großen Ötscher) bis zum Nordrand der Ötscher-Decke bei Lackenhof fortsetzt („Feldwies-Riffel-Störung").

Die Hochfläche östlich dieser Störung (Feldwiesalm – Breimauer – Eiserner Herrgott) besteht aus nicht sehr mächtigem und zum Teil etwas dolomitischem Dachsteinkalk mit gelegentlichen Auflagerungen von Hierlatzkalk.

Das Bergland westlich der Feldwies-Riffel-Störung dagegen ist durch ein System von weiteren mehr oder weniger senkrecht stehenden Störungen in zwei tektonische Blöcke gegliedert, die durch eine sehr eigenständige Jura-Schichtfolge gekennzeichnet sind.

Im südlichen Block (Buchalm – Goganzmauer – Jägerberg – Sagerkogel – Molterboden – Hinterötscher) besteht diese Jura-Schichtfolge (von unten nach oben) aus:

- einem dichten, meist gelblich-rötlich, stellenweise auch rot gefärbten Kalk (?Rhät–Lias), mit einzelnen Hornsteinen und seltenen Crinoiden-Nestern, von sehr wechselnder Mächtigkeit,
- einem grauen kieseligen Mergel mit Zwischenlagen und Einschlüssen von hellem oder auch bräunlichem Hornsteinkalk, bunten Kalken und Feinbreccien (sehr schlecht aufgeschlossen im oberen Winkelbachgraben und im Gebiet des Molterbodens), überlagert von und verzahnt mit
- einem hellen, gelblich und manchmal auch rötlich gefärbten, meist cm–dm-geschichteten Kalk mit Hornsteinen und reichem organischem Detritus (u. a. Bryozoen). In diesem hellen Kalk wurde anläßlich einer Exkursion des Geologischen Institutes der Universität Wien an der Forststraße südlich des Mittereckkogels ein Aptychus gefunden; nach A. TOLLMANN ist dieser Kalk als Tressensteinkalk anzusprechen, eine Fazies des Oberjura, die sonst im Bereich der Ötscher-Decke des Dürrenstein-Ötscher-Gebiets nicht bekannt ist.

Diese Jura-Schichtfolge bildet in dem südlichen Block eine gegen NNW überschlagene, isoklinale Synklinale, deren Achse mit etwa 15° gegen ENE geneigt ist (Auswertung von 40 Schichtflächenmessungen in den Jura-Gesteinen). Eine genauere altersmäßige Einstufung der einzelnen Schichtglieder ist von der paläontologischen Auswertung der entnommenen Proben zu erhoffen.

Der nördliche Block (Saurüssel – Klauskogel – Mittereckkogel) enthält am Südhang des Saurüssels (gegen das Oistal bei Holzhüttenboden) ebenfalls Tressensteinkalk im Dachsteinkalk eingefaltet. Die beiden Kalke sind nur stellenweise durch eine dünne Lage von rotem oder gelblichem Kalk (z.T. mit Hornsteinen) voneinander getrennt wie z. B. ENE des Saurüssel-Gipfels. Der Tressensteinkalk kann nahe seiner Liegendgrenze m-Bänke enthalten.

Die kieseligen Mergel des südlichen Blockes fehlen im nördlichen Block; an der neuen Forststraße am Südhang des Saurüssels sind jedoch südöstlich des Saurüsselgipfels (P. 1348) tonige Zwischenlagen (2–5 cm) zu beobachten.

Die beiden Blöcke sind an einer senkrecht stehenden, SW–NE-streichenden Störung („Teufelsgraben Störung") um etwa 1 km linksseitig gegeneinander versetzt. Diese Störung streicht vom Jagdschloß Hüttenboden entlang des Teufelsgrabens zur „Seilerstätte", von dort gegen NE in den Winkelbachgraben und südlich des Meiereckkogels gegen „Spielbichler" in die oberen Ötschergräben.

Der nördliche Block hat eine keilförmige Gestalt; er wird gegen Nordwesten (nordwestlich des Saurüssels und des Klauskogels) durch eine steil gegen SE fallende Störungsfläche („Saurüssel-Störung") begrenzt.

Dagegen ist die Süd-Begrenzung des südlichen Blokkes südlich der Goganzmauer und der Buchalm eine WNW–ESE-streichende, steil gegen Norden geneigte Störungsfläche („Brennleiten-Störung").

Gegen Osten werden beide Blöcke durch die eingangs erwähnte Feldwies-Riffel-Störung begrenzt. Die West-Begrenzung ist zum Teil die Saurüssel-Störung, zum Teil das mit Alluvionen gefüllte Oistal bei Holzhüttenboden.

Nordwestlich von Neuhaus stößt der Verbreitungsbereich der Oberseebreccie (s. Bericht 1984) schräg gegen die Süd-Begrenzung des südlichen Blocks („Brennleitenstörung").

Im Bereich des Hasenwaldes ist die 1984 geschilderte Verzahnung dieser Breccie mit bräunlich oder grünlich gefärbten kieseligen Mergeln an einer neuen Forststraße sehr gut aufgeschlossen; ein riesiger Block von Dachsteinkalk, verknüpft mit bunter Breccie und unterlagert von einer Kalkspat-Schicht, schwimmt dort in diesen Mergeln.

Kieselige Mergel innerhalb der Oberseebreccie sind jetzt auch westlich des Neuhauser Baches – nördlich des Zwieselberges, bzw. südlich des Elferkogels – an einer neuen Forststraße aufgeschlossen.

Diese Mergel innerhalb der Oberseebreccie sind aber nicht identisch mit den Kieselmergeln des Ober-Jura, die im südlichen Block (oberer Winkelbachgraben) in Verbindung mit dem Tressensteinkalk stehen (siehe oben).

Im Bericht 1984 wurden diese beiden lithologisch sehr ähnlichen Mergel fälschlicherweise miteinander in Verbindung gebracht; die „Brennleiten-Störung" war damals noch nicht bekannt.

Hierlatzkalk ist unterhalb der Oberseebreccie in der Rohrwiesmauer und am Elferkogel in Gestalt linsenförmiger, beiderseits auskeilender Körper vorhanden.

Der Kontakt des Hierlatzkalkes mit dem Dachsteinkalk ist jetzt sowohl oberhalb der Rohrwiesmauer wie im östlichen Talschluß des Taglesbach-Grabens (Ende der neuen „Alpl-Straße" im sog. „Rabenvieh") gut aufgeschlossen.

Der Dachsteinkalk ist an beiden Lokalitäten unter dem Hierlatzkalk zu einer Breccie (mit rotem Bindemittel) aufgelockert, und Klüfte mit Rotkalk-Füllung reichen bis tief in den Dachsteinkalk hinein.

Nordwestlich von Neuhaus findet auch die mehrfach erwähnte und diskutierte „Zone von Rotwald – Neuhaus" ihr östliches Ende. Hauptdolomit, Plattenkalk, Kössener Schichten, Königsbergkalk, roter Flaserkalk und roter Radiolarit stoßen zwischen Hasenwald und Scheiblingwald gegen die Große W–E-verlaufende Sperriedel-Störung, die dann unmittelbar östlich davon – nördlich des Scheiblingwaldes – unter dem Ramsaudolomit der Göller Decke verschwindet.

In der gleichen Zone wurden sieben Kilometer südwestlich von Neuhaus – in der SW-Ecke des Kartenblattes – Einfaltungen von Plattenkalk im Hauptdolomit herauskartiert (Bereich Rotkogel – Loskogel und beim Jagdhaus Langböden).

Das Kalk-Blockwerk des Kleinen Urwaldes nördlich dieses Jagdhauses ist im Gegensatz zu dem des Großen Urwaldes kein Bergsturz, wie 1984 vermutet, sondern wahrscheinlich nur glazial aufgelockerter Untergrund, wobei die dem Dolomit zwischengelagerten Kalkbänke von jeweils 1–3 Meter Mächtigkeit zu wallartigen Oberflächenformen führte.

Zur Internstruktur der Ötscher-Decke

Zum Schluß noch einige Worte zur Intern-Struktur der Ötscher-Decke:

Die hier kurz beschriebene „Block-Tektonik" der Ötscher Decke, einschließlich der S–N-streichenden Feldwies-Riffel-Störung und der großen E–W-streichenden Sperriedel-Störung, ist älter als die Überschiebung der Göller Decken, deren Raumsaudolomit im Bereich nördlich und nordwestlich von Neuhaus alle diese Strukturelemente zudeckt.

Sie ist aber auch – wie die Seetal-Störung auf Blatt Ybbsitz – älter als die Überschiebung der Ötscher Decke auf die Lunzer Decke.

Das sehr reduzierte Vorkommen von Lias-Gesteinen zwischen Dachsteinkalk und Gesteinen des höheren Jura in beiden beschriebenen Blöcken erinnert an die Verhältnisse, wie sie westlich der Seetal-Störung im Gebiet des Stanzenkogels (südlich des Großen Hetzkogels, Blatt Ybbsitz) beobachtet wurden. Dort liegen Oberalmer Schichten mehr oder weniger unmittelbar dem Dachsteinkalk auf.

Dies legt den Gedanken nahe, daß diese beiden Gebiete ursprünglich benachbart gewesen wären. Heute liegt auf einer Erstreckung von 7 Kilometern ein beiderseits von Störungen begrenzter Bereich dazwischen, in dem Hierlatzkalk und vor allem Oberseebreccie mächtig entwickelt ist.

Auch dieser Befund spricht dafür, daß der Bereich der heutigen Ötscher Decke von umfangreichen Deformationen betroffen wurde, bevor eine selbständige tektonische Einheit daraus geworden war.

Blatt 77 Eisenstadt

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär und Tertiär im südöstlichen Teil des Wiener Beckens auf Blatt 77 Eisenstadt

Von Michal Kováč, Ivan Baráth & Michal Nemčok
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die geologische Aufnahme umfaßte die Neukartierung, sedimentologische Untersuchung und Schotteranalysen des Gebietes westlich des Leitha-Gebirges, begrenzt von Ebenfurt, Trumau, Reisenberg, Hof, Stotzing und Hornstein, sowie teilweise anliegende Gebiete von Eisenstadt und Müllendorf.

Schwerpunkt der Arbeit war das Studium der quartären Sedimente der Mitterndorfer Senke und deren Ränder. Ein Teil der Terrainsarbeiten war der Revision der Verbreitung neogener Fazies an den Gebirgshängen gewidmet.

Die rezenten Schotterkörper der Flüsse Triesting, Piesting und Leitha zeichnen sich durch eine markante Unterschiedlichkeit der petrographischen Zusammensetzung des Geröllmaterials aus, was durch die unterschiedlichen Abtragungsgebiete bedingt ist.

Das klastische Material der Ablagerungen der Triesting wird durch vorwiegend kalkalpine Gerölle gebildet. Kalksteine kommen zu 55–75 % vor, das Auftreten von Dolomit ist sporadisch 3–4 %, die Vertretung von Sandsteinen ist hoch und beträgt stellenweise bis zu 35 %. Wir leiten dies von der Gosau-Kreide und zum Teil aus der Flyschzone ab.

Die Piesting hat zum Unterschied zur Triesting einen hohen, bis zu 48 %-igen Anteil an Dolomiten, der Gehalt an Kalkstein bewegt sich innerhalb von 35–68 %, Hornsteine, Quarzsandsteine und Quarzite bilden bis zu 15 % der Assoziation.

Die Zusammensetzung des Geröllmaterials der Leitha ist ziemlich bunt. Außer Kalkstein (29–35 %) sind hier Quarzitgerölle (16–27 %), Gerölle von Quarz (13–29 %) und des Kristallins (18–26 %) reichlich vertreten, die vorwiegend aus dem Rosalien- und dem Leitha-Gebirge stammen. Das Leitha-Gebirge ist gleichzeitig Einzugsgebiet neogener Kalk- und Sandsteine (1–3 %).

Quartär

Die Schotterfluren und Alluvionen des Holozäns bis Jung-Pleistozäns zwischen Wampersdorf, Weigelsdorf und Unterwaltersdorf weisen eine Affinität zu rezenten Schottern des Flusses Leitha auf, unterscheiden sich aber durch einen erhöhten Anteil an Karbonatgeröllen zu Lasten von Quarziten, Quarz und Kristallingesteinen.

Ähnliche Zusammensetzung haben auch die am tiefsten liegenden Terrassen westlich von Hornstein.

Zum Pleistozän werden die Vorkommen des „Steinfeld-Schotters" am westlichen Rand des untersuchten Gebietes gezählt. Sie haben Riss–Würm-Alter. Die Zusammensetzung des Geröllmaterials, in welchem Kalkgesteine dominieren und wo stellenweise auch der Anteil an Dolomiten ansteigt, ähnelt jener der Ablagerungen des Flusses Piesting. Am nordöstlichen Rand des Blattes tritt die Terrasse SE Reisenberg mit Riss-Alter auf. Die petrographische Zusammensetzung der Schotter ist verhält-

nismäßig unterschiedlich; vertreten sind hauptsächlich Quarz, Quarzit, weniger Kalksteine und Gerölle des Kristallins.

Dem älteren Pleistozän (Donau ?, Günz–Mindel) gehören die Terrassen an, die sich an den Hängen des Leithagebirges in einer Höhe von um 200–215 m ü.d.M. südlich von Wimpassing erstrecken. Das Geröllmaterial wird vorwiegend aus Quarzit und Quarz gebildet.

Dem ältesten Pleistozän–Pliozän gehören die Pedimente an den Abhängen des Gebirges zwischen Hof und Wimpassing an; sie enthalten meist lokalen Schutt.

Gleichen Alters sind die höchsten Schotter aus der Umgebung von Wimpassing und dem Zillingdorfer Wald. Diese Schotter zeichnen sich durch Quarzgeröllmaterial mit häufigem Vorkommen von Windkantern aus.

Neogen

Südlich von Wimpassing (Kote Bergäcker) treten im Liegenden der quarzreichen Schotter grob- bis feinkörnige Schotter und gelbe, glimmerige Sande auf.

Im Geröllmaterial der Schotter überwiegt Quarz, Quarzit und Hornstein, mit gelegentlichem Auftreten der triassischen Kalkgesteine.

Die Sande und Silte sind häufig schräg- und troggeschichtet mit Anzeichen einer Gradation. Ihr Alter kann mit Pliozän–Oberpont umgrenzt werden.

Die Pontsedimente in der Fazies der graugrünen Tone mit siltischer Beimengung sowie mit häufigen dünnen Lignitflözen und eine an Gastropoden reiche Tuffitlage, wurden südwestlich der Ortschaft Leithaprodersdorf festgestellt. Stratigraphisch können sie dem Unterpont zugeordnet werden.

Die Pannonsedimente waren in dem studierten Gebiet sehr schlecht aufgeschlossen. Zu ihnen zählen wir die im Einschnitt der Straße 1 km SW von Hornstein teilweise aufgeschlossenen grüngrauen Tone.

Die selten auftretenden wenig verfestigten Konglomerate mit sandigem Bindemittel östlich von Wimpassing haben gut abgerundete Komponenten. Sie bestehen aus triassischen Dolomiten und Quarziten, Leithakalken, Sarmat-Sandsteinen, Quarz und Metamorphiten.

Die Sarmatsedimente, gut aufgeschlossen im Streifen zwischen den Ortschaften Au und Wimpassing, werden vorwiegend aus kalkigen Sandsteinen bis sandigen Kalksteinen, an der Basis häufig mit Konglomeraten, stellenweise mit Lagen von kalkigen Silten und Mergeln, gebildet.

Die Zusammensetzung der Konglomerate hängt vom präneogenen Untergrund ab. Bei Wimpassing bestehen die Komponenten der Konglomerate hauptsächlich aus Geröllen triassischer Dolomite und Quarzite mit seltenen Vorkommen von Metamorphiten.

An den Kontakten mit den Badeniensedimenten besteht das Geröllmaterial überwiegend aus Leithakalk, umgelagerten Rhodolithen und abgerundeten Bruchstücken von Gehäusen dickschaliger Austern.

Seltener kommen Gerölle aus Quarzit und Quarz vor. Überaus auffällig sind verhältnismäßig grobe Abfolgen von Mikrokonglomeraten, die fast ausschließlich aus „Geröllen" von umgelagerten Rhodolithen aus Badeniensanden bestehen.

Die Sarmatsandsteine haben unterschiedliche Korngröße, sind gut geschichtet, wobei sich die Mächtigkeit der Schichten von Laminae bis zu einige Meter mächtigen Bänken massigen Sandsteins bewegen. Häufig ist das Vorkommen von Schrägschichtung und Gradation.

In der Umgebung der Ortschaft Loretto wurden an den Schichtoberflächen Rippelmarken festgestellt, welche die Richtung der Wellen südwärts (190°) andeuten. In den Sandsteinen steigt stellenweise der Anteil des kalkigen Zements an, so daß diese dann den Charakter sandiger Kalksteine aufweisen. Die Lagen der Sandsteine gehen stellenweise in die die Beckenfazies repräsentierende Aleuriten und Mergel über.

Die Randfazies der Badeniensedimente wird in dem studierten Gebiet vorwiegend durch Brekzien, Schotter und Konglomerate repräsentiert. Sie wurden an den Kontakten mit kristallinen und triassischen klastischen und karbonatischen Gesteinen des Leitha-Gebirges festgestellt.

Die klastischen Komponenten der Rand-Fazies zwischen Hornstein und Wimpassing werden vorwiegend aus dem Material des ummittelbare Liegenden gebildet; es überwiegen triassische Dolomite und Quarzite, am Stotzinger Berg Quarzite und Glimmerschiefer. In der sandigen Matrix ist Quarz häufig und stellenweise treten Bruchstücke von Molluskengehäusen und Rotalgen auf.

Die sandige Strandfazies wird von gelbgrauen, kreuz- und troggeschichteten, überwiegend gut sortierten Sanden gebildet, in welchen der siliziklastische Bestandteil vorherrscht.

Stellenweise sind in diesen Sanden Molluskengehäuse und Gänge von *Ophiomorpha*-Krabben vorhanden. Häufig ist das Vorkommen dünner Lagen, Linsen und Rinnenfüllungen aus fein- bis mittelkörnigen polymikten Schottern. Das Geröllmaterial bildet ein buntes Gemenge kristalliner und triassicher Gesteine des Leitha-Gebirges. Bekannte Aufschlüsse dieser Fazies sind bei Stotzing und Eisenstadt.

Die Riff- und Biohermfazies, vorwiegend von Hängen stammend, wird durch Leithakalke verschiedener Typen dargestellt. Es kommen organodetritische, über rhodolithische Kalke bis zu typischen Riffkalken vor. In den organodetritischen Typen überwiegen Bruchstücke von Mollusken und Rotalgen mit Vorkommen von Bryozoen und Serpuliden.

Die Rhodolith-Typen werden durch die Anwesenheit sphäroidaler Rotalgen-Onkoide charakterisiert. Die Riffkalke bestehen vorwiegend aus in situ gewachsenen Rotalgen, Bryozoen und Korallen. In der Gegend von Schweinberg und der Umgebung von Müllendorf sind Riffkalke gut aufgeschlossen.

Tektonik

Auf die Aktivität der SW–NE-streichenden Brüche im Verlaufe des Quartärs weist die über 100 m mächtige Ausfüllung der Mitterndorfer Senke hin, welche in den NW-Teil des Kartenblattes hineinragt. Das Zeitalter des Obermiozäns wird durch Normalverwerfungen, welche das Absinken des Wiener Beckens anzeigen, charakterisiert. Die synsedimentäre Bruchtektonik wurde anhand von Aufschlüssen bei Landegg studiert, wo sie zahlreiche listrische Verwerfungen in der Streichrichtung N–S bis NNE–SSW bildet. Die berechnete Extension beträgt hier 9–37 %. Das unregelmäßige Abgleiten an den Normalverwerfungen veranlaßte die Anpassung der Seitenverschiebungen, welche die unterschiedlichen Sinkgeschwindigkeiten der anliegenden Blöcke ausbalancieren. Derartige Bewegungen reaktivierten die Bruchtätigkeit der NW–SE-streichende Brüche zwischen Wimpassing und Hornstein als dextrale Seitenverschiebungen oder schräge Verwerfungen.

Den Zeitraum des Mittelmiozäns charakterisiert eine Dehungs-Tektonik, welche im studierten Gebiet die Öffnung des Wiener Beckens anzeigt. Einer der wichtigsten Seitenverschiebungen ist entlang der nordwestlichen Seite des Leitha-Gebirges in der Streichrichtung NE–SW entwickelt; die Normalverwerfungen mit veränderlicher horizontaler Amplitude haben annähernd N–S-Richtung. Die Umgebung von Pöttsching und Neufeld dokumentiert gut einen jener Übergänge von Seitenverschiebungen zu Normalverwerfungen.

Das übersichtsmäßige Studium der Lokalitäten um Loretto bestätigt ebenfalls die Aktivität der NE–SW-streichende Bruchgruppen als sinistrale Seitenverschiebungen während dieser Zeitspanne. Diese Brüche verzweigen sich zwischen den Ortschaften Loretto und Wimpassing in Seitenverschiebungen oder schräge Verwerfungen in W–E-Richtung mit dextraler Bewegungsrichtung. Der SW-Rand des Leitha-Gebirges zwischen Wimpassing und Hornstein wurde durch Normal- und schräge Verwerfungen, welche ein Dreieck zwischen den Orten Loretto, Wimpassing und Hornstein darstellen, geformt. Der Bruch im S von Hornstein, mit Streichrichtung NW–SE, fungierte als Senkungsbruch.

Die sinistralen Seitenverschiebungen in der NE–SW-Streichrichtung bilden ein ganzes Bruchsystem. Die einzelne Bruchzonen bestehen aus verschiedenen Schertypen. So entwickelten sich in Richtung NNE–SSW R'-Scherungen, in ENE–WSW R-Scherungen und in Richtung NNE–SSW P-Scherungen. Wie aus der Gesteinsmechanik bekannt, entsteht die Gruppe der R'-Scherungen am Ende einer solchen Frakturations-Sukzession. Deshalb sind beispielsweise in der Umgebung von Au und Loretto die NE-Seitenverschiebungen entgegen dem Uhrzeigersinn, parallel zum Rand des Leithagebirges gelegen.

Die Dehnung, verbunden mit den im Mittelmiozän aktiven Normalverwerfungen, bewegt sich den Berechnungen nach zwischen 11 % und 23 %. An keinem der Aufschlüsse wurden listrische Brüche festgestellt.

Ein Paläostress-Feld mit einer NW–SE Kompression, wie es für den Untermiozän-Zeitraum im N-Teil des Wiener Beckens festgestellt wurde, konnte für das Gebiet dieses Blattes nicht bewiesen werden.

Bericht 1990 und 1991 über geologische Aufnahmen im prätertiären Grundgebirge auf den Blättern 77 Eisenstadt und 78 Rust

Von JULIAN PISTOTNIK

Im Gebiet nördlich Großhöflein ist die Oberkante der an das Grundgebirge des Leithagebirges angelagerten Leithakalke mit der morphologischen Verebnung in ca. 380 m SH gegeben. Ab dieser Linie gegen Norden, dem zentralen „Kamm" des Gebirgszuges zu, ist Kristallinmaterial als Untergrund aus den Schuttstückchen erschließbar. Bedingt durch die Höhenlage und die auf den hier dominanten Verebnungen ausgebildeten dicken lehmigen Verwitterungsschwarten lassen sich lediglich spärliche Rollstücke als Indikatoren heranziehen, die im Bereich nördlich Zechmeisterkreuz – Hölling ausschließlich von (stark verwitterten) Glimmerschiefern (mit überwiegend Hellglimmer, meist Granat vermutbar) gestellt werden. Erst in der Umgebung der Lokalität „Beim Juden" sind z.T. mittelkörnige Hellglimmerschiefer, meist aber (quarzitsche) Zweiglimmerschiefer (Bi weitestgehend chloritisiert) mit fast immer Granat- und Feldspat-Gehalt subanstehend vorhanden.

Weiter östlich, im Abschnitt nördlich Eisenstadt, reichen die Leithakalke bis auf den zentralen Höhenrücken des Gebirgszuges. Im Bereich des Gscheidkreuzes und des Buchkogels sind Leithakalke anstehend, in einigen Senken dazwischen treten Quarz-Kiese (Komponentengröße 2–4 cm, mit quarz-sandigem Feinanteil) vermutlich tertiären Alters auf. Erst in der Umgebung des Stotzinger Berges (auf ÖK 77) und des dortigen Straßenüberganges finden sich südlich der bis in den Kammbereich reichenden Mitterriegel-Schotter und nördlich des Jagdhauses Wilder Jäger wiederum Rollstücke von (dominierend Hell-)Glimmerschiefern.

Die zur Abklärung eines eventuell auftauchenden Grundgebirges im Blattschnittbereich ÖK 77/78 nördlich des Esterhazyschen Tiergartens durchgeführten Begehungen ergaben, daß im Gebiet NE des Schauerkreuzes bis nördlich des Stotzinger Berges (auf ÖK 78) im Bereich der Landesgrenze bis ca. 340 m SH Leithakalke auftreten, die von gröberkörnigen Psephiten (cm-dm-Komponentengröße) und stellenweise Löß überlagert werden.

Im Gebiet SE Mannersdorf liegt aufwärts bis zur Kuppe N des Scheiterberges Leithakalk (Nulliporen-Riffazies) vor, der weiter gegen S von Kiesen überlagert wird. Der Scheiterberg selbst wird von einer N-vergenten Falte des (hier vorwiegend grünlichen) Semmeringquarzits (B 085/17) im Zehnermeter-Bereich gebildet, südöstlich folgt mit teilweiser Überlagerung durch Löß sowie kleinen Flecken von Leithakalk und Kiesen Schwarzeneck-Arkose bis ca. 800 m SE des Scheiterberges, die danach von gröberkörnigen und Feldspat führenden (Hell-)Glimmerschiefern abgelöst wird.

Der N-Abfall des Rattenbachberges östlich des Schweingrabens wird bis 310 m SH von hellgrauem, geschichtetem Semmeringquarzit gebildet, der von 310 bis 320 m (Verebnung) von Löß überlagert wird. Weiter südlich folgen mittelkörnige, reichlich (20–30 %) Feldspat führende Hellglimmerschiefer bis Schiefergneise. Ein neu angelegter Steinbruch zeigt, daß die hangendsten 5–7 m unter Wahrung des texturellen und strukturellen Habitus praktisch vollständig zu tonigem Material verwittert sind.

Westlich von Donnerskirchen wurde die Kristallingrenze gegen Nulliporen-Leithakalke an der West- und Ostflanke der Schönleiten in 260 m SH gefunden. Am Rücken westlich, zwischen Schwarzhottergraben und Landlerstal, werden die quarzitischen Glimmerschiefer ebenfalls in dieser Höhe, aber von Kiesen (Tertiär) überlagert. Der Aufstieg am Kirchberg nördlich Donnerskirchen zeigt bis 260 m SH die Auflagerung von Leithakalk, bis 280 m sind quarzitische, feldspatführende Staurolith-Granat-Zweiglimmerschiefer aufgeschlossen. Über der in dieser Höhe ausgebildeten Terrasse mit Quarzschottern folgen aufwärts, die Kuppe 317 bildend, wieder Leithakalke (basal Quarzgerölle führend).

Trotz der fortgeführten Begehungen bleibt für den Bereich des Leithagebirges die Frage der Trennung in bzw. Zugehörigkeit zu Wechsel- oder Grobgneis-Einheit weiterhin offen, da bisher keine zusätzlichen und weiterführenden Kriterien gefunden werden konnten.

Blatt 78 Rust

Siehe Bericht zu Blatt 77 Eisenstadt von J. PISTOTNIK.

Blatt 98 Liezen

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im südlichen Bosruckgebiet auf den Blättern 98 Liezen und 99 Rottenmann

Von ANDREAS KOGLER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich vom Südteil des Bosruck bis Ardning, östlich begrenzt vom Ardningbach und westlich vom Schwarzkogel über Au bis zum Schüttgraben nördlich von Pürgschachen.

Die sehr mächtigen grüngrauen Werfener Schiefer sind die Basis für das Dolomit-Kalk-Stockwerk, das das Hauptmassiv des Bosruck bildet. In den Werfener Schichten, die gut zwei Drittel des Kartiergebietes ausmachen, sind vereinzelt kleine Einschaltungen der rotgrauen Werfener Schiefer anzutreffen. Bei dieser Kartierung wurde versucht, die roten von den grünen Werfener Schichten zu trennen.

Rote Werfener sind nur linsenförmig verbreitet. Die bisher größte Stelle liegt im Ardningbach, bei der vierten Brücke flußaufwärts betrachtet. Bemerkenswert ist hier ein konjugiertes Kluftsystem. Im Übergang zu den grünen Werfener Schichten ist eine Schleppung erkennbar.

Ein zweiter markanter, aber kleinerer Bereich ist an der Gabelung im oberen Metschitzbach. Typisch für die roten Schichten sind noch zusätzliche Biotitansammlungen an Kluftflächen und in Drusen. Der Biotit ist im mm-Bereich auskristallisiert und löst sich sehr leicht vom Basisgestein.

Ansonsten sind die roten Schiefer eher in Schutthängen zu finden, wie im zweiten Abschnitt der Forststraße vom Brandl zum Metschitzbach in 840 m Sh., oder in den grünen Schichten, als rote bis grünrote Flecken.

Weiters wurden in die Werfener Schichten eingelagerte Quarzitlagen herausgearbeitet. Ein markanter Quarzitzug liegt im Bereich des oberen, gut aufgeschlossenen Raffenhellergrabens. Diese Quarzite fallen diskordant zu den umgebenden Werfener Schichten ein.

Im Hangenden der Werfener Schichten sind diese im Bereich Moaralm und Ochsenschlagalm großflächig von Moränenmaterial und Kalkschutt vom Bosruck her überdeckt. Hervorzuheben sei hier ein großer Aufschluß in 1100 m Sh. auf der Ochsenschlagalm beim Metschitzbach an der Spitzkehre der Forststraße Brandl – Moaralm. Bei diesem Aufschluß sind grüne steil einfallende Werfener Schichten (Einfallen 80° bis 90°) von einer etwa 2 m hohen Moräne überlagert.

Um den Schwarzkogel sind südlich und südöstlich wiederum Quarzitfolgen eingeschaltet, die nach Norden hin von einer nordfallenden Rauhwacken-Dolomit-Lage abgegrenzt werden. Zu beachten ist dabei eine größere Falte aus Quarziten im Raum Moaralm, mit einer Streichrichtung von NE nach SW, die durch eine geringmächtige Rauhwackenschicht und eine markante Störung abgegrenzt wird. Störungen sind in diesem Bereich zwischen dem Schwarzkogel und der Ardningalmstraße häufig zu erkennen, was auf eine intensive tektonische Aktivität hindeutet. Auffallend ist, daß die Störungen NW–SE-streichend ±parallel zueinander liegen.

Nördlich des Rauhwackengürtels, der nach Westen hin zum Ardningbach im Dolomit ausdünnt, lagern im Gebiet Schwarzkogel/Aubodenhütte Dolomite, die weiträumig durch Moränen abgedeckt sind. Die Dolomite gehören bereits zum Bosruckmassiv.

Im Raum Ardningbach wurden die Werfener Schiefer und die eingeschalteten Quarzitlagen tektonisch stark beansprucht. Der Ardningbach ist sehr gut aufgeschlossen und zahlreiche kleinere Falten in den Quarziten, sowie die schon erwähnten quarzgefüllten Dehnungsklüfte im roten Werfener Schiefer sind typische Hinweise für intensive Bewegungen. Die Falten streichen überwiegend W–E und zeigen eine NW-Vergenz.

Bemerkenswert sind auch die in die Quarzite zwischengelagerten, teilweise mergeligen Kalke im Bereich der zweiten Ardningbachbrücke von Ardning bachaufwärts. Auch hier sind Störungen zu beobachten, und eine beginnende Boudinisierung ist erkennbar.

Blatt 99 Rottenmann

Siehe Bericht zu Blatt 98 Liezen von A. KOGLER.

Blatt 100 Hieflau

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Laussabaches auf Blatt 100 Hieflau

Von FRANZ K. BAUER

In der NE-Ecke des Kartenblattes liegt der Bereich des Südendes der Weyerer Bögen. Es wurde dem genaueren Verlauf der Weyerer Linie nachgegangen. Sie verläuft westlich Hochbrand und der Hollerthaler Alm in NW–SE-Richtung. Eine Forststraße schließt in ca. 950 m Sh. in einer Straßenkurve die tektonische Grenze gut auf. Westlich liegt der Hauptdolomit, der von der Störung begrenzt wird. Auf wenigen Metern sind rote Oberjurakalke und Aptychenschichten aufgeschlossen, bereits östlich der Störung liegend. Gegen Osten folgt ein Rücken, der aus Reiflinger Kalken aufgebaut wird. In ihnen sind Partnachmergel eingeschaltet.

Die Störung der Weyerer Linie biegt N Schildbauer bogenförmig gegen W und dann gegen S um und trifft beim Hinteren Bambachgütl auf den Laussa Bach. Hier kommen neben Reiflinger Kalken in N–S-Erstreckung auch Partnachmergel vor. Die Weyerer Linie folgt südwestwärts dem Laussa Bach bis zur Blattgrenze und stößt auf die Deckengrenze zur Reichraminger Decke (auf Blatt 99). Diese Deckengrenze kommt beim Ennsbaumer auf Blatt 100 und begrenzt die Gosau mit Weißwasser-, Spitzenbach- und Brunnbachschichten im NW und stößt südlich St. Gallen auf die breite Talfurche. An ihr liegen schmale Fenster mit Losensteiner Schichten der Frankenfelser Decke.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet der Hüpflinger Deckschollen auf Blatt 100 Hieflau

Von GERHARD BRYDA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1991 wurde die bereits im Vorjahr begonnene Aufnahmstätigkeit im Bereich der Hüpflinger Deck-

scholle (Gesäuse, Steirische Kalkalpen) fortgesetzt und konnte endlich auch abgeschlossen werden. Die Ergebnisse liegen nunmehr in einer, das gesamte Gebiet der Hüpflinger Deckscholle (ca. 40 km²) abdeckenden, geologischen Karte im Maßstab 1 : 10.000 vor und sollten bei Drucklegung dieses Artikels bereits auch in Form meiner Diplomarbeit an der Geol.B.-A. zugänglich sein.

Wurden bereits im Bericht 1991 (Jb. Geol.B.-A. **134**/3, S. 481–482) erste Angaben zur Schichtfolge der Hüpflinger Deckscholle und ihrer Unterlagerung veröffentlicht, so sollen diese in der Folge ergänzt werden.

Hüpflinger Deckschollengruppe

Im Bereich Steinfeldriedel – Kühfeld mußte die Schichtfolge um Gutensteiner Kalke und Dolomite erweitert werden, die dort innerhalb eines tektonisch zugeschnittenen und intern verschuppten Schichtpaketes, ca. je 50 m mächtig – außerordentlich umfangreich aufgeschlossen, angetroffen werden konnten.

Gutensteiner Kalke
schließen im Hangenden der Algenlaminite, in stratigraphisch tieferer Position, scheinbar nahtlos an diese an. Im Aufschluß sind sie als stark dolomitische, häufig graue Mergelzwischenlagen führende, ebenflächige und dünn (1–10 cm) gebankte Kalke dunkelgrauer Färbung anzusprechen.

Im Dünnschliff präsentieren sie sich als Gips-Pseudomorphosen führender Dismikrit/Mudstone, der neben großen Geisterpeloiden in Grabgängen blasenartige Hohlräume mit zwei Sparitgenerationen enthält.

Gutensteiner Dolomit
überlagert den Gutensteiner Kalk in Form eines undeutlich geschichteten, hell gelblich-bräunlich anwitternden, grusig zerfallenden Gesteins. Im Anschlag, vermutlich durch erhöhten Bitumen-Gehalt (H_2S-Geruch), schwarz bis blaugrau gefärbt. Glänzende Spaltflächen einzelner Körner lassen auf eine arenitische Zusammensetzung schließen.

Stratigraphie
Da weder im Schliffmaterial noch in den Lösproben verwertbare Organismen angetroffen werden konnten, muß man sich mit einer Einstufung ins stratigraphisch Liegende der Steinalmkalke zufrieden geben.

Schichtfolge der Gesäuseberge

Die Gesteine dieser Einheit wurden ebenfalls, wie die innerhalb der sie überlagernden Hüpflinger Deckscholle, von einer intensiven Stockwerkstektonik betroffen. Ihre Mächtigkeiten sind daher starken Schwankungen unterworfen und schwierig abzuschätzen.

Dachsteinkalk
findet sich in seiner gebankten Form, teilweise große Megalodonten führend (bes. Haberberg), im gesamten Kartierungsgebiet. Nur im Bereich hinter dem Birgl (Gamsstein) konnten im Schutt Blöcke mit Korallenstöcken angetroffen werden. Diese stammen jedoch vermutlich aus den Abbrüchen des Ödsteins.

Gutensteiner Kalk
Gut geschichteter, dünnbankiger (5–10 cm) Kalk grauschwarzer Färbung (Wackestone – Biointramikrit). In einer Silt und Intraklasten führenden Matrix finden sich häufig dunkle Aggregatkörner eingebettet. Makroskopisch und Mikrofaziell bestehen gravierende Unterschiede zu den Gutensteiner Kalken der Hüpflinger Deckscholle.

Braune Werfener Schiefer/Kalke
lassen sich in zumindest zwei Teilbereiche untergliedern.
1) Werfener Tonschiefer im Liegenden der Schichtfolge.
2) Dunkle, dm-bankige, reichlich Siliziklastika führende Spatkalke im Hangenden der Serie.

Vererzte Kalkspäne
finden sich nur an der Westflanke des Straußenriedels (SH 915 m Forststraße) geringmächtig aufgeschlossen. Makroskopisch sind sie als helle, dickbankige, gelegentlich laminierte Kalke, mit untergeordnet dünnbankigen-sandigen Zwischenlagen anzusprechen, die nachträglich ankeritisch vererzt worden sind.

Rauhwacken der Kalke und Dolomite
sind praktisch immer mit Haselgebirge vergesellschaftet und fanden sich entlang der Forststraße Haberberg – Wolfbauernsattel besonders gut aufgeschlossen.

Eine stratigraphische Abfolge konnte nicht eruiert werden. Unter Umständen können sich die Schichtglieder lateral vertreten.
1) Rauwacken/Dolomite – Dunkelgelbe Rauhwacken mit großen Zellen, die meist mit dunkelgrauen Dolomiten vergesellschaftet sind.
2) Dunkle Kalke – dunkelgraue bis fast Schwarz gefärbte, dickbankige Kalke (Wackestone-Biomikrit). Zeigen ev.Verkarstung (Emersionsflächen) und besonders starke Drucklösung.

Haselgebirge/Gipse
Haselgebirge ist in Form grüner Tone unter zunehmender Mächtigkeit besonders im Westteil des Kartierungsgebietes anzutreffen. Am Kaseggerbergstadel tritt innerhalb dieser Serie ein besonders mächtiger Span unreiner Gipse zutage.

Violette Werfener Schiefer
Monotone Abfolge violetter, Hellglimmer führender Schiefer, die in ihrem Hangendabschnitt zunehmend kalkiger und grünlich werden. Gleichzeitig finden sich in der ansonsten sterilen Serie erste Anzeichen biologischer Aktivität (Wühlspuren?).

Metabasalte
Spilitisierte Basalte, die im Kartierungsgebiet in mehreren mächtigen Zügen (bes. nördlich der Ebneralm) angetroffen werden konnten. Aufgrund von Funden einer Aufarbeitungsbreckzie Metabasalte/Violette Werfener Schiefer (Blöcke – Metabasaltzug am Haberberg) dürften sie diese primär sedimentär überlagern.

Permoskyth-Sandstein
Bräunlich, grünliche, unreife Quarzsandsteine bis Quarzite.

Gesteine dieses Typs finden sich an unterschiedlichen Positionen aufgeschlossen. So im Graben östlich des Gscheidegger's, wo sie in Form bräunlicher Quarzite gemeinsam mit großen Quarzgeröllen die Silbersbergphyllite überlagern. Oder aber auch am Wolfbauernsattel, in Form grünlich-bräunlicher Quarzsandsteine, die dort mit Rauhwacken und Haselgebirge tektonisch vergesellschaftet auftreten.

*

Die nun dargelegte Schichtfolge verleitet – mit dem Niveau der vererzten Kalkspäne – zur Abtrennung zweier tektonischer Einheiten.

Die entsprechend A. TOLLMANN dem Tirolikum (Liegendabschnitt) und der Mürzalpendecke zugeordnet werden könnten. Leider fehlen für diese Annahme jedoch eindeutige Beweise.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Nordrand der Großreiflinger Scholle auf Blatt 100 Hieflau

Von MICHAEL MOSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die kartierten Bereiche Eßling – Waidtal liegen an einem deutlichen morphologischen Einschnitt südlich des Gamssteinmassives zwischen Palfau (im Salzatal, 12,5 km NNE' Hieflau) und Altenmarkt bei St.Gallen (im Ennstal, 15 km S' Weyer) in der Obersteiermark. Der etwa W–E-streichende Einschnitt des Waidtales und des oberen Kreistengrabens folgt weitgehend der klar ausgeprägten tektonischen Zäsur an der Nordgrenze der Großreiflinger Scholle (Hochbajuvarikum). Der für die Kartierung herangezogene, unmittelbar südlich daran anschließende Streifen der Großreiflinger Scholle ist durch eine intensive tektonische Zerlegung der Gesteinsserien in Schollen und Schuppen geprägt. Nicht zuletzt dadurch ist die kartierte Fläche in diesem Bereich vorläufig noch eher bescheiden ausgefallen.

Bereich Eßling – Kreistengraben

In diesem tektonisch äußerst stark beanspruchten Abschnitt der Großreiflinger Scholle liegt eine enge Verschuppung von Haselgebirge/Werfener Schichten mit Hauptdolomit und Gosau vor.

Der in einzelne Lamellen und Schuppen zerrissene Hauptdolomit ist vor allem im Bereich Eßling stark tektonisiert und zeigt oft ein brekziös-massiges Erscheinungsbild. Zwischen den einzelnen Dolomitschuppen eingeschaltet finden sich die weichen Gosaumergel und Haselgebirgstone, die aufgrund ihres z.T. plastischen Verhaltens für zahlreiche Rutschungen (vor allem entlang von Forststraßenanschnitten) in diesem Bereich verantwortlich sind.

Die Gosau, die vor allem entlang der neuen Forststraße Eßling – Rinnermaiseralm gut aufgeschlossen ist, zeigt in diesem Abschnitt eine vorwiegend mergelige Entwicklung. Es handelt sich zumeist um (braun)graue, weiche Tonmergel, die lagenweise auch etwas mehr sandige, pflanzenhäkselführende Partien aufweisen. Daneben treten auch härtere Mergellagen, karbonatische Sandsteine und feinkörnige Brekzien (z.B. an der Forststraße 570 m SE' Gft. Bachleiten) auf. Eine Beprobung der weichen, grauen Gosaumergel bezüglich Nannoplankton, dessen Bestimmung (und Bearbeitung) ich Herrn Dr. M. WAGREICH verdanke, ergab coniac–santones Alter dieser Serie. Lediglich im Graben unmittelbar westlich der Rinnermaiseralm wurden auf etwa 650 m SH noch jüngere, in das Campan–Maastricht einzustufende, weiche, mittelgraue-ziegelrote „Nierentaler" Mergel, die hier zusammen mit mergeligen Sandsteinen und matrixreichen Brekzien (mit reichlich kalkalpinen Komponenten in einer ziegelroten Matrix) auftreten, vorgefunden.

Bei den Konglomeraten und Brekzien, die entlang eines innerhalb des Hauptdolomit liegenden, schmalen Streifens im Bereich der derzeit bereits stark erodierten Forststraße östlich der Rinnermaiseralm auf etwa 600 m SH aufgeschlossen sind, dürfte es sich um das Basiskonglomerat handeln.

Als kleine Besonderheit wäre eine etwa W–E-streichende, im Hauptdolomit 500 m SW' Rinnermaiseralm auf 730 m SH (etwas oberhalb der neuen Forststraße 900 m SE' Gft. Bachleiten) liegende, mit Bauxit verfüllte Spalte zu erwähnen.

Im Kontaktbereich zwischen Hauptdolomit und Gosau kann man von der Rinnermaiseralm nach Westen einen schmalen Streifen bunter, feinspätiger Kalke verfolgen, deren stratigraphische Einstufung (?Jura und/oder Obertrias?) mir noch unklar geblieben ist. Im allgemeinen handelt es sich dabei um massige/dickbankige, teilw. dmgebankte, ebenflächige, feinspätige, auch feinkörnigdichte, teilw. rosarot–fleischrot, teilw. gelbgrau–hellmittelgrau gefärbte Kalke.

Im Bereich des in den Kreistengraben einmündenden Edelsbaches sind die in der Literatur (STEINER, 1968) angeführten „Opponitzer Kalke" aufgeschlossen. Dabei handelt es sich einerseits um meist relativ helle, mittelgraue, feinspätige, massige Kalke, die stellenweise ebenflächig dm-gebankt sind, andererseits aber auch um dichte, mittel-braungraue Kalke.

Nordseite Sulzkogel

Im Bereich des Sulzkogels ist eine sehr wechselhafte, tektonisch stark gestörte Mitteltriasentwicklung anzutreffen. Aufgrund der vorläufig noch lückenhaften Kartierung und auch aufgrund der stark unterschiedlich guten Aufschlußverhältnisse kann in diesem Bericht nur ein erster Entwurf der geologischen Verhältnisse in diesem Bereich wiedergegeben werden.

Relativ einfach sind noch die typisch dünnbankigen, seltener dicker gebankten, dunkelgrauen, stets bituminösen, ebenflächigen Gutensteiner Kalke auszukartieren. Diese treten im Bereich der 'Waidtal-Störungszone' in teils dolomitisierter Form als eingewalzte Schollen innerhalb von Haselgebirge/Werfener Schichten auf. Der durch zahlreiche Harnischflächen geprägte, tektonisch bedingte Kontakt zwischen Haselgebirge und Gutensteiner Kalk ist besonders gut entlang eines Straßenaufschlusses an der Waidtalforststraße auf 650 m SH, wo zusätzlich in eine steilstehende, etwa NW–SE-streichende Kluft Haselgebirge eingepreßt wurde, zu studieren.

Typische Gutensteiner Kalke treten auch am Ostkamm des Großen Sulzkogels (K.1185) in Form mehrerer Schuppen auf.

Entlang der kleinen Felsaufbrüche unterhalb der Forststraße an der NE-Seite des Sulzkogels (liegen etwa in 900 m SH) ist von Ost nach West bei generellem Nordwestfallen der Schichtflächen folgende Abfolge erkennbar:

Über Gutensteiner Kalk (700 m ENE' K.1185) folgen zunehmend hellere, seltener dunkel- bis mittelgrau gefärbte, feinkörnig/feinspätige, dünnbankig-ebenflächige Kalke (teilweise mit Hornsteinkügelchen), die stellenweise auch dickbankiger entwickelt sein können. Darauf folgen dm-gebankte, knollig-dünnbankige, mittel–dunkelgraue mikritische Kalke, die ihrerseits wiederum in dm-gebankte, ebenflächige mittel- bis dunklergraue feinspätige Kalke übergehen. Als nun für diesen Bereich charakteristische, nach L. KRYSTYN in das Mittelanis zu stellende Ausbildung schließt an diesen Gesteinskomplex eine offensichtlich mehrere Zehnermeter mächtige Wechselfolge, die sich aus dm-gebankten, ebenflächigen, feinkörnigen, dunkelgrauen Kalken, dunkelgrauen Mergelkalken und dezimeterdicken dunklen Mergelschieferlagen zusammensetzt, an. Im Hangenden folgen darauf hornsteinführende Reiflinger Knollenkalke (dm-gebankt, mittelgraue Filamentmikrite, evtl. Unteres Ladin), die offensichtlich von einer N–S-streichenden Störung unmittelbar westlich des Sulzkogelgipfels abgeschnitten werden. Diese Abfolge von dunklen, mittelanisischen (Mergel)kalken und den ladinischen Reiflinger Kalken findet man an der neuen Forststraße 800 m westlich K.1185 (= Großer Sulzkogel)

auf etwa 940 m SH (Graben) vorzüglich aufgeschlossen wieder. Im Bereich der Sulzbachauhütte werden die hier generell westfallenden Reiflinger Kalke von Lunzer Schichten überlagert.

Die westfallenden Gutensteiner Kalke, die die Felswand zwischen 800 und 900 m SH am NE-Kamm des Großen Sulzkogels aufbauen, werden im Hangenden zunehmend dickbankig und hell, bis zuletzt dm-gebankte, ebenflächige, feinspätige, mittelgraue (?Steinalm-)Kalke, wie sie zum Beispiel unmittelbar oberhalb der Waidtalforststraße auf 740 m SH aufgeschlossen sind, anstehen.

Die geologischen und tektonischen Verhältnisse an der Ostseite des Sulzkogels

In den Waldhängen westlich oberhalb der Gehöfte Karlbauer und Hämmerl (im Salzatal) konnte eine generell steil-mittelsteil nach SE einfallende, aufrecht gelagerte Schichtfolge, die vom Reiflinger Kalk bis zum Hauptdolomit reicht, auskartiert werden. Daß die Lagerungsverhältnisse nicht so einfach sind, beweist einerseits die Einschuppung von höherem Reiflinger Kalk in Lunzer Schichten 500 m NW' Gft. Karlbauer (auf 700 m SH), andererseits die Einschuppung von Opponitzer Kalk in Hauptdolomit 220 m NNE' Gft. Karlbauer (auf 570 m SH). Im einzelnen setzt sich die Abfolge zusammen aus:

- Reiflinger Kalk:
  Soweit kartiert, zumeist dunkler, nur in den hangendsten Partien mittelgrauer mikritischer Kalk, reich an Hornstein, wellig schichtig.
- Lunzer Schichten:
  Braune bis ockerbraune, reichlich Pflanzenhäcksel und feinschuppigen Glimmer führende, karbonatfreie, feinkörnige Sandsteine und Arkosesandsteine; dunkle Tonschiefer.
- Opponitzer Kalk:
  Dm-gebankter, sonst massiger, hier meist dunkler, eher feinkörniger Kalk, der im Gegensatz zum Gutensteiner Kalk im Idealfall einen mehr glatten, leicht muscheligen Bruch besitzt; im Hangenden ist der Opponitzer Kalk zunehmend dolomitisch entwickelt.
- Hauptdolomit:
  Mittel-dunkelgrauer, dickbankiger, sonst dm-gebankter Dolomit.

Nördlich Gehöft Hämmerl wird diese Abfolge massiv von Terrassenschottern überdeckt.

Ganz anders sehen die Verhältnisse an den Wiesen- und Waldhängen westlich oberhalb der Gehöfte Birkner und Schneßl aus; eine deutlich ausgeprägte, W–E-streichende Störung schneidet die oben beschriebene Schichtfolge 600 m N' Karlbauer scharf ab (Quellen!) und läßt nördlich davon die aus Haselgebirge/Werfener Schichten, Reichenhaller Rauhwacken und Gutensteiner Kalken bestehende Schuppen- und Störungszone des Waidtales zutage treten. Im Waidtal selbst läuft diese Schuppenzone mit der Nordrandstörung der Großreiflinger Scholle zusammen, die von der Bergbauernalm über die Bärenlucke herabkommend, in etwa 730 m SH in das Waidtal einmündet.

Die blaugrünen Haselgebirgstone kommen immer zusammen mit den meist grünen, seltener violetten, glimmerbestreuten Werfener Tonschiefern und Quarziten vor und sind nicht selten Ursache zahlreicher Rutschungen. Die zwischen Haselgebirge/Werfener Schichten und Gutensteiner Kalk liegende brekziös-kalkige Reichenhaller Rauhwacke findet sich vor allem in einem etwa W–E-streichenden Streifen WSW' Gft. Birkner und ist, da zumeist nur schlecht aufgeschlossen, vor allem an den ockerfarbenen, feuchten Böden, die ab und zu ein paarvergammelte Rauhwackenrollstücke freigeben, zu erkennen.

Die Gutensteiner Kalke wurden bereits weiter oben beschrieben und zeigen lediglich an der Südseite der kleinen Felsklippe 300 m WNW' Gft. Birkner eine mehr untypische Entwicklung von dünn bis dm-gebankten, welligflaserig und ebenflächig geschichteten Kalken mit reichlich Tonsuturen.

Blatt 102 Aflenz

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Dürradmer – Kräuterin auf Blatt 102 Aflenz

Von Franz K. Bauer

Im Geländesommer 1991 wurde mit der Aufnahme des Blattes 102 Aflenz begonnen. Als Ausgangspunkt wurde der Grenzbereich zum nördlich anschließenden Blatt 72 Mariazell gewählt. Verschiedene Gesteinszüge streichen über die Blattgrenze. Östlich der Salza liegt die Dachstein-Riffkalkscholle Sauwand-Wipfelmäuer. Gegen Westen schließt die Triebeinscholle an, bestehend aus gebanktem Dachsteinkalk. Sie ist durch eine über den Kökkensattel ziehende Störung im Westen begrenzt. An dieser Störung liegen z. T. auf Blatt 72 und zum anderen Teil im Oischinggraben auf Blatt 102 Gosausedimente mit Konglomeraten und grauen und rötlichen Mergeln.

Westlich an die Triebeinscholle schließt der Hauptdolomitzug der Zellerhüte an. Beim Gr. Zellerhut geht der Hauptdolomit in Dachsteinkalk über, der mit ca. 100 m Mächtigkeit südwärts auf Batt 102 reicht. Auf Blatt 72 gibt es im südlichen Grenzbereich zu Blatt 102 keine Aufschlüsse von Lunzer Sandstein, der den Wettersteindolomit vom Hauptdolomit trennt. Am Wanderweg bei der Kote 1242 (Lehardi) auf Blatt Mariazell gibt es Aufschlüsse von Lunzer Sandstein, doch fehlen diese südwestwärts auf einer Strecke von ca. 1 km. Dieses schmale Lunzerband ist an der Forststraße E und W der Lochbachhütte (Blatt 102) aufgeschlossen. Der Grenzbereich der beiden Blätter wird westwärts bis zum Zierbach aus Wettersteindolomit und westlich davon aus Hauptdolomit aufgebaut.

Über dem Hauptdolomit liegt der Dachsteinkalk, der den E–W-gestreckten Gebirgsrücken Bucheck – Kaltleitenberg – Adenmauer aufbaut. Die Kalke sind meist gut gebankt und fallen gegen SW ein. Im Bereich östlich Fadenberg treten lokal Korallen auf.

Das Gebiet der Kräuterin wird vom Hauptdolomit aufgebaut, nur Gipfelbereiche, wie die vom Graskogel und Fadenkamp bestehen aus Dachsteinkalk. Das Einfallen ist hier mittelsteil gegen ENE.

Auf dem Dachsteinkalk liegen im Gebiet Fadenmauer – Bucheck kleine Reste von Rotkalken auf, die in Verbindung mit rotem Radiolarit vorkommen. Diese Gesteine sind wahrscheinlich in den Malm zu stellen. Östlich vom Bucheck (im Gebiet Grübl) schließt eine Forststraße grau-grüne hornsteinreiche Kalke mit Mergelzwischenlagen auf. Dieses Schichtpaket kann zu den Oberalmer Schichten gestellt werden. Gosau mit Konglomeraten und rötlichen und grauen Mergeln treten im Gebiet Schallenhütte auf.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Südostteil auf Blatt 102 Aflenz

Von Jozef Hok
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Gebiet ist größtenteils aus Gesteinen des Mittelostalpins und der Grauwackenzone des Oberostalpins aufgebaut.

Mittelostalpin

Kristallin

Das Kristallin besteht aus polymetamorphen Paragneisen und Amphiboliten, die intensiv gefaltet sind. Die Faltenachsen haben die Richtung NE–SW bis ENE–WSW. Makroskopisch kann man in diesem Komplex sechs Gesteinsgrundtypen unterscheiden:

Mittelkörnige Biotit-Plagioklas-Paragneise

Die Farbe des Gesteins ist grau bis schwarzgrau, die Textur parallelflächig bis schieferig. Hauptmineralien sind Plagioklas, Biotit, Quarz und Granat. Zeitweise treten in diesen Gesteinen gefaltete Sekretionsadern aus Quarz oder Quarz-Feldspat-Aggregaten hervor. Im Gebiet von Schnabelbach ist eine grobkörnige Variante dieser Paragneise vorhanden, die keinen Biotit führt.

Die alpidische Tektogenese hat sich vor allem durch intensivere Schieferungs- und Chloritisierungsprozesse geäußert und zwar vor allem in den verhältnismäßig engen Zonen der Mylonite. Die Richtung dieser Mylonitzonen ist NE–SW.

Feinkörnige Plagioklas-Paragneise

Die Farbe dieser Gesteine ist grauschwarz bis schwarz. Die Textur ist parallel und bandförmig, wobei sich biotitreichere Streifen (1–10 cm) mit plagioklasreicheren abwechseln. Makroskopische Hauptminerale sind Plagioklas, Biotit, Quarz und Granat. Nur selten kommen Amphibole vor.

Augige Paragneise

Die Farbe dieser Gesteine ist gewöhnlich grau bis hellgrau. Die Textur ist augig mit sehr ausgeprägter paralleler Ausrichtung. Die Augen werden von deformierten hellen Mineralien gebildet, deren Größe 3–10 mm beträgt. An Hand makroskopischer Studien kann man die Möglichkeit nicht ausschließen, daß es sich um Porphyroklasten von K-Feldspäten handeln kann. Die Matrix der Gesteine ist fein- bis mittelkörnig. Hauptmineralien sind Plagioklas, K-Feldspat, Biotit und Quarz.

Leukokrate mittelkörnige Paragneise

Die Farbe der Gesteine ist hellgrau. Die Textur ist massiv, allseitig körnig. Häufig sind diese Gesteine sehr fein bandförmig gestreift. Diese Textur wird von biotitreichen, bis zu 3 mm dicken Streifen gebildet. Hauptmineralien sind Plagioklas, K-Feldspat und Quarz.

Amphibolite

Diese Gesteine bilden sehr ausgeprägte asymmetrische Körper mit relativ konstanter Mächtigkeit. Sie sind hauptsächlich fein- bis mittelkörnig, von dunkelgrauer bis schwarzer Farbe. Sehr oft sind sie sekundär verändert, dann geht ihre Farbe ins Graugrüne bis Olivgrüne über. Die mineralische Zusammensetzung ist wie folgt: Amphibol, Biotit und Plagioklas. Einlagen mit größerem Anteil von Plagioklasen bilden nicht zusammenhängende Bänder mit einer Breite von 0,5 bis 10 cm.

Im Rahmen der Amphibolite kann man weiters folgende Varianten unterscheiden:

- Grobkörnige Amphibolite, deren Farbe schwarz ist. Es handelt sich um massive Gesteine, die fast ausschließlich aus Amphibol bestehen. Die einzelnen Mineralkörner können eine Größe bis zu 1 cm erreichen.
- Granat-Amphibolite, die einen ausgeprägt hohen Anteil an Granaten enthalten, deren Größe von 2 bis 5 mm reicht.

Die beschriebenen Varianten der Amphibolite haben eine unregelmäßige Verteilung, und es ist unmöglich, sie im gegebenen Maßstab der Karte darzustellen.

Pegmatit

Die Pegmatite sind hellgraue, grobkörnige Gesteine, die in allen weiter oben beschriebenen Gesteinen vorkommen. Sie bilden Körper mit unregelmäßiger Form und Mächtigkeit. Ihre Hauptmineralien sind Feldspat, Quarz und Muskovit. Interessant ist der kleine Anteil von Quarz.

Amphibolite mit Pegmatit-Einschlüssen

Dieser Komplex tritt am östlichen Rand des kartierten Gebiets auf. Es handelt sich um einen Körper von 50 bis 60 m Mächtigkeit. Da dieser Komplex im gegebenen Gebiet eine selbständige Position einnimmt, wurde er als ein selbständiger Gesteinstyp ausgegliedert.

Permo?-Trias-Gesteine

Quarzite und Quarzitkonglomerate (Perm? – Untertrias)

Die Quarzite sind meist hell gefärbt, hellgrau, lichtgelb, lichtgrün bis grau. Meist sind sie bankartig geschichtet, mit einer Mächtigkeit von 10 bis 30 cm. Sie sind fein- bis sehr feinkörnig. An den Schichtflächen kann man sehr oft feinschuppige Ansammlungen von Serizit und häufig auch Chlorit-Serizitschiefer grüner Farbe sehen.

Im Gebiet von Mitterberg und Großmühlberg treten intensiv tektonisch deformierte grobe Konglomerate auf. Man kann nicht ausschließen, daß es sich um tektonische Quarzitbrekzien handeln kann. Diese Gesteine haben eine graue Farbe. Einzelne Fragmente sind intensiv deformiert. Die Deformierungsachse hat eine Hauptorientierung NW–SE, mit einer Länge der einzelnen Körner von 2–5 cm. Die Matrix ist feinkörnig. Sie besteht aus Quarz mit variabler Beimengung von Feldspäten. Diese Gesteine bilden allmähliche laterale und vertikale Übergänge in die Quarzite.

Dolomite, dolomitische Kalke, Kalke, Rauhwacken (Mitteltrias)

Dieser Komplex wird von meist massigen, hellen und grauen, zerfallenden Dolomiten und dolomitischen Kalken gebildet. Mit ihnen treten bankige, dunkle bis schwarze, weißgeäderte Kalke auf. Die Kalke bilden unregelmäßige Körper in den Dolomiten.

Die Rauhwacken bilden ähnlich wie die Kalke unregelmäßige Körper in den Dolomiten. Sie sind löchrige Gesteine, ocker bis hellgrau gefärbt, grau verwitternd und sandig zerfallend. Sie enthalten Karbonatfragmente (bis 1 cm) in einer feinkörnigen Matrix.

Oberostalpin

Die Grauwackenzone ist im Arbeitsgebiet durch zwei Gesteinstypen vertreten:

Graphitische Schiefer und Sandsteine

Diese Gesteine kommen in der weiteren Umgebung des Mitterberges vor. Die Graphitschiefer sind feinkörnige, dunkelgrüne Gesteine mit hohem Chloritanteil, die ich vorläufig als Metavulkanite anspreche.

Metavulkanite

Massive feinkörnige Gesteine von dunkelgrüner Färbung mit hohem Chloritanteil, die noch näher untersucht werden müssen.

Tertiär

Tonig-sandige Schiefer

Dieser Gesteinstyp tritt verbreitet in der Umgebung des Mitterberges auf. Die Schiefer sind ockerfarben, feinschichtig und zerfallen sandig.

Quartär

Deluviale Sedimente

Unverfestigtes und unsortiertes Material, Geröll und lehmvermischtes Blockmaterial, dessen Herkunft der unmittelbare Untergrund sein dürfte.

Alluvionen

Nicht verfestigte Ablagerungen von Bächen und Flüssen auf Talböden und Terrassen.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Mesozoikum auf Blatt 102 Aflenz

Von IGOR JANOV, PETER KOVÁČ & PAVEL LAZAR
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet befindet sich nördlich und nordöstlich des Ortes Aflenz Kurort und ist im Süden durch die Orte Aflenz Kurort, Grassnitz und Göriach, im Osten durch die Linie Göriach – Fladenalm, im Norden durch Lappental und durch die Linie Seewiesen – Mitteralm und im Westen durch Fölzerbach begrenzt. Als Unterlage diente die geologische Karte von SPENGLER (1927).

Das Mesozoikum gehört hier zu den Nördlichen Kalkalpen (Oberostalpin) des Austroalpinikums. Im Liegenden befindet sich die Grauwackenzone, die für die sedimentäre Basis der permo-mesozoischen Abfolge der Nördlichen Kalkalpen gehalten wird (JANOSCHEK, W.R., MATURA, A., 1980). Mesozoische Komplexe liegen in allochthoner Position über der Grauwackenzone. Die jüngsten Glieder sind die Sedimente des Neogens und Quartärs, die das Paläozoikum und Mesozoikum bedecken.

Im Mesozoikum beginnt die Sedimentation mit Werfener Schichten, in denen bunte Sandsteine (meistens rötlich) und graugrüne, graue und gelbliche mergelige Schiefer dominieren. Örtlich treten in ihnen sandiger, bankiger Kalk und braune Rauhwacke auf. Das Alter ist Skyth. Die Mächtigkeit der Werfener Schichten ist ca. 250 m.

Über ihnen liegen Gutensteiner Dolomite und Kalke. Sie sind durch dunkelgraue bis schwarze, dickbankige bis massige Dolomite und Kalke mit oft auftretenden kleinen Kalcitadern repräsentiert. Sie gehören dem Anis an. Die Mächtigkeit beträgt ca. 30 m.

In ihrem unmittelbarem Hangenden liegen örtlich Lagen von hellem, massigem Kalk, wahrscheinlich anisischen Alters.

Die stratigraphische Abfolge setzt fort mit einem hellen dickbankigen bis massigen ladinischen Dolomit, lateral vertreten auch durch hellen organodetritischen Dolomit. Selten treten in diesem Horizont meist rote Dolomite mit Lagen von mergeligem Ton auf. Die Mächtigkeit ist sehr unterschiedlich (30 bis 150 m.

Die mittlere Trias setzt sich mit dunklem, bankigem, knolligem Reiflingerkalk fort. Er wird ins oberste Anis bis Ladin gestellt. Meistens befinden sich darin unregelmäßige Hornsteinknollen, oft auch ganze Hornsteinlagen. Die Mächtigkeit des Reiflinger Kalkes ist höchstens 20 m.

Im Hangenden treten helle, hellbraune, massige, selten dickbankige Wettersteinkalke mit organodetritischen Lagen auf. Sie gehören dem Ladin an. Ihre Mächtigkeit ist meistens um 30 m, im NE-Teil aber bis 100 m.

Wettersteinkalk bildet das Liegende der Raibler Schichten, die zum Karn gehören (GROTTENTHALER, W., 1978). Raibler Schichten bestehen aus unregelmäßig abwechselnden Kalken und Schiefern. Den größeren Teil der Raibler Schichten bilden verschiedene Arten von Kalken. Es handelt sich um einen hell- bis dunkelgrauen Kalk, lokal mit einigen cm dicken Mergellagen und um einen dunklen bis schwarzen, bankigen, dickbankigen bis massigen Kalk, ab und zu mit Lagen von dunklen bis schwarzen dünnlaminierten Schiefern und einen hellen massigen Kalk. Die Schiefer bilden einige Meter mächtige Lagen von dunklen, dünnlaminierten, tonigen bis sandigen, gelblich verwitternden Schiefern. Die Mächtigkeit der Raibler Schichten beträgt bis 180 m. Für einzelne Horizonte der Raibler Schichten verwendet man an anderen Stellen folgende Bezeichnungen: Aonschiefer, Carditaschichten, Cidariskalk, Halobienschiefer, Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk und Reingrabener Schiefer (GROTTENTHALER, R. W., 1978).

Über den Raibler Schichten liegen Dolomite. Es handelt sich um hellgraue, massige Dolomite, die als Hauptdolomit beschrieben sind. Sie bilden bis 150 m dicke Massen. Selten sind im Hauptdolomit Lagen von scharzem Schiefer, wobei der Dolomit bräunlich ist. Diese Lagen bezeichnet man als „Zwischendolomit" (NICOL, S.A., 1986).

Das höchste stratigraphische Glied des Mesozoikums ist hier der Aflenzer Kalk, der ein bankiger, schwarzer und grauer Kalk, an vielen Stellen mit Hornsteinknollen und mit gelber mergeliger, einige mm dicker Rinde an der Oberfläche ist. Nach LOBITZER (1975) gehören die Kalke dem Nor und Rhät an. Er schließt aber auch oberstes Karn nicht aus. Die Mächtigkeit ist 50 bis 100 m, westlich auch mehr.

Im Westen verzahnen die Aflenzer Kalke mit organogenem Riffkalk, bezeichnet als Dachsteinkalk (FLÜGEL, H.W., NEUBAUER, F., 1984). Dieser ist hellgrau, lokal gelblich oder rosig.

Im Liegenden des Mesozoikums befindet sich die Grauwackenzone, vertreten durch:

- Grauwackenschiefer: Sie sind schmutzigbraungraue bis rostbraune, sandige, schwach metamorphe Gesteine,die dem Ordoviz angehören.
- Porphyroide des Ordoviz: Mittelkörnige, graue bis grüngraue, massive Gesteine mit Quarzblasten.
- Silurgesteine: Hellbraune, mit dunkelbraunen Streifen rekristallisierte Schieferkalke und Schiefer mit Limonitspuren. Sie bilden nur kleine Linsen im Hangenden der Porphyroide.

Neogene Sedimente sind durch Grundkonglomerate und Schiefertone repräsentiert.

Quartär ist typisch für das Hochgebirgsrelief. Es ist durch Schwemmkegel, Rutschmassen, Hangschutt und Bergsturzmassen charakterisiert. Außerdem befinden sich hier alluviale und fluvioglaziale Sedimente.

Das ganze Gebiet ist durch Falten- und Deckenbau charakterisiert, der durch Bruchtektonik mit Bruchrichtung E–W und NE–SW gestört ist. Die mesozoischen Komplexe fallen generell mit 20–50° nach SSE und NW.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Aflenzer Tertiärbecken auf Blatt 102 Aflenz

Von JÁN MILIČKA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aflenzer Becken befindet sich südlich vom Hochschwabgebiet im Bereich des Kurortes Aflenz . Die Gesamtlänge des Aflenzer Beckens in Richtung WSW–ENE ist etwa 18 km, die größte Breite beträgt ca. 3 km im Gebiet von Göriach. Der kartierte Teil des Beckens war das Gebiet zwischen Palbersdorf und Göriach in der Gesamtlänge von 9 km. Die morphologische Grenzlinie gegenüber umgebenden geologischen Einheiten ist relativ deutlich. An der morphologischen Formung dieses Bekkens nahmen außer der Tektonik sehr deutlich quartäre Phänomene teil, d. h. alluviale und fluvioglaziale Sedimente, Terrassensedimente und Hangschutt.

Der Untergrund des Beckens wird von den Einheiten des Mittelostalpins und Oberostalpins gebildet. Das Ziel der Arbeit war die Kartierung der tertiären sedimentären Beckenfüllung unter Berücksichtigung quartärer Sedimente. Deshalb wurden die geologischen Einheiten des Untergrundes bzw. der Umgebung nicht gegliedert. Die Gesamtmächtigkeit der Beckenfüllung beträgt ca. 250 m (TOLLMANN, 1985).

Die tertiäre sedimentäre Beckenfüllung beginnt mit Grundkonglomeraten des unteren Baden (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984). Diese Konglomerate erreichen maximale Mächtigkeit bis zu etwa 100 m. Das Material der Konglomerate ist verschiedenartig und vom Untergrund abhängig. Die Grundkonglomerate am nördlichen bzw. am nordwestlichen Rande bestehen meistens aus Bruchstücken von Karbonaten (mit verschiedener Abrundung), aus Quarziten und Ton-Sandschiefern gebildet und mit feinkörnigem Kalzitmaterial verkittet. Am südlichen Rande des Beckens in der Nähe von Döllach wurde nur ein einziger Aufschluß festgestellt, der überwiegend aus Karbonaten gebildet wird und mit Kalzit-Quarzmaterial verkittet ist.

Die Hauptfüllung des Beckens bilden die sandigen Schiefertone mit vorwiegend oranger aber auch gelber, brauner bis graubrauner Farbe. Diese werden an den Rändern des Beckens und in den Bacheinschnitten relativ gut abgedeckt, in den sandigen Schiefertonen treten häufig die Lagen der Diatomite auf. Im ENE-Teil des Beckens sind im Hangenden der Grundkonglomerate die Kohlenflöze entwickelt (TOLLMANN, l.c.), die jedoch an der Oberfläche nicht beobachtet wurden (alte Bergwerksanlagen). Vom stratigraphischen Standpunkt aus ist die Position des Hangschuttes an den nördlichen Hängen von Mitterberg unklar, dessen Ursprung vorläufig dem Obermiozän zugeordnet wird (TOLLMANN, l.c.). Diese Gesteine sind vorwiegend im WSW-Teil des Beckens (bei Etmißl) entwikkelt. Dieser Teil liegt allerdings außerhalb des kartierten Gebietes.

Zu den ältesten Quartärsedimenten im untersuchten Gebiet gehören die Terrassen- und fluvioglazialen Sedimente. Die Terrassensedimente werden von gut bearbeiteten und sortierten Karbonat-Geröllen gebildet, die mit Lagen von sandigen, sandig-lehmigen und lehmigen wechsellagern. Diese treten in der Nähe von Hauptströmungen des Beckens vorwiegend im östlichen Teil bei Göriach auf und im westlichen Teil in der Umgebung von Aflenz Kurort. Eine relativ mächtige Lage fluvioglazialer Sedimente wurde im nördlichen Teil des untersuchten Gebiets bei Graßnitz festgestellt. Dieses Sediment ist von verschiedenartigem unbefestigtem aus nördlicher Umgebung stammendem Material gebildet.

Jüngerer quartärer Hangschutt bildet nicht zu große Körper an den erhobenen nördlichen Rändern und einen größeren Körper im südöstlichen Beckenteil. Die Zusammensetzung des Schuttes ist von den umgebenden geologischen Einheiten abhängig. Die Hauptströmungen des Beckens werden durch alluviale Sedimente verschiedener Ausbreitung und Mächtigkeit in Reliefabhängigkeit begleitet.

Das Aflenzer Becken ist offensichtlich an der geologischen Grenze von Mittelostalpin und Oberostalpin angelegt. Es handelt sich um eine asymmetrische intramontane Depression, die im tiefgreifenden Bruchsystem eingesenkt ist (TOLLMANN, l.c.), dessen Verlauf ungefähr mit ihrem südlichen Rand vergleichbar ist. Auf Grund des geologischen Baus kann angenommen werden, daß das E–W-Hauptbruchsystem einen synsedimentären Charakter hatte und im Verlauf der Sedimentation von unterem Baden die Beckenentwicklung bestimmt.

Jüngere N–S- bzw. NMW–SE- Störungen von post-Unterbaden-Alter sind offensichtlich epigenetischen Ursprungs mit Anzeichen kleiner horizontaler Verschiebungen. Die Schichtverbiegungen am nördlichen Bekkenrand bewegen sich zwischen 20–40°, im Zentralteil zwischen 4–15°, im südlichen Teil erreichen sie bis zu 45°.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet Dürradmer auf Blatt 102 Aflenz

Von BERNHARD SCHIEL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das zu kartierende Gebiet befindet sich in der westlichen Fortsetzung der sogenannten Puchberg–Mariazeller Linie, einer großen tektonischen Störungslinie, deren Bedeutung unter anderem SPENGLER (1931, Jb. Geol. B.-A., **81**) eingehend diskutiert hat. SPENGLER charakterisierte dabei diese Zone durch ein oftmaliges Auftreten von Werfener Schichten und Haselgebirge.

Neben der Erstellung einer flächigen Kartierung soll im Rahmen dieser Arbeit vor allem auch die Frage der Platznahme bzw. tektonischen Stellung dieser permoskytischen Serien geklärt werden. Zwei Möglichkeiten bieten sich diesbezüglich an:

- Eine Herleitung in Form einer Aufschuppung basaler Schichtglieder aus dem Untergrund – eine Deutungsmöglichkeit, die an frühe Vorstellungen von BITTNER anknüpft
  oder
- die Interpretation einer aus dem südjuvavischen Raum bezogenen Deckscholle, die sekundär eingewickelt wurde (SPENGLER, 1931; LEIN, 1981).

Starke Regenfälle im Juli 1991 hatten die für die Klärung dieser Fragestellung wichtigen Randbereiche dieser Schollen infolge von Hangrutschungen und durch die erosive Ausräumung der Bachläufe ungewöhnlich gut aufgeschlossen. Dadurch konnte ich feststellen, daß sich die Haselgebirgsmasse weit nach Südwesten bis in den Hochalplgraben fortsetzt und somit eine etwas größere Ausdehnung einnimmt als von SPENGLER vermutet worden war (geologische Karte).

Auffallend ist, daß sich in den randlichen Zonen des Haselgebirges oft Breccien befinden, die neben Haselgebirgskomponenten (Gips, Anhydrit, Tonbrocken) auch völlig andere kalkalpine Gesteine enthalten:

a) obere und untere Werfener Schichten
b) Kössener Schichten
c) Klauskalk (Mangankrusten)
d) Radiolarit.

Weitere kleine Haselgebirgsvorkommen gibt es nordwestlich des Forsthauses Dürradmer, am Fuße des Nordhanges des Todeskogels sowie ein sehr kleines Vorkommen am Süd-Hang des Wieskogels (an der Forststraße in 1060 m Höhe).

Immer verbunden mit dem Haselgebirge finden sich auch Werfener Schichten, z. B. direkt westlich des Haselgebirges nördlich des Forsthauses Dürradmer (beim Bucheckbach).

Folgt man der Forststraße, die im Waschenpelz von der Straße nach Dürradmer abzweigt, so findet man nach ca. 500 m quarzreiche Sandsteine, die ebenfalls der Werfener Formation angehören.

Morphologisch tiefer liegen dann kleinere Vorkommen von Gutensteiner Kalk und Wettersteindolomit, direkt nebeneinander. Diese Situation ist auch an der Hauptstraße nach Dürradmer knapp vor dem Forsthaus aufgeschlossen.

Das Gebiet nördlich von Dürradmer, insbesondere die Wassermäuer, die Südhänge des Buchecks, das Ochsental, die Nordhänge des Mitterberges und das Gebiet um die Klennerbrücke wurden von SPENGLER als lagunärer Dachsteinkalk kartiert.

Bei der Begehung stellt sich jedoch heraus, daß es sich nicht nur um Dachsteinkalk handelt, sondern daß große Gebiete von einer Breccie aufgebaut werden, die folgende Komponenten enthält:

a) Dachsteinkalk
b) Radiolarit
c) Klauskalk.

Dabei finden sich richtiggehende Radiolaritzüge in den Breccien eingeschaltet. Besonderes eindrucksvoll ist diese Situation im Bachbett etwa 500 m westlich der Klennerbrücke aufgeschlossen. Mehrere Meter mächtige Radiolarite wechseln dort mit obengenannter Breccie. Es liegt die Vermutung nahe, daß diese Breccienströme in die malmischen Radiolaritbecken eingeglitten sind.

Eine ähnliche Situation findet man im östlichen Bereich der Wassermäuer, direkt am Forstweg in ca. 1160 m Höhe. Die Grenze dieser Breccien gegen den „echten" Dachsteinkalk ist häufig nicht eindeutig zu ziehen.

Am südlichen Abhang des Mitterberges befindet sich ein größeres Klauskalkvorkommen mit sehr schönen Mangankrusten und -knollen sowie einzelnen Ammonitenfunden. Auch dieser Klauskalk steht immer mit Radiolarit in enger Verbindung.

Direkt südlich des Klauskalkes, im Bachbett des Radmerbaches, tritt linsenförmig zwischen dem Klauskalk nördlich und dem Haselgebirge südlich ein dunkler Kalk auf, der wahrscheinlich den Kössener Schichten angehört – die Conodontenproben sind aber noch nicht ausgewertet.

Der Talboden direkt über Dürradmer bis zum Forsthaus wird von Moränen eingenommen, wobei beim Forsthaus im Bucheckbach eine schöne Grundmoräne aufgeschlossen ist.

Blatt 103 Kindberg

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 103 Kindberg

Von AXEL NOWOTNY

Die Begehungen im Berichtsjahr dienten vor allem der Angleichung eigener und fremder Kartierungen der letzten Jahre. Es wurden sowohl die Gebiete nördlich der Mürz im Bereich Weißenbach und Stollingerbachgraben als auch südlich der Mürz im SE-Bereich des Kartenblattes südlich des Freßnitzbaches begangen.

Die von NIEVOLL 1986 im Gebiet E und W des Stollingerbaches beschriebenen Biotit-Uralitschiefer konnten abgegrenzt werden. Es handelt sich dabei um Einschaltungen innerhalb der Biotitschiefer bis Paragneise.

Südlich der Mürz wurden die Gesteine, die durch den Bau neuer Forststraßen im Gebiet des Freßnitzgrabens aufgeschlossen wurden (siehe Bericht zu Blatt 104, 1991), auskartiert. Es handelt sich auf Kartenblatt 103 durchwegs um stark verfaltete Zweiglimmerschiefer bis Gneise mit einzelnen Granat führenden Lagen. Auffallend sind die mächtigen Quarzlagen und Knauern. Einschaltungen von mittelkörnigem Muskovit-Mikroklingneis und Muskovitschiefer sind vor allem am Südrand des Kartenblattes zu beobachten. Die Serie der basischen bis sauren Einschaltungen läßt sich auf dem Kartenblatt ÖK 103 nicht weiter verfolgen.

Hangend findet sich vor allem Serizit-Chloritphyllit in der streichenden Fortsetzung der Vorkommen westlich vom Jagdhaus Granegg.

W vom Rotriegel bis zum Schwaighofgraben treten mächtige Grobgneiskörper auf. Die einzelnen Körper stecken scheinbar nicht zusammenhängend innerhalb der eintönigen Serie von phyllitischem Glimmerschiefer. Begleitet werden die Grobgneiseinschaltungen von Quellhorizonten, welche durchwegs liegend der Grobgneisschollen austreten. Randlich der Grobgneiskomplexe finden sich Muskovitschiefer, häufig begleitet von Störungszonen. Diese hellen Schiefer können als Weißschiefer gedeutet werden. Teilweise sind Grobgneiskomponenten nur mehr als Lesesteine in der näheren Umgebung der Weißschiefer zu beobachten.

In der streichenden Fortsetzung der Aufnahmen auf Blatt 104 wurde die junge Überlagerung begangen. Die Tertiärschichten, die E des Traibachgrabens gut aufgeschlossen sind, können gegen W weiter verfolgt werden. Während die Verebnungen durchwegs von rotbraunen Lehmen mit eingelagertem Kies bedeckt sind, finden sich in Steilstufen tertiäre Kies- und Sandlagen.

W des Freßnitzbaches konnten keine Sand- und Kiesvorkommen angetroffen werden. Es handelt sich durchwegs um rotbraune Lehme mit zum Teil größeren Kies- und Sandkörpern innerhalb einer rotbraunen Matrix. E Wartberg bis zum Sprengnitzbach sind wiederum sichere Vorkommen der durchwegs schräggestellten Kies-Sandschichten zu beobachten.

Die im Freßnitztal, im Gebiet des Gehöftes Geierhofer, angetroffenen Terrassen sind meist aus grauen gut sortierten horizontal gelagerten Sand- und Kiesschichten aufgebaut und sind jünger als die eben besprochenen Rotlehmschichten.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 103 Kindberg

Von WOLFGANG PAVLIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Gebiet des Student wurde einer Revisionsbegehung unterzogen.

In der Mooshubener Gosaumulde wurden die Kreide-Tertiär-Serien genauer gegliedert. Die Felsen nördlich und westlich Steinbauer sind den Orbitoidensandsteinen zuzurechnen. In den Wiesen östlich Steinbauer sind Mergel der Gosau entwickelt. Im Graben zwischen Steinbauerkogel und Hiasbauerriegel sind Nierentaler Schichten aufgeschlossen.

Der Hiasbauerriegel und die Ebene von Mooshuben, sowie der westliche Teil des Schafkogel wird von Gosaukonglomeraten und -sandsteinen des Tertiär (Dan–Thanet) aufgebaut. Die Konglomerate und Sandsteine werden von aufgearbeiteten Gosaugesteinen, bis zu den Kambühelkalken hinauf, sowie von Gesteinen der Grauwackenzone und Trias- und Juraserien der Kalkalpen gebildet. Die feineren Sandsteine wurden als „Gewandsteine" für die Hochöfen in Gußwerk abgebaut. Zwei Steinbrüche sind noch erkennbar. In diesem Bereich sind starke Vernässungen, sowie kleine Hangbewegungen, mit Hangkriechen und versackten Massen, erkennbar. Östlich Schafkogel – Hiasbauerrriegel und südöstlich Steinbauer sind Gesteine der Grauwackenzone, Quarzphyllite und Schiefer aufgeschlossen.

Nordöstlich Roter Mauer, sowie nordöstlich und südlich Schafkogel sind Werfener Schichten, und im Graben zwischen Schafkogel und Roter Mauer, Haselgebirge (Gips) entwickelt. Unter den Gosauserien des Hiasbauerriegels treten im Westen in einem kleinen Aufschluß ebenfalls Werfener Schichten zu Tage. Im Bereich des Schafkogels werden die Gosauserien von Werfener Schichten und Dachsteinkalken unterlagert. Der Hangfuß zwischen Schafkogel und Roter Mauer wird von Allgäuschichten aufgebaut.

Die Rote Mauer und der Felszug nordöstlich davon besteht aus grauen Dolomiten im Süden und plattigen Kalken im Norden, welche eine geringe Biogenführung aufweisen. Diese von H.P. CORNELIUS als „braune Stinkkalke" unsicherer stratigraphischer Stellung bezeichnete Serie wird von mir, unter anderem durch ihre Fluoritführung, in das Anis gestellt, und als Gutensteiner Schichten bezeichnet. Südlich und östlich der Roten Mauer konnten am Hang neben den von R. LEIN beschriebenen Hallstätter Kalkspalten im Steinalmkalk einige neue Aufschlüsse mit Hallstätter Kalken erfaßt werden. Zur Felsgalerie der Studentleiten hin sind weiters Ruhpoldinger Schichten und fragliche Hallstätter Kalke aufgeschlossen.

Das Student-Plateau wird basierend auf neueren Daten in das Anis gestellt und den Steinalmkalken zugeordnet. Hinweise auf ein Ladinalter konnten bis jetzt nicht gefunden werden. Diese dünne Kalkplatte des Plateaus wird von einem engmaschigen Störungsnetz zerlegt. Große Flächen sind von einem braunen Lehm bedeckt, und bilden Wiesenareale. Auf der Nordseite und auf der Westseite bricht die dünne Kalkplatte auseinander. Im Norden liegen die abgesetzten Platten noch dicht beieinander, aber im Westen sind sie soweit auseinandergeglitten, daß der Untergrund mit fraglichen Oberalmer Schichten und Ruhpoldinger Schichten und Hallstätter Kalken in kleinen Verebnungen, oder in den Gräben zu Tage tritt.

Randlich ist diesen Kalken eine intensive Rotspaltenbildung gemein, die zu einem großen Teil als Gosauspalten zu interpretieren ist. Auf der Nordseite des Hochkogel sind Spalten mit roten und weißen mitteltriadischen, pelagischen Lumachellenkalken aufgeschlossen.

Der gesamte West- und Südwesthang des Student ist als eine riesige Massenbewegung zu interpretieren. Auf dem weichen Untergrund (Werfener Schichten, Allgäuschichten, ?Oberjuraserien) schwimmen große Schollen aus Hangschutt und abgerutschten Steinalmkalken. Dies führt unter anderem dazu, daß die Quellen erst gegen das Tal hin austreten, und hier immer wieder zu Hangrutschungen und Muren führen. Südlich des Schafkogel zieht ein schmaler Keil mit Werfener Schichten Richtung Falbersbachtal. Im Gebiet Schneckenbrand und Almkogel treten dann Werfener Schichten, Dachsteinkalke, Allgäuschichten, Ruhpoldinger Schichten und Gosauserien unter den Gleitmassen der Turmmäuer zu Tage.

Im Gebiet des Arzgrabens ziehen die ?Oberjuraserien und Hallstätter Kalke in den Buchalpenboden. Hier werden im westlichen Arzgraben die Dachsteinkalke und ihre Auflagerung von einer großen Mure überrollt. Erst im Gebiet Siebenbrunnen treten diese Gesteine wieder hervor, bevor sie weiter im Süden von der Moräne der Schöneben verdeckt werden.

Der Arzkogel ist wie die Student als Steinalmkalk zu klassifizieren. Am Fuß des Südhanges sind vereinzelt Vererzungen im Steinalmkalk festzustellen. Hierauf begründet sich wahrscheinlich der Name Arzkogel. Knapp nördlich des Gipfels sind noch kleine Reste von Gosaukonglomeraten aufgeschlossen. In der Schottergrube nördlich Schöneben wird eine Hangbreccie abgebaut. Diese ist am Südhang und am Nordhang des öfteren anzutreffen, und wird wiederholt als Schüttungsmaterial für den Forststraßenbau genutzt. Durch die Bruchzone des Buchalpenbodens, ?interne Aufschiebung, wird die Kalkplatte der Student getrennt. Wie schon oben erwähnt, treten hier Ruhpoldinger Schichten und fragliche Oberalmer Schichten sowie Hallstätter Kalke auf. Weiters sind graue Kalke aufgeschlossen, die in das Liegende der Steinalmkalke gestellt werden und als Gutensteiner Schichten anzusprechen sind. Der Südhang wird von Werfener Schichten und Ruhpoldinger Schichten aufgebaut.

Durch die zum Teil sehr starke Verwitterung ist eine eindeutige Unterscheidung sehr schwierig. Aufbrüche von Allgäuschichten, die von Rauhwacken ummantelt werden, sind als Fenster der Tribein-Schuppe zu deuten. Südöstlich der Rabenmäuer ist ein schmaler Aufbruch mit Zlambachschichten der Student-Zwischenschuppe erkennbar.

Den Freinsattel bauen Gesteine der Grauwackenzone auf. In diesem Raum sind Lydite, Dolomite und Kalke, Metatuffite und Quarzphyllite ausgebildet. Diese Abfolge wird im Nordosten Richtung Aubauer von Dachsteinkalken und Hauptdolomit unterlagert. Leicht rosa gefärbte Kalke sind im Hangenden des Hauptdolomites eingelagert.

Westlich des Freinsattel tritt eine tektonische Melange, bestehend aus Komponenten von Mitteltriaskalken, Obertriaskalken, Liasspatkalken und Ruhpoldinger Schichten, auf. Die Verebnungsfläche wird von Gosaukonglomeraten, Moräne und großen abgeglittenen Schollen einer Massenbewegung gebildet. Vereinzelt sind die liegenden Serien, Gesteine der Grauwackenzone, Werfener Schichten, Gutensteiner Schichten, Zlambachschichten, Liaskieselkalken und Ruhpoldinger Schichten in kleinen Aufbrüchen erkennbar.

Weiters wurde der Hangfuß des Roßkogel und des Waxeneck genauer untersucht. Das Gebiet des Seekogel wird von Gosausandsteinen (?Orbitoidensandsteine) und Werfener Schichten aufgebaut. Ein breiter Dolinenzug bildet den Hangfuß zum Roßkogel. Am Blattrand ist ein Fenster, bestehend aus Mitteltriasdolomiten und -kalken, grauen bis schwarzen kieseligen Karnkalken, bunten Hallstätter Kalken, hellen weißlichen Kalke und Dolomiten und Zlambachschichten kartierbar. Inwieweit diese hellen Kalke und Dolomite in diese Schichtfolge gehören oder eine tektonische Komplikation des Fensterrahmens darstellen, muß noch geklärt werden. Dieses Fenster baut mit der oben genannten Schichtfolge zwischen Eder und Steinalpl den Talgrund, sowie den Hangfuß des Westlichen Mitterberges und des Roßkogel–Waxeneck-Zuges auf. Das nächsthöhere tektonische Stockwerk setzt mit Werfener Schichten ein. Nordöstlich Eder folgen im Hangenden der Werfener Schichten Steinalmdolomit, Gutensteiner Dolomit, Steinalmkalk, sowie helle Massenkalke und -dolomite der Mitteltrias. Im Talgrund der Kalten Mürz treten Talalluvionen und diverse Schotterterrassen auf. Südwestlich Gasthof Leitner ist ein Altarm der Kalten Mürz erkennbar. Südöstlich Gasthof Leitner wird der Fensterinhalt entlang eines Bruches verkippt, und die schon oben erwähnten Obertriaskalke und -dolomite bilden den Ostrand des Fensters. Die Dolomitzone des Ladin–Karn läßt sich in helle und dunkle Dolomite gliedern. Vereinzelt sind Kalkpartien zwischengelagert. Die nächsthöhere tektonische Einheit des Roßkogel – Waxeneck wird über den Werfener Schichten von Gutensteiner Dolomit, Steinalmdolomit, Steinalmkalk, Reiflinger Schichten, grauen bis bunten pelagischen Kalken, Wettersteinkalk und Wettersteindolomit aufgebaut. Südwestlich Steinalpl sind entlang eines Bruches Zlambachschichten in das Wettersteinkalkareal eingeschleppt.

Diese gesamte Zone wird von Brüchen sehr intensiv zerlegt. Auf den Werfener Schichten des Hangfußes sind häufig abgeglittene Schollen des Oberhanges erkennbar.

Abschließend wurde noch das Profil der Mürzschlucht beprobt. Es zeigt sich eine verkehrte Lagerung der Serien, mit obertriadischen Hallstätter Kalken im Süden und auflagernden Karnserien im Norden. Die Abfolge gleicht in vielem der des Fensters der Kalten Mürz, nur daß in diesem Fenster eine aufrechte Schichtfolge existiert und die Hallstätter Kalke eine geringere Mächtigkeit besitzen.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Roßkogel-Deckscholle auf Blatt 103 Kindberg

Von KONRAD STRELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeiten dienten der Überarbeitung, Verfeinerung und Erweiterung der Arbeiten des Vorjahres. Die Bestimmung der Conodonten besorgte Dr. L. KRYSTYN, Crinoiden, Ostracoden und Holothurien wurden von Frau Dr. KRISTAN-TOLLMANN bestimmt.

Roßkogel-Deckscholle

Werfener Schichten

bilden die Basis der gesamten Deckscholle. Sie können sowohl am Naßköhr als auch SW der Hinteralpe sowie im Tal der Kalten Mürz, E Freins, in ansehnlichen Mächtigkeiten (bis 100 m) vorkommen).

Der weitaus größte Teil wird von hellroten Siltschiefern eingenommen, gegen das Hangende hin (z.B. Übergang Plotschgraben – Hinteralmplateau) können auch dunkelbraune bis blaugraue Tonschiefer auftreten. Stellenweise sind auch sparitische Kalke linsenartig eingeschaltet.

Gutensteiner Dolomit

Nennenswerte Mächtigkeiten sind nur bei der Johannesjagdhütte, nordöstlich des Taborsattels, und am Nordhang südöstlich von Neuwald vorgefunden worden. Allgemein handelt es sich um ein ca. dm-gebanktes, sehr dunkles Material. Das Gestein erscheint sehr hart und spröde.

Gutensteiner Kalk

Dessen Mächtigkeit überschreitet lediglich am Westteil der Klobenwand die 10 m Marke, und dort dürfte dieser mehrfach aufgeschuppt sein. In einem sehr kleinen Vorkommen am Hochriegel weist das Gestein Anzeichen von Bioturbation und bis zu 1 cm große Pyritkörner auf.

Zumeist ist es ein dunkler Mudstone mit leicht dolomitisierten Komponenten.

Steinalmdolomit

Er ist ein massiges, hellgraues bis ockerfarbenes Gestein in den Schwarzleiten und am Hochriegel.

Im Dünnschliff ist er ein sehr feinkörniger Pelsparit. Das Alter konnte mit der Probe R 46 (Hochriegel, 1020 m Seehöhe) mit *Maeandrospira* als anisisch bestätigt werden.

Hallstätter Kalkentwicklung

Diese beginnt mit einer grauvioletten, basal bankigen, gegen hangend massig werdenden Entwicklung, die gelegentlich kieselige Zwischenlagerungen führen kann.

Das Alter der hangenden Partien konnte mit der Probe R 79 (Graben in der „Scherzone" am Fuße des Schwarzensteins, ca. 3 km östlich von Frein, 1100 m) mit

Nicorella cockelli (TATGE)
Gondolella cf. *bulgarica* (BUD. & STEF.)

als Pelson eingestuft werden.

Ungestört folgt dieser eine den Reiflinger Kalken lithologisch ähnliche hornsteinführende Entwicklung.

Das kompletteste Vorkommen findet man am Westabfall des Plateaus vor, in den anderen (so z.B. am Nordabfall östlich von Frein) sind nur die basalen Anteile erhalten.

Basal ist es ein gebankter Kalk mit welligen Zwischenlagen, denen wiederum gelbe Tonlagen zwischenlagern können. Gegen hangend wird das Gestein massiger, das tonige Material verschwindet, es kommen meist feine längliche Hornsteinknollen hinzu.

Mit der Probe R 74 (Forstweg im Graben der „Scherzone", ca. 3 km östlich von Frein, 1200 m) konnte mit

Gondolella constricta (MOSHER)
Gondolella excelsa (MOSHER)

das Alter der liegenden Partien als Illyr bestimmt werden.

Mit der Probe R 36 (Abhang Roßwiese, 1300 m Seehöhe) konnte mit

Gondolella pseudolonga (KOVAC, KOZUR, MIETO)
Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella thetydis Multielement

das Alter der hangenden Anteile mit Fassan bestätigt werden.

Diesem folgt ein massiger roter Kalk mit grünem, herauswitterndem (tuffitischem?) Material. Seine Mächtigkeit erreicht kaum 50 m.

Wirklich durchgehend erhalten ist es nur am Westabfall des Plateaus. Die Vorkommen zwischen Roßkogel und Tratl und dasjenige in der "Scherzone" sind tektonisch gequetscht.

Erschwerend dazu kommt noch, daß das Gestein keine klare, makroskopisch erkennbare Abgrenzung zum hangend anschließenden Buntkalk zeigt.

Die jüngeren Anteile konnten mit der Probe R 2 (Abhang Roßwiese, 1420 m) mit:

Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + Multielement
Neocavidella tatrica (ZAWIDZKA)
Epigondolella mungoensis (DIEBEL)

als Langobard 2/3 eingestuft werden.

Den Abschluß des pelagischen Verbandes bildet ein Buntkalk mit einem plötzlich einsetzenden Faziespluralismus, welcher sich in einem chaotischen Nebeneinander verschiedenartigster Kalke manifestiert. So können auf kleinstem Raum Bivalvenlumachellen, graue und rote pelagische Kalke und riffdetritäre Kalke auftreten.

Ein auffallendes gemeinsames Charakteristikum stellt dabei das Vorkommen einer eigentümlichen Sparitbildung, welche als Schichtstromatactis bezeichnet wird, dar. Mehrere Proben bestätigten ein fassanisches Alter (so z.B. Probe R 17, Hinteralm, 1490 m Seehöhe) mit

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)
Gondolella pseudolonga (KOVÁC, KOZUR, MIETO)
Gondolella excelsa (MOSHER)
Gondolella trammeri (KOZUR).

Wettersteinkalk

Dieser bildet den hangenden Abschluß der Deckscholle. Am Nordabfall ist dieses Gestein mit ansehnlichen Mächtigkeiten vertreten. Am Plateau ist es nur mehr in den Gipfelregionen erhalten.

Es handelt sich um ein massiges, an den Klobenwänden sogar wandbildendes Gestein. Im Gestein überwiegt als Grobkomponente Riffdetritus (hauptsächlich Kalkschwämme). Die Grundmasse ist in den liegenden Einheiten noch mikritisch dominiert, gegen hangend beginnt aber der sparitische Einfluß zu überwiegen. Der Übergang von Hallstätter Entwicklung zum Wettersteinkalk verläuft nicht schlagartig sondern sukzessive.

Anhand der Probe R 31 (Hochriegel, Forstweg Richtung Roßwiese, 1350 m) konnte die Unterkante mit Langobard 3 bestimmt werden:

Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + Multielement
Gondolella inclinata (KOVÁC)
Gondolella tadpole (HAYASHI).

Proles-Decke

Diese bildet die die Roßkogel-Deckscholle unterlagernde Einheit aus vornehmlich obertriadischem Gestein. Das gesamte Paket scheint eine Inverslagerung zu besitzen.

Die Bezeichnungen liegend und hangend beziehen sich auf deren stratigraphischen Sinn.

Unterkarnischer Dolomit

Dies ist ein massiges, teilweise sogar wandbildendes und mächtiges Karbonat mit einer hellgrauen bis schmutzigblauen Färbung. An den hangenden Partien können auch dunkelschwarze, kugelige Hornsteinknollen auftreten.

Am Westabfall verläuft das Gestein nahezu parallel der Deckengrenze zur Roßkogel-Deckscholle. Dieses Gestein bildet auch den Hauptkörper eines neuentdeckten Vorkommens im Tal der Kalten Mürz.

Das Alter der liegenden Anteile konnte mit der im Vorjahresbericht angeführten Probe R 44 mit Langobard–Cordevol bestimmt werden.

Das Alter der hangenden Partien besitzt schon Jul (Probe R 50, ca. 50 m südwestlich von R 44):

Gladigondolella tethydis (HUCKR.)
Gondolella tadpole (HAYASHI)
Neospathodus sp. I
Neocavidella tatrica (ZAWIDZKA)

Unterkarnischer Hallstätter Kalk

Dieser kommt nur untergeordnet vor und erreicht kaum eine Mächtigkeit von mehr als 10 m. Sein Auftreten ist auf den Bereich des Plotschgrabens und Schusterwald begrenzt. Er ist ein dunkles, dm-gebanktes Gestein mit dunklen Hornsteinknollen.

Im Dünnschliff ist es ein Biomikrit/Wackestone, wobei die Biogene vornehmlich Bivalvenreste oder Crinoiden sein können.

Das Alter der Liegendanteile wurde mit Probe R 48 (oberhalb Forstweg nördlich des Plotschgrabens, 1240 m Seehöhe) als Jul 2 bestimmt:

Gladigondolella malayensis (NOGAMI)
Gondolella polygnathiformis (BUD. & STEF.)
Gondolella auriformis (KOVÁC.)
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + Multielement

Halobienschiefer und -kalk

Die Schichtfolgen beginnen basal mit geringmächtigen (kaum 5 m) dunkelschwarzen Tonschiefern und Mergeln. Diesen folgt eine Wechsellagerung mit dunkelschwarzen, gradierten Kalken, die gegen hangend die schiefrigen Anteile komplett verdrängen. Den Hangendabschluß bilden dunkelschwarze ungradierte Kalke.

Am Westabfall beginnt der Schichtverlauf am Südhang des Plotschgrabens und zieht an dessen Nordhang hinunter in die Mürzschlucht, wo er direkt bei Frein ausläuft.

In dem neuentdeckten Vorkommen am Nordabfall sind nur mehr kalkige Anteile vorhanden.

Oberkarnischer Hallstätter Kalk

Dies ist ein über 100 m mächtiger dunkler hornsteinknollenführender Kalk. Sein Vorkommen ist im wesentlichen auf den unteren Teil des Plotschgrabens beschränkt.

Basal ist er noch gut dm- bis halbmeter-gebankt, im Mittelteil ist er massig und am Top wieder anfänglich dm-bankig, schließlich wieder massig.

Das Alter der Oberkante konnte mit der im Vorjahresbericht schon angeführten Probe R 41 mit Lac 2 bestimmt werden.

Norischer Hallstätter Kalk

Dieses helle Gestein ist in der Proles-Decke aufgrund seiner Mächtigkeit (bis zu 200 m) das dominierende Gestein. An den Edelweißmäuern und an der Alplwand ist er sogar wandbildend.

Im Dünnschliff ist es ein Pelmikrit/Packstone. Als Biogene können ebenso wieder Bivalvenreste, Schwebcrinoiden und Ostracoden fungieren.

Die Oberkante ist durch die Probe R 66 (Edelweißmauer, 1000 m Seehöhe) als Sevat belegt:

Epigondolella bidentata (MOSHER)

Zlambachschichten

Diese bilden die Unterlage des gesamten Deckenkomplexes und fungieren zusammen mit den Werfener Schichten als Gleitmittel entlang der tektonischen Grenze zur Roßkogel-Deckscholle. Dies wird durch die Tatsache bestätigt, daß gerade in den Werfener Schichten am Nordabhang hin zur Kalten-Mürz oft dunkle Schiefer inkorporiert sein können.

Die basalen Anteile werden von dunkelschwarzen Schiefern eingenommen, gegen hangend werden diese

durch braune Mergel abgelöst (anstehend am Naßköhr und am Höllsattel).

Am Graben unterhalb der Johanneshütte können in den basalen Schiefern auch eigentümliche wellige Kalklagen mit rötlichen Knollen zwischenlagern, die oft ansehnliche Mengen an Ammoniten führen. Aus diesen Zwischenlagen wurde gefunden (Probe S 18, Graben unterhalb der Johanneshütte, 1050 m Seehöhe):

Placites myophorus (MOJ.)
Cladiscites c.f. *tornatus* (BRONN)
Stenarcestes s.p. indet

Mürzalpen-Decke

Deren Gesteine sind im gesamten Kartierungsgebiet fast nur in Form von Ramsaudolomit vertreten. Es handelt sich hierbei um ein durchwegs nahezu fossilleeres Gestein, welches starken internen Zerreibungen ausgesetzt war.

Die anstehenden Lagen am Nord- bzw. Nordostrand des Kartierungsgebietes, also jeweils am Südufer der Kalten Mürz, dürften Abkömmlinge der sowohl die Proles-Decke als auch die Roßkogel-Deckscholle unterlagernden „Haut" der Mürzalpen-Decke sein.

Gosaukonglomerat

Am Nordhang im Bereich des Seekogels und im Alplgraben, dort in Form von Blöcken, findet man dieses eigentümliche Sediment vor.

Es handelt sich hierbei um ein relativ schlecht sortiertes, mittelmäßig gerundetes Konglomerat, wobei die groben, durchschnittlich 2 cm im Diameter großen Komponenten überwiegen. Das Zwischenmittel ist zumeist ein roter Ton.

Die Komponenten können sowohl karbonatisch als auch kieselig sein.

Tektonik

Bruchtektonisch läßt sich anhand von Harnischflächenmessungen ein dextrales WSW-ENE-streichendes und ein sinistrales WNW–ESE-streichendes System nachweisen.

Der mächtige wandbildende Bruch, der den gesamten Nordabfall in W–E-Richtung durchläuft, dürfte dem sinistralen System angehören. Dieser Bruch bildet in der Gegend östlich des Gehöftes Eder eine große Scherzone aus, in der die Massen südlich des Bruches nach SW, während diejenigen nördlich des Bruches nach NE abgedrängt wurden.

An Faltenstrukturen herrschen SE-vergente Falten vor, nur im Bereich des Schusterwaldes können auch N–NE-vergente Falten ebenso auftreten. Als jüngste Deformationsphase läßt sich eine W–E-Einengung nachweisen.

Blatt 104 Mürzzuschlag

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Grobgneiskomplex auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von ALOIS MATURA

Im Berichtsjahr wurde anschließend an die Kartierung des Vorjahres das Gebiet Pretul – Alpl – Klaffenegg begangen.

Dieser Gebietsausschnitt in der Südabdachung der Fischbacher Alpen besteht hauptsächlich aus einer mehrere 100 m mächtigen, geschlossenen Masse von Grobgneisen, die i.a. mittelsteil NW- bis NNW-fallend dem Nebengestein aus phyllitischen Glimmerschiefern und Paragneisen i.a. schieferungskonkordant eingelagert sind. Im Bereich zwischen Kranawetter Kogl und Feistritztal ist die Untergrenze infolge primärer Intrusionsstrukturen und späterer tektonischer Einflüsse komplizierter gestaltet. Die grobkörnigen, porphyrischen Granitgneise des Hauptkörpers sind vor allem im Liegenden von zahlreichen Leukophyllitzonen s-parallel durchsetzt. Gegen die Randzonen zu sind auch immer wieder phyllonitisierte Nebengesteinseinschaltungen anzutreffen (im Graben östlich Zeilbauer, bei Jagerhofer und Sumperschlag). Ein klein- bis mittelkörniger, chlorit- und biotitarmer bis -freier Leukogranitgneis tritt als Abart des Grobgneises im Bereich Sumperschlag – Kranawetter Kogl – Feistritztal und weiter im Westen im Nordhang der Steinbachhöhe in größerer Verbreitung auf. Zur Art des Kontaktes zum Grobgneis kann leider keine konkrete Aussage gemacht werden, da keine Aufschlüsse dazu angetroffen wurden.

Ein größtenteils und intensiv diaphthoritisierter Metagabbro unterlagert 150 bis 200 m mächtig den Grobgneis im Bereich des unteren Klaffenbachgrabens. Meistens liegen diese Grüngesteine als Chlorit-Epidot-Albitgesteine vor. In der ursprünglichen Zusammensetzung dürfte vor allem der Biotitanteil mengenmäßig sehr unterschiedlich gewesen sein. An einigen wenigen Stellen, wie etwa am Fahrweg südöstlich K 969, ist dieser Metagabbro noch einigermaßen unversehrt erhalten geblieben. Dort ist in dieser massigen, zähharten Varietät neben den Hauptgemengteilen (dicht gefüllter Plagioklas, grüne Hornblende) und Nebengemengteilen (Magnetit) akzessorisch zu Titanit auch Granat vorhanden. Vermutlich handelt es sich bei dieser Varietät um jenen „Plagioklasgranatfels", den H.P. CORNELIUS an dieser Stelle innerhalb von Amphiboliten eingetragen hat. In der Literatur werden über diesen Metagabbro auch Korund und Spinell als Akzessorien angegeben (H. WIESENEDER, 1968, Führer zur Exkursion 32c, S. 32). Dieser Metagabbro ist wohl mit jenen, im Vorjahr erwähnten Gabbroamphiboliten östlich des Feistritztales verwandt.

Die begleitenden Paragesteine sind feldspatarme bis -freie, häufig auch Granat führende Glimmerschiefer und Paragneise. An der Grenze zwischen Grobgneismasse und Nebengestein oder innerhalb des Nebengesteines in der Nähe des Grobgneises treten örtlich bis mehrere m mächtige, zu plattiger Ausbildung ausgewalzte Quarzmobilisate auf („Rittiser Quarzit" nach H.P. CORNELIUS). Am auffallendsten sind jene Vorkommen im Hangenden des Grobgneises im Abschnitt des Hauptrückens zwischen Steinriegel und Hauereck, von wo die zahlreichen plattigen, gelblich-bräunlich angewitterten Quarzitblöcke in den südlich anschließenden Hängen und Gräben herstammen.

Strukturell dominiert in diesem Raum mittelsteil bis flach NW- bis NNW-einfallende Schieferung. Häufig sind auch horizontale bis flach SW-fallende Streckungslineationen zu beobachten. Im Bachbett des Kogelbaches stehen bei der Mühle nahe dem südlichen Blattrand innerhalb von Grobgneis mehrere Streifen s-paralleler Kataklasite an.

Der gewundene Verlauf der Unter- bzw. Ostgrenze der Grobgneismasse läßt eine gewisse Parallelität zum Verlauf der Westgrenze des Rettenegger Permoskyth-Zuges

erkennen. Dabei entspricht die antiklinalartige Umbiegung des Semmeringquarzites im westlichen Ortsbereich von Rettenegg der Umbiegung der Grobgneisuntergrenze um den Kogel (K 1165), die Gegenkrümmung des Semmeringquarzites beim Nazl in Reith entspricht jener der Grobgneisuntergrenze im Bereich Klaffenegg, usf. Dies läßt auf eine gemeinsame alpidische, in Summe südvergente Verfaltungen dieses Bereiches schließen unter Beteiligung von Bewegungen an Bruchflächen.

Reste von jungtertiären Beckenfüllungen mit Braunkohleflözen an der Basis sind vom hinteren Kogelbachgraben und dem Gebiet zwischen Nießnitzbach und Zeilbach nördlich St. Kathrein am Hauenstein schon seit dem Ende des 18. Jahrhunderts bekannt.

Der Bergbau im Bereich des kleineren Vorkommens im hinteren Kogelbachgraben ist schon seit 1929 eingestellt. Ein mehr als 2 m mächtiges, S-fallendes Kohleflöz innerhalb von Sandlagen mit Glimmerflitter ist im nordwestlichsten Bachast aufgeschlossen. An anderen Stellen steht ziegelroter Lehm oder lichter Sand an. Das überlagernde grobe Grobgneisblockwerk ist quartären Alters. Das alte Abbaugelände ist stark verrutscht. Der Abraum bedeckt mit ausgedehnten Halden die benachbarten Talhänge. H.P. CORNELIUS hat dieses Tertiärvorkommen nach Osten über den Sattel bis in den benachbarten Klaffenbachgraben reichen lassen. An der Oberfläche sind im Klaffenbachgraben aber keine Hinweise auf Tertiärvorkommen erkennbar; es dominiert grobe Grobgneisblockwerk-Überstreuung. Auch am Sattel dazwischen und in dessen westfallenden Hangbereichen kommt in mehreren Drainagegräben reiner Grobgneisgrus zum Vorschein.

Das andere, mit etwa 2 bis 3 km² an der Oberfläche weitaus größere Vorkommen wird im Gelände fast ausschließlich durch Blockschotter angezeigt. Die Komponenten sind erstaunlicherweise zum überwiegenden Teil grünliche Geröllquarzite des Verrucano, nur untergeordnet Semmeringquarzite; der Grobgneis der Beckenumrahmung fehlt überhaupt im Geröllspektrum. Die Blockschotter stellen den jüngsten Teil der Beckenfüllung dar und erreichen eine Mächtigkeit von über 100 m. Die älteren Anteile sind an der Oberfläche in Randlagen nur an einigen Stellen entblößt: Brauner Lehm mit Breccieneinstreuung am Fahrweg etwa 250 m südlich und in Gerinnen etwa 350 m südöstlich Pustererhof am Nordrand; weißer, knetbarer, toniger (?kaolinführender) Sand in Straßenböschungen und Gerinnen südöstlich Unt. Moosbauer am Südrand; am Westrand lichter Sand im Werksbachgraben westlich der Bergbausiedlung und braune, sandige und Glimmerflitter führende Schiefer mit Blattabdrücken oberhalb der Häuserreihe im Zwickel zwischen Zeilbach und Werksbach. Weiteres zur Stratigraphie und Lithologie der Sedimente ist in L. WEBER & A. WEISS (1983, Archiv. f. Lagerst.forsch., **4**, S. 135f) zusammengetragen.

Der verkittete Schutt aus Quarzphyllit, Glimmerschiefer und Grobgneis mit Sandzwischenlagen, der im Niesnitzbachgraben in etwa 950 m Höhe westlich des Gehöftes Halbensteiner in der Grabensohle sowie in einem westlichen Seitengerinne ansteht und Versetzungen an Bruchflächen erkennen läßt, würde ich eher als eine quartäre Bildung ansehen und nicht dem Jungtertiär zurechnen.

Morphologisch ist der Nordrand des St. Kathreiner Tertiärbeckens durch einen markanten Geländeknick gut erfaßbar. Mehrere, meist hangparallele Staffeln von auffallenden Geländekanten innerhalb des weitläufigen Blockschotter-Areals markieren vermutlich Bruchverstellungen, die entweder durch ältere Bewegungen oder durch Hangtektonik verursacht wurden. Die auffallendste Geländekante markiert den Nordostrand der Blockschotter südöstlich des Gehöftes Kaiserbauer. Sie läßt sich oberhalb der Straße, WNW–ENE-streichend etwa 250 m weit verfolgen und zeigt entweder eine gegensinnige Verwerfung an oder bildet den Südflügel der Abrißkante einer Rutschmasse, die sich gegen Osten in den Niesnitzgraben bewegt hat und auch östlich unterhalb des Kaiserbauern eine deutliche Geländestufe als Abrißkante erkennen läßt.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von JAN MELLO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierungsarbeiten waren auf das Gebiet der Schneealpe konzentriert, mit Ausnahme der östlichen Hänge, welche im vorgehenden Jahre kartiert wurden (siehe Bericht 1990). Hier wurden einige ergänzende Untersuchungen durchgeführt, besonders zwecks der genaueren Kenntnis der stratigraphischen Spannweite von Beckenfazies. Das Gebiet ist von der Schneeberg- und Mürzalpendecke aufgebaut.

Schneebergdecke

Als ein höheres tektonisches Element bildet sie den südlichen Teil der Schneealpe. Ihr Gesteinsinhalt ist mit der Schneebergdecke an den S-Hängen der Rax vergleichbar (vergleiche Bericht 1989, 1990). Die Werfener Schichtfolge ist an der Deckenbasis in Form von dünnen Schuppen erhalten (mehrere Quellen entspringen an diesen). Gewaltig ist die Gutensteiner Schichtfolge (200–300 m) entwickelt. Im höheren Teil der Mitteltrias dominiert der Becken- und Hangtyp der Hallstätter Fazies (Nadaska- und Kutatschkalk). Der Reiflinger Kalk (30–50 m) oberillyrisch-fassanischen Alters ist hauptsächlich im Farfel-Kutatsch-Kampl-Block vertreten. Das Langobard-Intervall oberhalb des letzteren ist durch Kutatschkalk, eine allodapische Varietät des Nadaska-Kalkes, vertreten (siehe Bericht 1990).

Im westlichen und nördlich liegenden Teil der Schneebergdecke fehlt der Reiflinger Kalk, oder ist nur linsenförmig vertreten und wie die ersten Auswertungen der Conodontenfauna zeigen, ist das Intervall Oberillyr–Fassan hier durch die Fazies des Nadaska-Kalkes vertreten.

Folgende Gemeinschaft von conodonten wurde gefunden:

Gladigondolella tethydis + *teth.* ME – Lok. SCH-112, SCH-113
Gondolella excelsa (MOSH.) – Lok. SCH-112, SCH-113
G. pseudolonga KOVÁCS, KOZUR-MIETTO – Lok. SCH-112
G. cf. *szaboi* – Lok. SCH-112, SCH-120
G. constricta – Lok. SCH-113 (cf. juv.), SCH-120
G. trammeri KOZUR – Lok. SCH-113 (juv.)
G. bulgarica – Lok. SCH-177/A

Lokalitäten:

SCH-112 (Fassan 1/1) – östlicher Teil der Schneealpe, S vom Lohmgraben H. 1410 m, grobbänkiger rosa Kalk mit Stromataktis.

SCH-113 (Fassan 1/2–2/2) – dtto., H. 1380 m, unregelmäßig bankige gelbliche bis rosa Kalke.

SCH-120 (Illyr – Fassan 1/1) – dtto., H. 1200 m, Block von rosa Kalk Hallstätter Typs mit Durchschnitten von Ammoniten und allodapischen Lagen.

SCH-177/A (Pelson!) – Lohmgraben, H. 1100 m, Block von braunem mikritschem Kalk.

Alle Proben wurden von Dr. MANDL und Dr. KRYSTYN bestimmt.

An den Westhängen des Rauhensteins (oberhalb des Karlgrabens) sind auch Anzeichen der Entwicklung von Steinalmkalken (Algen-Pellet-Varietäten), welche das Intervall Pelson – Unterillyr vertreten könnten.

Ein sehr interessanter Fund ist jener eines Blockes von pelsonischem pelagischem Kalk einer besonderen Fazies (SCH-177/A) im Lohmgraben. Zur stratigraphischen Spannweite der Fazies und zu ihren Beziehungen wird es möglich sein, erst nach der Bestimmung von weiteren schon geschlämmten positiven Proben sich zu äußern.

In Richtung nach oben gehen der Nadaska- und Kutatschkalk allmählich in Vorrifftypen der Wettersteinkalke (allodapische Kalke mit Riffelementen und herrlichen Vorriffbrekzien) über. Das jüngste erhaltene Glied der Sequenz sind Wettersteinriffkalke, die jüngeren Formationen wurden durch Erosion entfernt. Vereinzelt findet man in den Wettersteinkalken meter- bis dekameter-große Spalten und Hohlräume, von jüngeren Sedimenten ausgefüllt (rote Sandsteine – ?Oberkreide).

Ein sehr ausgeprägtes Phänomen ist der neotektonische blockartige Zerfall und das gravitationelle Gleiten von Blöcken in der Umgebung des Schneealpenhauses. Die deutlichen Karstdepressionen und Dolinen sind an jungen Brüchen und Spalten zwischen den einzelnen Blöcken angelegt.

Mürzalpendecke

Diese ist das Hauptbauelement der Schneealpe. Sie hat einen verhältnismäßig einfachen Bau. Die mäßig monoklinalen, vorwiegend nach NW fallenden Schichten werden nur lokal von Brüchen oder Falten gestört. An den Osthängen sind unter- bis mitteltriassische Schichtfolgen aufgeschlossen, im mittleren und westlichen Teil der Schneealpe (Windberg–Schönhaltereck) dominieren obertriassische Schichten. Kleinere Vorkommen von obertriassischen Kalken sind noch N von Neuberg.

Die waagrechte, von weitem sichtbare, bis 80 m mächtige Kulisse von Kalkfelsen an den O-Hängen der Schneealpe (wo sie komplett erhalten ist) besteht aus drei Felsstufen. Die untere Stufe ist von hellen Steinalmkalken (Anis) gebildet, von Algenbiosparruditen mit Physoporellen und Onkolitkalken aufgebaut. Die höheren zwei Felsstufen (auch Depressionen zwischen ihnen) sind von rosa, hautfarbenen, stellenweise auch grauen Nadaska-Kalken, gebildet. Von diesen wurde eine Anzahl von Proben für Conodonten zwecks der Feststellung ihrer stratigraphischen Spannweite entnommen. Eine reichliche Vergesellschaftung von Conodonten wurde gewonnen, welche aber noch nicht komplett ausgewertet ist.

Die bisherigen Bestimmungen weisen auf ein Alter Fassan–Langobard der Nadaska-Kalke hin:

- Probe SCH-106/J (Mittel-Oberfassan)
  Lohmgraben, ca. 10 m im Hangenden der Steinalmkalke
  Gondolella excelsa (MOSH.), *G. cornuta* (BUD.-STEF.), *Cratogonathodus kocki* (HUCKR.), *Gondolella trammeri* KOZUR, *G. basisymmetrica* (BUD.-STEF.), *G. pseudolonga* KOVACS, KOZUR-MIETTO, *Hindeodella (Metaprioniodus) suevica* (TATGE), H. (M.) spengleri (HUCKR.), *H. (M.) pectiniformis* (HUCKR.), *Prioniodina (Cypridodella) muelleri* (TATGE), *Ozarkodina tortilis* TATGE, *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Neohindeodella triassica riegeli* (MOSH.); (P).
- Probe SCH-177/C (Langobard 2 – Jul 1/1)
  Lohmgraben, Nadaska-Kalk – mittlerer Teil
  Gladigondolella tethydis + *teth.* ME, *„Epigondolella" mungoensis*; (M/K).
- Probe SCH-177/B: (Ladin)
  Nadaska-Kalk, oberster Teil
  Gondolella excelsa (MOSH.), *G. inclinata*; (M/K).
- Probe SCH-79/B (Fassan – Langobard)
  Blasleiten, Mitte der 2. Kulisse = untere Stufe des Nadaska-Kalkes, ca. 20 m über dem Steinalmkalk
  G. cornuta (BUD.-STEF.), *P. (C.) venusta* (HUCKR.), *Diplododella magnidentata* (TATGE), *Enantiognathus petraeviridis* (HUCKR.); (P).
- Probe SCH-183/C (Langobard 2)
  Schöner Lucken, oberster Teil der hellen und rosa Kalke
  Gondolella trammeri KOZUR, *Gladigondolella tethydis* + *teth.* ME, *„Epigondolella" mungoensis*; (M/K).
- Probe SCH-63/B (Mittel-Oberfassan)
  Kleiner Felsen von rosa Mikriten 100 m S der Reißtal-Klamm
  Gondolella trammeri KOZUR, *G. basisymmetrica* (BUD.-STEF.), *G. excelsa* (MOSH.), *H. (M.) multihamata* HUCKR., *H. (M.) pectiniformis* (HUCKR.), *P. (C.) venusta* (HUCKR.); (P)

(P) bestimmt von Dr. PEVNY

(M/K) bestimmt von Dr. MANDL und Dr. KRYSTYN.

Auf die waagrechte Kulisse der Steinalm und Nadaska-Kalke setzen unter dem Winkel von 5–10° die Reiflinger und Raminger Kalke auf. Auch von ihnen wurden zahlreiche Proben für Conodonten entnommen, damit auch mit ihrer Hilfe die Beschaffenheit des Winkeldiskordanz-Kontaktes bestimmt werden kann (sedimentär-transgressiver oder tektonischer?).

Bisher stehen die vorläufigen Ergebnisse von einigen Proben zur Verfügung. Nach diesen ist die Vergesellschaftung von den hangenden Reiflinger (eventuell Raminger) Kalken jünger (vorwiegend vom Alter Langobard 3 – Jul 1). Es handelt sich offensichtlich also um einen normalen sedimentären Kontakt in Richtung zum Becken progradierender Hangsedimente.

Conodonten von Reiflinger (eventuell Raminger) Kalken (Mürzalpendecke):

Gladigondolella tethydis + *teth.* ME – Lok. SCH-88/AA, LK-3, SCH-169, SCH-80, SCH-183/D, SCH-62.

Gl. malayensis – Lok. SCH-88/A, SCH-153, SCH-169, SCH-80, SCH-183/D, SCH-62.

Gondolella inclinata – Lok. SCH-88/A, LK-3, SCH-80, SCH-183/D

G. foliata KOVACS – Lok. SCH-153, SCH-169. SCH-80, SCH-183/D

G. polygnathiformis – Lok. SCH-62

G. tadpole sensu KRYST. (= *foliata* s. KOVACS) – Lok. SCH-62

„Epigondolella" mungoensis – Lok. SCH-88/A (cf.), SCH-153, SCH-169.

Lokalitäten:

SCH-88/A	(Langobard 2–3), Lohmgraben, mittlerer Teil der Reiflinger Kalke
LK-3	(Langobard), Lohmgraben, höherer Teil der Reiflinger Kalke
SCH-153	(Langobard 3 – Jul 1/1), Heu-Alpe, graue Hornsteinkalke, ca. 10 m im Hangenden des Nadaska-Kalkes
SCH-169	(Langobard 3 – Jul 1/1), unter der Kühwand, graue und rosa Kalke mit allodapischen Lagen.

SCH-80 (Langobard 3 – Jul 1/1), über dem Knieriflgraben, dunkelgraue mikritische Hornsteinkalke, 20 m im Hangenden des Nadaska-Kalkes (zwischen beiden ist hier eine Lage von Dolomiten)

SCH-183/D (Langobard 3 – Jul 1/1), Schöner Lucken, Basis der dunkelgrauen Kalke über SCH-183/C

SCH-62 (Unterkarn), Karlgraben oberhalb Hinternaßwald, bankige bis massive Kalke, oberster Teil unter den Wettersteinkalken.

Alle Proben wurden von Dr. MANDL und Dr. KRYSTYN bestimmt.

Die Raminger Kalke im Raume von Lohmstein und im höheren Teil des Lohmgraben-Kalkes gehen in Richtung nach oben in Vorriffblockbrekzien der Wettersteinkalke über, nördlicher im Raume von Naßkamm sind in ihrem Hangenden Wettersteindolomite.

In den Wettersteindolomiten, welche den wesentlichen Teil des kartierten Gebiets einnehmen und eine Mächtigkeit bis 300 m erreichen, sind stellenweise Enklaven von dolomitischen (besonders Riff-) Kalken erhalten, was für die Entstehung von wenigstens einem Teil der Wettersteindolomite durch Dolomitisierung der Wettersteinkalke zeugt. Auch in den Dolomiten selbst wurden an zahlreichen Stellen die erhaltenen ursprünglichen Sedimentärstrukturen, ob schon vom Milieu des Riffs oder Hinterriff-Raumes, gefunden. Im überwiegenden Teil des Gebiets sind aber körnige oder brekzienartige Dolomite, ohne Anzeichen der Erhaltung der ursprünglichen Strukturen erhalten. Massive Dolomite sind vorwiegend in den unteren Partien, bankige in höheren Teilen der Formation entwickelt.

Auf den Wettersteindolomiten ruht an einigen Stellen unmittelbar, anderswo mit Übergangsschichten, ein morphologisch sehr ausgeprägter, 100–250 m mächtiger Komplex von obertriassischen Kalken (Waxeneck- und Hallstätter Kalke). Die Sequenz der Mürzalpendecke wird von den Zlambach-Schichten beendet.

In der Übergangszone zwischen den Wettersteindolomiten und höher liegenden Kalken befindet sich stellenweise eine einige Meter mächtige, lithologisch bunte Lage von Kalken oder Dolomiten. Im Raume des Gamskircherls und der Kleinen Mitterbergwand ist eine etwa 2–3 m-Lage von grauen und graubraunen bänkigen Kalken, im Raume südöstlich von Schönhaltereck ist es eine ca. 5 m-Lage von rosa und grünlichen Brekzienkalken und hellen Dolomiten mit einigen cm großen Crinoidenstielgliedern. Nördlich von Schlapfen (Neudörfl), im Einschnitt des unter den Rauhenstein führenden Waldweges in H. 1010 m, sind 20–30 m von dunklen aphanitischen Kalken mit Lagen von dunklen Schiefern aufgeschlossen (auf den liegenden Wettersteindolomiten sind Mangan- und Eisenkrusten). Es handelt sich hier offensichtlich um das Eingreifen der Leckkogelfazies von Kalken (distale Fazies ohne Rutschbrekzien und allodapische Einlagerungen) und Reingrabener Schiefer.

Die „Anatomie" des alleinigen Kalkkomplexes über den Dolomiten ist noch nicht genügend geklärt. Der Komplex besteht überwiegend aus hellen und rosa massiven und bankigen Kalken, im Raume N von Neudörfl treten auch graue Bankkalke hinzu. In den bisherigen Karten sind Hallstätter und Dachsteinkalke unterschieden. Die hellen massiven und bänkigen, auf den Dolomiten liegenden Kalke entsprechen aber, in Fazies und Fossilinhalt (*Poikiloporella duplicata, Variostoma crassum*) auf ein karnisches Alter hinweisend, dem Waxeneck-(= Tisovec-)Kalk.

Der Waxeneckkalk ist hauptsächlich durch Hinterriff- und lagunäre Varietäten repräsentiert. Sehr häufig sind Algenbiosparite mit *Poikiloporella duplicata* und anderen Dasycladaceen, Solenoporen- und Onkoidrudite vertreten. In ruhigeren lagunären Gebieten sind Stromatoliten entstanden. Die Riff- und riffnahen Elemente findet man selten (Korallen, Spongien, Problematika und Crinoiden). Die obere stratigraphische Grenze ist durch das Einsetzen der Hallstätter Kalke gegeben.

Die Suche nach und Ziehung der Grenze zwischen beiden Typen von Kalken ist sehr schwierig wegen ihrer Unregelmäßigkeit und Bedeckung der Kalke mit Patina. Die Hallstätter Fazies hat offensichtlich auf einer sehr zerklüfteten und ungeraden Oberfläche eingesetzt, oftmals in tiefen Spalten, in welche auch Blöcke von hellen Kalken hineingefallen sind. Im Profil beobachten wir dann die Wechsellagerung beider Fazies. Für die Feststellung des Alters der Hallstätter Kalke wurde eine Menge von Proben für Conodonten entnommen, welche nach der vorläufigen Auswertung ihr obertriassisches Alter bestätigen. Die Hallstätter Kalke sind rosa und rot, überwiegend dickbankig, oft brekzienartig. Im Raume von Schönhaltereck können allodapische Lagen mit Algenbiospariten in ihnen gefunden werden.

Im Raume W von der Kleinen Goldgrubhöhe gehen die Hallstätter Kalke zum Hangenden in Zlambachschichten (dunkelgraue Kalke und Mergel) mit Lagen von Rutschkonglomeraten und Brekzien, welche Material aus den obertriassischen Riffen enthalten, über. Diese Riffe (wahrscheinlich Dachsteinriffkalk) sind bisher in kartiertem Gebiet in situ nicht festgestellt worden. Die schon erwähnten, grauen, bankigen Kalke N von Neudörfl, in welchen im Einschnitte des Waldweges 300 m Ö von Sieben Quellen eine von norischen Brachiopoden gebildete [bestimmt von Dr. M. SIBLIK – *sulcirostra juvavica* (BITTN. 1890)], am häufigsten aus dem Dachsteinkalk erwähnte, Lumachelle gefunden wurde, entsprechen faziell eher den Aflenzer als Dachsteinkalken (Mikrite mit allodapischen Laminae und Anhäufungen).

Die Vorkommen von Sandsteinen und Konglomeraten (besonders im Raume N von Neudörfl am Kontakte der Mürzalpen- und Schneebergdecke) und Brekzien (in Spalten und Rissen in Kalken und Dolomiten) können wahrscheinlich in die Oberkreide gereiht werden.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von AXEL NOWOTNY

Die im Berichtsjahr durchgeführten Begehungen beschränkten sich auf Revisionen, der in den vorangegangenen Jahren kartierten Gebiete. Dabei wurde vor allem der SW-Bereich des Kartenblattes 104 Mürzzuschlag im hinteren Heugraben bearbeitet. Die Abgrenzung der Glimmerschiefer, des Glimmerschiefer-Paragneiskomplexes zur Grobgneisserie mit ihren Einschaltungen von hellem Phyllit wurde durchgeführt. Weiters konnten innerhalb des Glimmerschiefer-Paragneiskomplexes saure bis basische Einschaltungen ausgeschieden werden (siehe Bericht 1991 zu Blatt 103 Kindberg).

Die hellen Phyllite zeichnen sich durch ein ebenflächiges Gefüge aus. Bessere Aufschlüsse im Bereich südlich und südwestlich des Jagdhauses Granegg geben ein ein-

drucksvolles Bild dieser Gesteine, die sich im Grenzbereich zum Glimmerschiefer makroskopisch nicht von diesem unterscheiden lassen. Zu den randlichen Partien gehören die Gesteine, die im Gebiet um den Auenhof aber auch vereinzelt am Höhenrücken zwischen der Alplstraße und Granegg aufgefunden wurden. Sie zeigen makroskopisch eine große Ähnlichkeit zum Glimmerschiefer und weisen mächtige Quarzadern und -knauern auf, es fehlt ihnen jedoch Biotit und Granat. Die Zone der hellen Phyllite, welche von W gegen Alpl nur untergeordnet angetroffen worden ist, ist nach E zwischen Höllkogel und Alpl mächtig entwickelt. Im E-Bereich des Allitschgrabens treten wieder Glimmerschiefer bis Paragneise auf.

Neue Güterwege am Südabhang zum Freßnitzbach zeigen in ihren Aufschlüssen ebenso wie im Traibachgraben massige, mit Quarzadern und -knauern durchzogene, biotitreiche, teilweise Granat, Staurolith und Sillimanit führende, meist stark in E–W-Richtung gefaltete Gesteine. Eine große Variationsbreite des letztgenannten Komplexes, innerhalb meist stark tektonisch beanspruchter Zonen, konnte gefunden werden. Es handelt sich um Einschaltungen von kompakten, gering gestörten Partien aus dunklem Biotit-Granat-Plagioklasgneis, Granat führendem Muskovit-Chloritfleckengneis und Granat-Chlorit-Zweiglimmergneis. Die letzgenannten Gesteine fanden sich auch im Traibachgraben (siehe Bericht 1986 zu Blatt 104). Auffallend ist das Fehlen von Grobgneiszügen in diesem Gesteinskomplex.

Neben den Aufnahmen im Kristallinanteil wurden die tieferliegenden Anteile des Mürztales begangen. Die in der Sand und Kiesgrube E Wh. Haberl prächtig aufgeschlossene tertiäre Wechsellagerung von Kies, Sand und Schluff mit Einschaltungen von Kohleschmitzen ist am Rücken nach N gegen Schwöbing weiter verfolgbar. Diskordant wird diese Zone überlagert von einer schluffigen rotbraunen Serie. In einer schluffigen Matrix finden sich als Komponenten durchwegs die Gesteine der unmittelbaren Nachbarschaft. Auch der Rundungsgrad ist sehr abhängig von der Position des Fundpunktes. Aus dem Umstand, daß dieses Schichtglied im gesamten kartierten Bereich aufgefunden wurde, also auch in den Kristallingebieten und auf den höchsten Verebnungsflächen, ist die Vermutung nahe, daß es sich dabei um junge Verwitterungslehme handelt, die je nach Lokalität die dafür typischen Gesteinskomponenten beinhalten. Im Bereich des letztbesprochenen Höhenrückens konnten innerhalb dieser feinen rotbraunen Matrix Gerölle des Tertiärs aber auch Kohleschmitzen gefunden werden.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Im Jahr 1991 wurde das Gebiet südlich des Mürz-Fröschnitztales bis zum Kamm Pretul – Stuhleck kartiert. Die westliche Begrenzung des Gebietes war der Auersbach, die östliche das Hasental. Den größten Teil des Gebietes nehmen die Glimmerschiefer und Grobgneise ein. Im östlichen Teil findet man hauptsächlich Paragneise und Amphibolite.

Die Grobgneise bauen das Gebiet zwischen Schwarzriegel und Pretul nahezu ohne Unterbrechung bis zum Fröschnitztal hin auf. Nördlich der Emmabrücke im Auersbachtal schiebt sich ein Glimmerschieferkeil gegen SW in den Grobgneis. Ein weiteres Grobgneisvorkommen wurde im SE von Spital am Semmering, östlich des Kaltenbaches, auskartiert. Der üblicherweise eher grobkörnige und feldspataugenreiche Grobgneis ist hier bereichsweise mittelkörnig und weist nur untergeordnet größere Kalifeldspate auf. In den Glimmerschiefern liegen aber noch eine Reihe kleinerer Grobgneisvorkommen. Es sind dies meist langgestreckte Körper, die schieferungsparallel in den Glimmerschiefern stecken. Randlich sind die Grobgneise häufig quarzreich.

Die überwiegend feinkörnigen, hellglimmerreichen Glimmerschiefer bilden die Hüllgesteine der Grobgneise. Außer dem Hellglimmer bestehen sie noch aus Quarz, aus stark schwankender Menge an Feldspat, Chlorit und zum Teil aus Biotit und Granat. Der Chlorit dürfte großteils retrograd aus dem Biotit entstanden sein.

In den Glimmerschiefern kommen immer wieder quarz- und feldspatreiche gneisige Lagen vor, in denen lokal makroskopisch Granat und Biotit zu erkennen ist. Etwas E des Kammes Friedrichshütte – Hühnerkogel – Schweigerhütte häufen sich Einlagerungen von feinkörnigen Paragneisen (Bi-Plag-Gneise) und Amphiboliten. Diese Gesteine treten W des Kaltenbaches nur lagenweise auf, E des Kaltenbaches entwickelt sich jedoch eine mächtige Metavulkanitserie, die aus wechsellagernden feinkörnigen Paragneisen, Hornblendegneisen und Amphiboliten besteht. Im Gebiet der Hofmeisteralm wurden auch mächtigere, dunkelgrüne bis schwarze, feinkörnige Amphibolitlinsen kartiert. Im Schliff zeigt sich oft deutlich eine retrograde Überprägung, die in erster Linie eine wechselnd intensive Chloritisierung der Hornblenden bewirkt. Zum Teil sind dadurch die Gesteine zu Chloritschiefern und -gneisen umgewandelt. Häufig führen die Amphibolite auch Granat.

In der Westflanke des Hasentales wurden in ca. 1150 m SH vereinzelt Porphyroidstücke gefunden. CORNELIUS bezeichnete dieses Gestein als Hasentalporphyroid. Es ist dies ein hellgraues Gestein, in dessen serizitschiefriger Matrix Zentimetergroße Kalifeldspataugen stecken. MATURA (1991) fand dieses Gestein in der östlichen Fortsetzung. Es ist als Teil der Metavulkanitserie anzusehen.

Im Bereich Ganzstein, Steingraben und Schallerkogel stecken relativ mächtige Späne von Semmeringmesozoikum im Kristallin. Sie bestehen aus Quarziten, Rauhwacken, Dolomiten und Kalken. Die Kalke sind durch die schwache Metamorphose zu feinkristallinen Marmoren umgeprägt. Die primäre Schichtfolge ist kaum erhalten.

In den Talbereichen, am Talausgang des Ganzbaches, im nördlichen Auersbachtal und im Steinbachtal bedeckt das Grundgebirge ein bis zu Zehnermetern mächtig aufgeschlossener, roter und geröllführender Lehm. Die Gerölle, meist mit einem Durchmesser von mehreren Dezimetern, stammen aus dem lokal anstehenden Kristallin und nur wenige aus den mesozoischen Sedimenten. In einer Baugrube ca. 500 m W der Kapelle am Talausgang des Steinbachtales unterlagern diese roten Sedimente graue Mittel- bis Feinsande. Auch innerhalb dieser Rotsedimente wurden dünne Lagen grauer Feinsande mit deutlicher sedimentärer Schichtung beobachtet. Im Fröschnitztal schließen an diese Sedimente bereichsweise alluviale Schotter des Fröschnitzbaches an. An einer Böschung, ca. einen Kilometer E Edlach, ist an der Basis dieses ca. 5 m mächtigen Schotters ungefähr 0,5 m Torf mit Holzresten aufgeschlossen. Aus diesem Torf bestimmte Fr. Dr.

DRAXLER folgende Pollen: Baumpollen: *Pinus, Picea, Abies, Quercus, Ulmus, Carpinus, Alnus, Betula, Corylus, Fagus.* Nichtbaumpollen: Cyperaceae, Poaceae. Dies entspricht möglicherweise subborealem (4400–2600 BP) Alter. Das heißt, daß die darüberliegenden Schotter noch jünger sein müssen. CORNELIUS schied sie auf seiner Karte als Miocän aus. Weitere diesem entsprechende Schotterkörper liegen immer wieder entlang des Fröschnitztales und auch im Kaltenbachtal südlich des Baches zwischen den beiden Liften (bei Kote 874 und S des Kinderheimes Lützow). Dieser reicht bis in eine Höhe von ca. 890 m SH.

Moränen konnten in den Gräben N des Pretuls (nur ein sehr kleines Vorkommen), in den Talschlüssen des Steinbachtales, des Auersbachtales und des Kaltenbachtales kartiert werden. Der Auersbach schnitt sich In der Höll ca. 20 m in die Moräne ein. Im Süden schließt an die Moräne ein Schwemmfächer an; diese Sedimente werden in einer Schottergrube für den lokalen Bedarf abgebaut. Ein sehr schöner Moränenwall entwickelte sich am Ausgang des Kares W der Schwarzriegelalm.

Die Gesteine fallen im gesamten Kartierungsgebiet flach bis mittelsteil gegen SW ein. Die Streckungslineare weisen vorwiegend eine NE-SW Orientierung auf. In den Grobgneisen ist dieses Linear immer deutlich erkennbar. Es ist jener Deformation zuzuordnen, die zur Ausbildung der zahlreichen Weißschiefer führte. Die Vergenz dieser Deformation ist gegen SW gerichtet. Dies konnte aus den asymmetrischen Makro- und Mikrogefügen der Grobgneise abgeleitet werden.

Es ist anzunehmen, daß diese Deformation alpidisch ist. Lokal wurden auch in den Glimmerschiefern bis zu Metern große Falten beobachtet, deren zugehörige Schieferung in das regional vorherrschende Flächengefüge paßt. Die Achsen der relativ selten zu beobachtenden Falten streichen auch hauptsächlich ±NE–SW. Hier kann aber manchmal eine NW-Vergenz festgestellt werden.

Blatt 105 Neunkirchen

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Semmeringgebiet auf Blatt 105 Neunkirchen

Von ALEXANDER TOLLMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Nachdem durch die Lösung und Aufsammlung im anisischen Kalk des Semmeringgebietes im Jahre 1989 mit Erfolg Trochiten und andere Teile von Crinoiden der Art *Dadocrinus gracilis* (BUCH) gewonnen werden konnten (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN et al., 1990, Jb. Geol. B.-A., **133**, 89–98), wurde nun nochmals verstärktes Augenmerk auf verschiedene Rhät-Vorkommen des Semmering gelegt, um auch hier artlich bestimmbare Fossilien zu finden, bzw. durch Schleifen und Lösen der Kalke Makro- oder Mikrofossilien zu erhalten.

Folgende Abschnitte im Semmeringgebiet wurden beprobt: Zunächst vergleichsweise der schon am Rand des Nachbarblattes gelegene Rhätkalkzug, der oberhalb des Weberkogel-Bahntunnels gegen ENE streicht (Crinoidengrus); das Rhät-Kalkvorkommen beiderseits des Südbahnhotels (Crinoidenspreu südlich davon); sodann zwei Rhätkalkzüge, die vom unteren Myrtengraben–Haidbachgraben durch den Bürgerwald gegen Osten aufwärts ziehen. Sie werden in ihrem Gesamtverlauf siebenmal von der hier emporziehenden Forststraße gequert, sodaß in den Anschnitten im unteren Teil der Gehänge zum Teil Plattenkalke, reichlich mit Crinoidenspreu erfüllt, anstehen. Diese Rhätkalke verbreitern sich SW vom Eselstein von 920 m Seehöhe aufwärts bis über den Sattel südlich vom Eselstein, sind aber dank der Verflachung schlecht aufgeschlossen. Die Proben an der Bürgerwaldstraße erscheinen für die Untersuchung am höffigsten.

Die kleinen Rhätkalkzüge im westschauenden Gehänge des mittleren Myrthengrabens im Hangenden des einstigen Gipsbergbau-Geländes bis zum Kamm südlich „Im Bau" sind durch die durch den Bergbau bedingten Hangrutschungen stark zerrissen und schlecht aufgeschlossen. Ebenso waren die alten Aufschlüsse im aufgelassenen Steinbruch Krenthaler und im anschließenden Raum zur ehemaligen Krenthalerschen Gipsmühle durch Verbauung weitgehend verdeckt und wenig ergiebig, ebenso das Terrain östlich oberhalb von Göstritz, wo im Keuperschiefer einige kleine dünnplattige Rhätkalkzüge stecken. Ein breites Rhätkalkvorkommen zieht ab 500 m westlich von Raach westwärts und enthielt entlang des Weges 250 m S vom Forsthaus Fossilgrus und Crinoidenspreu.

Die beste Schichtfolge innerhalb des Räts ist derzeit in diesem Raum, allerdings eng verschuppt, an der erwähnten Forststraße im „Bürgerwald" westlich vom Eselstein aufgeschlossen, wo Kalk, Kalkschiefer, Tonschiefer und, damit tektonisch verschuppt, anisische Rauhwackenzüge wechsellagern. Dunkle Dolomite sind in diesem Abschnitt im Rhät nicht vertreten, allerdings aus dem westlich anschließenden Raum nahe dem Hotel Panhans bekannt.

Blatt 106 Aspang

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang

Von GERHARD FUCHS

Im Berichtsjahr wurden die letzten Lücken in dem von mir übernommenen Gebiet kartiert.

Im Bereich Forchtenstein – Hackbichl sind die Vorkommen von Semmering-Karbonaten die tektonisch tiefsten Elemente. Zwei größere Schollen finden sich in der orogr. rechten Talseite des Hochberggrabens, W bzw. E von P477. Weiters ist der Burgfelsen von Forchtenstein aus Semmeringkalk aufgebaut und die Scholle SW davon, welche in einem großen Bruch abgebaut wird. Die genannten Vorkommen markieren einen Horizont, sie sind aber zu scholligen Körpern zerrissen. Diese werden von Hüllschiefern der Grobgneis-Serie unter- und überlagert.

Im Abstand von Zehnermetern bis einigen hundert Metern folgt über den Semmering-Karbonaten die Grobgneismasse, welche den Kamm des Rosaliengebirges bildet. Die flach, deckenförmig gelagerten Granitgneise sind örtlich lappig und durch Übergänge mit den unterlagernden Hüllschiefern verbunden.

Dies belegt ihre tektonische Zusammengehörigkeit. Grobgneis, Hüllschiefer und Semmering-Mesozoikum sind ein primärer, heute verkehrt liegender Verband. Diese Kirchberger Decke überlagert tektonisch die Glimmer-

schiefer der Sauerbrunn-Schuppe, die den Nordteil des Rosaliengebirges aufbaut und im Kern des Scheiblingkirchner Fensters aufgeschlossen ist. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten wird durch die Schollen von Semmering-Mesozoikum markiert.

Der Grobgneislappen des Forchtenstein (P609) wird entsprechend der flachen Lagerung im N und S von Hüllschiefern unterteuft. Vom Wulkagraben gegen S bis in den Bereich NW Hackbichl verläuft die Grobgneisgrenze trotz flacher Lagerung der s-Flächen überraschend steil über Berg und Tal, sodaß eine jüngere tektonische Verstellung wahrscheinlich ist. Die Hüllschiefer um Hackbichl werden sowohl im W als auch im E von Grobgneis überlagert. Sie gehen gegen W in die Hollerberg-Serie über.

Im Gebiet von Aspang haben wir es mit dem komplizierten Grenzbereich von Wechsel- und Semmering-System zu tun. Die Sauerbrunn-Schuppe – eine Stirnschuppe – reicht nicht soweit nach S, sodaß hier die Kirchberger Decke direkt an die Gesteine des Wechselfensters grenzt. Diese stehen im westlichen und südwestlichen Ortsbereich von Aspang an. Es sind meist Albitporphyroblastenschiefer mit gelegentlichen Grünschieferlagen. Die Wechselschiefer werden im Gebiet Steinhöfen von Hüllschiefer und erst darüber von Grobgneis überlagert. Nahe der großen Eisenbahnbrücke S Aspang folgt der Grobgneis direkt über Wechselschiefer.

Die große Störungslinie, welche den Verlauf des Pittentales vorzeichnet, hat bei Aspang linksseitigen Verstellungssinn. Dadurch ist die Stirn der Grobgneisdecke auf der orogr. rechten Talseite weiter gegen N versetzt. Es finden sich auch noch östlich des Pittentales kleine Fenster von Wechsel-Serie eingeschuppt in der Grobgneis-Serie. E von Unteraspang bilden dunkle phyllitische Schiefer den Fensterinhalt. Sie sind im N auf Grobgneis aufgeschuppt und tauchen gegen S unter Grobgneis ein. Zwei größere Schollen von Semmering-Quarzit finden sich im Grenzbereich Wechselschiefer/Grobgneis. Dieses Scherenfenster verschwindet unter dem mächtigen Tertiär von Kletten (Krumbacher Tertiär). NE von dieser Häusergruppe ist die Fortsetzung des beschriebenen Fensters aufgeschlossen. Wieder überlagern die Wechselschiefer den Grobgneis im N und tauchen nach S unter eine Scholle von Semmering-Quarzit bzw. unter Verrucano. Diese Gesteine sind vom Tertiär überlagert, und es ist fraglich, ob es sich um post-variszische Transgressionsserien auf den Wechselschiefern handelt oder um liegendste Teile der Kirchberger Decke.

E vom Bahnhof Aspang bauen dunkle phyllitische Glimmerschiefer die tiefsten Hangteile auf (S von P475). Die Abgrenzung dieser Wechselschiefer von der überlagernden Grobgneis-Serie ist nicht einfach – wohl infolge tektonischer Mischung.

E davon findet sich, größtenteils von Tertiär bedeckt, ein weiteres Fenster N und W vom Kulmariegel. In dem Graben S vom Hackelbauer sind dunkle bis silbriggraue Wechselschiefer aufgeschlossen. Sie sind auf den Grobgneis aufgeschuppt, der die orogr. rechte Grabenflanke bildet. Im S folgt über den Wechselschiefern Verrucano. Dieser besteht teils aus charakteristischen lichten Arkosequarziten und Porphyrmaterialschiefern, teils aus graugrünenm, stückig brechendem Biotit-, manchmal auch Hornblende-führenden Schiefern. Letztere zeigen auch Feldspatblastese. Es handelt sich vermutlich um vulkanogene Gesteine. Der Semmering-Quarzit 600 m SSW vom Hackelbauer bezeichnet den W-Rand des Fensters. Verrucano, 600-900 m W vom Kulmariegel anstehend, dürfte den S-Rand des Fensters gegen den Grobgneisrahmen markieren.

Der Bach, welcher von Wiesfleck nach Tiefenbach fließt, folgt einer Störung, die das Krumbacher Tertiär im N begrenzt. Aber auch südwestlich des Grabens bildet das Kristallin – Grobgneis, Hüllschiefer und Verrucano – Inseln im Tertiär.

In dem ausgedehnten Verrucano-Gebiet Ortbauer – Thal – Tiefenbach treten Biotit und Hornblende führende Schiefer und Gneise auf, die auch gelegentlich Mobilisate von Quarz und Pegmatit enthalten. Eine Abtrennung dieser Serie von den Hüllschiefern der Grobgneis-Serie ist nicht immer klar. Da diese problematische Gesteinsfolge, die einige hundert Meter mächtig werden kann, N vom Nestbauernriegel mit Konglomeratschiefern des Verrucano wechsellagert, wird sie dieser Formation zugerechnet. Meist bilden diese Gesteine die basalen Teile des Verrucano über der Grobgneis-Serie.

Schließlich wurde das Gebiet Gleichenbach – Stang – Reitbauer fertigkartiert. In den Grobgneisen und Hüllschiefern finden sich eine Reihe mittlerer bis kleinster Stöcke von dioritischen bis gabbroiden Gesteinen, die auch Schollen von Olivin führenden Pyroxeniten enthalten: NW Reitbauer, NE Doppler, NW und NE Stang, N der Bauernmühle und E Gleichenbach. Diese Vorkommen stellen einen Schwarm kleinerer Intrusionskörper dar, die dank ihrer Zähigkeit ihre Form gut erhalten haben.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär auf Blatt 106 Aspang

Von Paul Herrmann

Im Berichtsjahr wurde hauptsächlich die Krumbacher Senke begangen. Da die grobklastischen Sedimente der Krumbacher Schichten meist sehr schlecht gerundete Komponenten enthalten, sind sie vom Kristallin nur dort leicht zu unterscheiden, wo sie, wie auf den Feldern N Weißes Kreuz, oder beim Fuchsenriegl, Karbonate enthalten. Unmittelbar S des Weißen Kreuzes waren in der Straßenböschung feinklastische Sedimente aufgeschlossen (einige dm Wechsellagerung von bläulichem Schluff und braunem Feinsand); darüber fand sich eine kohlige Lage von wenigen cm Mächtigkeit, darüber Feinkies (maximale Korngröße 1 cm). Die paläozoologische Untersuchung der feinklastischen Sedimente brachte kein Ergebnis; eine palynologische Untersuchung der kohligen Lage ist noch im Gange. In Zöbern wurde an der Straße nach Kampichl in einem Bauaufschluß völlig eckiges Gneismaterial in bis etwa 10 cm großen Komponenten in einer braunen, lehmigen Matrix beobachtet. Als Aushub fand sich daneben rötlicher Lehm mit Kleingeröllen. Wären die Gneiskomponenten unaufgeschlossen als Rollstücke vorgelegen, so hätte man sie wohl kaum dem Tertiär zugerechnet.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 106 Aspang

Von Alfred Pahr
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmsarbeiten 1991 dienten dazu, noch vorhandene Kartierungslücken zu schließen und neu ent-

dene größere Aufschlüsse (Forststraßen) in das bisherige Kartenbild einzuordnen.

Am östlichen Blattrand läßt eine neu angelegte Forststraße westlich des Pfefferriegels (südwestlich von Landsee) erkennen, daß hier der Semmeringquarzitzug von Landsee nicht die Südgrenze des Wiesmather Wechselfensters bildet.

Es sind südlich dieses Semmeringquarzits noch Wechselschiefer vorhanden: Metabasite (Amphibolite, Grünschiefer, z. T. mit den charakteristischen Albitporphyroblasten) und die für die Wechselserie typischen Chloritquarzschiefer mit großen Ankeritflatschen, die verwittert den von MOHR geschilderten „Eisendolomiten" entsprechen.

Diese Gesteine sind auf der neuen Forststraße nach Süden bis etwa zum „L" von Landsee aufgeschlossen.

Weiter nach Süden zu erschließt die Forststraße Hüllschiefer der Grobgneiseinheit bis zum „m" von Blumau.

Hier ist weiter gegen Süden Grobgneis noch am Ende der neuen Forststraße aufgeschlossen, etwa 500 Meter nördlich steckt Grobgneis (mit Leukophyllit) in den Hüllschiefern.

Die Wechseleinheit ist hier also mit dem Semmeringquarzitzug verschuppt. Die tektonische Grenze zur südlich folgenden Grobgneiseinheit zieht nach Nordosten gegen das Südende der Ortschaft Landsee.

Westlich von Krumbach wurde im Bereich Königsegg–Kampichl eine größere Kartierungslücke geschlossen.

Der westliche Talhang bei Krumbach wird von einem breiten Streifen von Sinnersdorfer Schichten (Karpat) eingenommen.

Dieses Tertiär ist an einer (auch morphologisch) gut erkennbaren Störung gegen das westlich anschließende Kristallin abgegrenzt, das zum größten Teil aus Grobgneis besteht.

Diese Störung ist durch die Tiefenlinie östlich des Seisbühel markiert, zieht dann im Bereich von Königsegg nach Nordwesten in den Ransgraben hinunter. Sie erreicht westlich Punkt 670 (Kapelle) die Landesstraße, die zum „Weißen Kreuz" hinunterführt.

Im westlich anschließenden Kristallin sind größere Bereiche von Grobgneis vorhanden, der am nördlichen Hangfuß des Zöberntales (besonders zwischen Unterhaus und Punkt 536) in mehreren Steinbrüchen abgebaut wurde und z. T. noch wird.

Im Bereich Mandelbach–Höllbauer sind Hüllschiefer vorherrschend. NNE des Gehöftes Ungerböck sind am Mandelbach linsenförmig zerscherte Grobgneiskörper in den Hüllschiefern z. T. mit Aplit- und Quarzgängen aufgeschlossen.

Auffällig im Gesteinsbestand sind größere Lagen von Metadiorit unterschiedlicher Korngröße, meist im Randbereich von Grobgneis zu Hüllschiefern.

Eine Reihe dieser Vorkommen (nördlich Zöbern – östlich Höllbauer – südlich Blochberger) könnten eine zusammenhängende Masse bilden, die Aufschlüsse ermöglichen diesbezüglich keine eindeutige Aussage.

Nördlich davon gewinnt wieder Grobgneis größere Verbreitung, so im Bereich Fuchsen Riegel – Erholungsheim – Faschingbauer.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär im Nordteil des Blattes 106 Aspang

Von WOLFGANG SCHNABEL

Im Zuge der Fertigstellung des Blattes 106 wurden die vom Verfasser seinerzeit (1973 und 1974) für das Blatt Wien und Umgebung 1 : 200.000 durchgeführten Übersichtsaufnahmen im Nordteil des Blattes verfeinert. Es handelt sich um eine genaue Kartierung des kohleführenden Tertiärs („Helvets") auf dem Nordteil des Kartenblattes im Raum Walpersbach, Pitten und Leiding sowie weiter südlicher gelegene isolierte Vorkommen auf dem Kristallin der Buckligen Welt. Die Aufnahmen schließen die quartäre Lößbedeckung in diesem Raum mit ein.

Kohleführende Süßwasserschichten (? Unterbaden–Karpat)

Es wird an die seinerzeitigen Aufnahmsberichte (Verh. Geol. B.-A., **1974** und **1975**) angeknüpft, wonach eine Gliederung in eine liegende, geringmächtige und nur lokal vorhandene Basisserie mit Tonen und Kohlenflözen und eine hangende, mächtige Grobkiesserie vorgenommen werden kann, die im folgenden als „Tertiär" zusammengefaßt werden. Die Parallelen zu gleichaltrigen Vorkommen der „Norischen Senke" sind offenkundig. Die sehr schlechten Aufschlußverhältnisse, mächtiger Verwitterungslehm sowie die Lößbedeckung gestatten kaum eine verläßliche Grenzziehung, weder innerhalb des Tertiärs noch gegenüber dem Untergrund und Rahmen aus Kristallin sowie Quarzit und Karbonaten des Semmeringmesozoikums. Dazu kommen künstliche Veränderungen, die häufigen Spuren historischer Bergbautätigkeit auf Kohle und Erz und möglicherweise sogar prähistorische Reste (eine auffallende ausgedehnte Wallanlage im Wald 300 m SE des Schlosses Pitten). Trotzdem kann meist eine dem Maßstab 1 : 50.000 entsprechende Abgrenzung vorgenommen werden, die auf der Karte 1 : 200.000 (Wien und Umgebung 1984) vorgenommene Ausscheidung entspricht den Gegebenheiten. Im Detail ist zu berichten:

Das Tertiär beginnt S Frohsdorf und erstreckt sich, von Löß bedeckt, gegen S zunächst entlang der Flanken des Ofenbachtales zum Sulzriegel. Hier besteht es überall aus verlehmtem Grobkies mit kristallinen Komponenten (?Lokalmaterial). S Sulzriegel bis zur Kote 481 und gegen die Schauerleiten zu befinden sich die alten Grubenfelder des längst aufgelassenen Kohlebergwerkes.

Mächtiger Grobkies erstreckt sich weiter zum Klingfurtherbach, wobei auffällt, daß gegen W der Kalkanteil in den Kieskomponenten zunimmt. Diese Tendenz verstärkt sich über den Harathof zum Leidingbach. In den oft mehrere Meter tief eingeschnittenen Hohlwegen W des Harathofes ist ersichtlich, daß diese Schotter unzweifelhaft kalkalpinen Ursprungs sind. Es dominieren Kalk und Dolomit, darunter der typische Bunte Jura der Kalkalpen mit z.B. rotem Crinoidenkalk, Sandstein könnte Kreide sein (?Gosau). Jedenfalls bieten sich diese sehr guten Aufschlüsse für eine Schotteranalyse an.

Im Oberlauf der Gräben S Harathof zum alten Kalkofen im Leidingbachtal sind konglomerierte Schotterbänke und Sandstein aufgeschlossen, die dem dortigen Grobgneis aufgelagert zu sein scheinen.

Das Tertiär setzt sich gegen W fort über Vorderbrühl, Pitten, Inzenhof und Leiding, dort mit dem alten Kohle-

bergwerk. In Hohlwegen 1 km E Pitten ist in Spalten der Triaskarbonate ein heller Ton und kaum verfestigter Sand der Basisserie beobachtet worden.

Neben diesem geschlossen auskartierbaren Areal befinden sich isolierte Vorkommen dieses Tertiärs aber auch weiter südlich innerhalb des Kristallins der Buckligen Welt. Einige davon sind schon auf der Karte von G. FUCHS verzeichnet (Jb. Geol. B.-A., **105**, 1962), andere konnten neu kartiert werden. Zu letzteren zählen Vorkommen bei Klingfurth, woher Kohleschürfe in der Bergbauliteratur und in Archiven immer wieder erwähnt werden, die aber auf keiner Karte aufscheinen. Verifiziert konnten 3 Stellen werden, die alle auf Grobgneis liegen:

Die erste befindet sich 800 m SSE Klingfurth (Kapelle) beim Hof an der östlichen Talflanke (Koordinaten: 744270/5282630). Hinter diesem Hof ist derzeit ein bis 5 m mächtiges Profil aufgegraben, das Tone mit einem Kohlenflöz bis 30 cm Mächtigkeit zeigt (Aufnahme und Probennahme durch I. DRAXLER). Unterhalb des Hofes im Talgrund ist ein verfallener Stollen zu erkennen (nach Auskunft der Bewohner Schurftätigkeit nach dem 2. Weltkrieg).

Die zweite befindet sich ca 1 km E Klingfurth, wo im Graben 2 verfallene Stollen mit Haldenmaterial und Kohlestückchen zu sehen sind (Koordinaten 744900/5283150), obertags ist kein Aufschluß sichtbar.

Schließlich befindet sich noch eine Halde mit Kohlestückchen im Graben 700 m SE Klingfurth (Koordinaten 744400/5283000), wieder ohne einen obertägigen Aufschluß, doch sind hier in jüngster Zeit großflächige Planierungen vorgenommen worden.

Lößbedeckung (Jungpleistozän)

Gut auskartierbar ist die Terrasse, die sich von Frohsdorf über Ofenbach, Walpersbach und Erlach erstreckt mit oft deutlich sichtbarer Terrassenkante gegen den Talboden der Leitha. Sie setzt sich von Frohsdorf gegen N auf das Blatt 76 Wr. Neustadt fort (siehe Blatt Wien und Umgebung 1 : 200.000, auf der Geologischen Karte 1 : 50.000, 1982, ist sie hingegen unzutreffend als „Neufelder Schichten – Pont –" ausgeschieden). Profile in den Ziegeleien bei Walpersbach und Erlach hat R. GRILL detailliert beschrieben (Verh. Geol. B.-A., **1971**, S. A38 unten). Reste einer Lößterrasse gibt es auch noch im Pittental S des Schlosses Pitten gegen Seebenstein. Die Lößbedeckung ist aber nicht nur im Bereich dieser Terrasse vorhanden, sondern erstreckt sich weit in die Täler hinein, wie z.B. in das Ofenbachtal, bis südlich Schleinz (mit jetzt noch deutlich erkennbaren alten Abbauen von Ziegeleien) und bei Pitten bis Weinberg. Lößvorkommen mit bis über 2 m Mächtigkeit sind darüber hinaus besonders im Raum SE Frohsdorf immer wieder in Hohlwegen beobachtet worden, auch in größeren Höhen und abseits der Talflanken. Im Süßenbrunner Graben bei Heinisruh befindet sich ein solches über 2 m mächtiges Lößprofil mit verschwemmten Lokalschuttlagen noch in einer Höhe von 460 m.

Blockschotter unbekannten Alters

Auf der Karte von G. FUCHS (1964) ist westlich von Klingfurth ein größeres Areal als „Tertiär im Allgemeinen" ausgeschieden, welches nicht mit den anderen Tertiärvorkommen verglichen werden kann. Es handelt sich nicht um die üblichen Grobkiese, sondern um kantige Blöcke aus Lokalmaterial, hauptsächlich Quarzit, der vom Heidenberg gegen E abgeglitten zu sein scheint. Die Aufschlüsse sind denkbar schlecht, nur der Graben beim Hof Forst gibt Hinweise auf einen stark verlehmten Blockschutt. Das Alter ist unbekannt.

Blatt 107 Mattersburg

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 107 Mattersburg

Von MARTIN KOVAČIK, MILAN KOHUT & VLADIMIR BEZÁK
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das betreffende Gebiet liegt zwischen den Gemeinden Schwarzenbach, Kobersdorf und Kaisersdorf. Der nördliche Teil des kartierten Gebietes wurde von M. KOVAČIK und M. KOHUT bearbeitet, der Teil südlich der Linie Landsee – Neudorf von V. BEZÁK. Zum letzten Mal wurde das Gebiet von KÜMEL (1930–1936, 1952–1956) kartiert.

Das Gebiet wird zum größten Teil von Kristallin und lokalen Resten der mesozoischen Hülle gebildet. Im weiteren treten hier Reste neogener Sedimente und Vulkanite auf, sowie quartäre Sedimente.

Das Kristallin besteht aus drei tektonischen Einheiten: der Sieggrabener Einheit, der Grobgneiseinheit und der Wechseleinheit.

In der Tektonik haben sich meistens Überschiebungsstrukturen alpidischen Alters und jüngere Bruchstrukturen, die das kartierte Gebiet in eine Anzahl von Blöcken teilt, bemerkbar gemacht, wobei Sink- und Hebebewegungen sowie horizontale Verschiebungen zur Wirkung kamen.

Die quartären Sedimente sind in vier genetischen Typen vorhanden:

- Lehm- und Schuttdecke mit Steinblöcken
- Schuttfüllung kleinerer Täler
- Proluviale Schwemmkegel
- Fluviale Sedimente der Auen.

Das Neogen ist in Erosionsresten in der südwestlichen Umgebung von Kobersdorf vorhanden. Diese Reste werden von Schottern, Sanden und lokal auch Süßwasserkalken des Sarmat gebildet. Den oberen Teil bilden Basalte des jüngeren Pliozän im Gebiet des Paulibergs.

Die Überreste der mesozoischen Hülle sind im Raum Landsee erhalten, in einer Ost–West-Depressionsstruktur, die im Süden durch einen Bruch begrenzt ist und aus Quarziten der unteren Trias mit lokalen Arkosebildungen besteht.

Sieggrabener Einheit

Im Norden, in der Umgebung der Burgruine Schloßberg liegt die Sieggrabener Deckscholle, die mit dem Mittelostalpin verwandt ist. Diese Einheit weist relativ konstante Strukturelemente auf. Die Foliation hat eine Neigung nach Nord. Die Lineationsrichtung ist NW- bis NNW-gerichtet, wahrscheinlich mit einer dextralen Bewegung. Die südliche Überschiebungsgrenze der Sieggrabener Einheit setzen wir auf Grund des Vorhandenseins oder Nichtvorhandenseins deformierter porphyrischer Granitoide des „Grobgneistypes" bzw. amphibolitischer Gesteine

In der Sieggrabener Einheit werden von uns drei Gesteinsgruppen unterschieden:

Amphibolit, amphibolitischer Eklogit, Amphibolitgneis

Zu diesen werden von uns dunkelgrüne und helle Amphibolite zugeteilt, die nicht selten Granate enthalten. Manche homogene, grüne Amphibolittypen enthalten nicht nur Granate und Amphibole, sondern auch Klino-

pyroxen des Diopsid-Types. Diese Paragenese entspricht den Eklogiten. Diese Gesteine sind stark retrograd metamorph. Man kann eine sekundäre Bildung von Amphibolen, Albit, Epidot, Biotit und Chlorit feststellen. Diese sekundären Veränderungen werden von bis zu einigen cm bis dm dicken Lagen grobkörnigen leukokraten Injektionsmaterials begleitet. Dieses besteht vor allem aus Körnern der K-Feldspate, Quarz, sowie Oligoklas. In kleinerem Maße findet man auch Chlorit, Muskovit, Epidot – Klinozoisit, Turmalin und selten auch Granate. Die Amphibolitgneise haben eine feinkörnige, orientierte Textur und beinhalten außer Amphibolen, Quarz und Feldspat auch Biotit und Granat.

Marmor

Dieses Gestein bildet begrenzte Lagen in den Metabasiten. Sehr oft beinhalten sie Schlieren von Amphibol oder sie umschließen deformierte Budins der Eklogite usw. In ihrer Nähe wurden auch Bruchstücke von Kalksilikatfelsen gefunden. Sie bestehen neben Calcit aus zwei Typen des Klinopyroxens, weiter aus Biotit usw. Diese Marmore wurden vor Zeiten im Tagbau abgebaut. Sie wurden beim Bau der nahen Burg verwendet.

Biotitgneis, amphibolführender Biotitgneis

Diese Gesteine bestehen u.a. aus Quarz, sehr oft Granat und sind meist sekundär verändert, so wie die vorhin beschriebenen Gesteinstypen. Es scheint, als ob sie mehr an der Ostseite des Schloßberges vorkommen und damit eher die Unterlage des metabasischen Komplexes bilden. Sie beinhalten Einsprenglinge amphibolitischer Gesteine, so wie wir diese Gneise auch in den Metabasiten vorfinden.

Grobgneiseinheit

In der Umgebung der Dörfer Oberau und Alm finden wir porphyrische Granitoide in Begleitung von Metamorphiten. Diese Einheit grenzt im Süden an einer steil abfallenden Ost–West-Bruchlinie an Wechselschiefer. Plastische Deformation ist in dieser Einheit ausgeprägter als in den anderen. Die Grundlithotypen:

Porphyrische Granitoide

Sie bilden grobkörnige Augengneise, in denen Porphyroklasten von K-Feldspat, Quarz und Plagioklas dominieren. Die Mylonitisation äußerst sich durch die Bänder unterschiedlicher Körnung. Glimmer und Plagioklase bilden Strukturen des Typs „Shear band". Manchmal kann man auch Granate beobachten. Neben der Deformation wird die Entwicklung des Gesteins durch ihren primären Zustand, zum Beispiel Basizität (Granit – Tonalit), und ihre Körnung beeinflußt. Die folgenden Veränderungen werden mit der Bildung von Sericit und Saussurit aus den Plagioklasen sowie einer Neubildung von Chlorit, Muskovit, bzw. fenkörnigem Granat begleitet. Lokal kann man auch eine Zufuhr von Albit und Quarz beobachten.

Quarz-Biotitgneis, Granat-Biotitgneis

Sie bilden den Hauptteil der Metamorphite im Verband mit den erwähnten Granitoiden. Mit fortschreitender Deformation wird der Anteil der Feldspate und Biotite kleiner, wobei der Anteil des Quarzes und Muskovites sowie des Chlorites zu deren Ungunsten ansteigt. In sehr stark mylonitisierten Zonen treten glänzende (Mg-Chlorit-) Muskovit-Quarzphyllonite auf, die manchmal Relikte von Granaten enthalten. Durch ihr Äußeres sehen sie Leukophylliten ähnlich.

Amphibolite

Sie treten innerhalb der Grobgneise infolge selektiver Verwitterung an zwei Stellen deutlicher hervor. Makroskopisch kann man sie nicht von den Sieggrabener Amphiboliten unterscheiden.

❊

Die Beziehung der Grobgneiseinheit zum darunterliegenden Wechselkomplex ist aufgrund der quartären Bedeckung nicht eruierbar. Wir nehmen eine Überschiebung an. Die konventionelle Überschiebungsgrenze zwischen den Grobgneisen und den Metasedimenten des Wechselkomplexes ist am Nordwestrand des Wiesmather Gneis-Körpers wahrscheinlich mit einer Bruchlinie kombiniert, die nach Osten in das Rheinbachtal verläuft.

Wechsel-Einheit

Diese liegt südlich vom Dorf Schön. Im Bereich der Straße Landsee – Neudorf ist sie durch Quarzite der Permotrias überdeckt. Generell neigen sich die Schichten nach Süden. Die Wechseleinheit ist ein bunter, nieder- bis mittel-polymetamorpher Komplex vulkanosedimentärer Gesteine mit wechselnden lithologischen Beziehungen:

„Zuckerkörniger" Muskovitgneis (Wiesmathgneis)

Der größte Körper dieses Gesteins erstreckt sich von Kobersdorf in nordwestlicher Richtung. In diesem Gebiet nehmen wir an, daß dieser Gesteinstyp über den Wechselmetasedimenten liegt. Es handelt sich dabei um leukokrate Gneise verschiedener Korngröße. Es überwiegt die mittelkörnige Varietät. Sie besteht meist aus Albit, Quarz und K-Feldspat. Lokal kann man große Körner von Mikroklinen, die eine Größe von bis zu 10 mm haben können, beobachten. Die Deformierungsstruktur wird überall von grünlichem Muskovit (Phengit) kopiert. Sehr gut kann man in frischen Abrutschflächen dünne Schlieren des grobschuppigen Biotits oder Chlorits sehen.

Grünlicher Sericit-Chlorit-Albitphyllit

Dieser Gesteinstyp ist einer der Grundtypen der Metamorphite, dessen Ursprung man in einem vulkano-sedimentären Komplex finden kann. Die komplizierte und detaillierte Struktur ist durch Muskovit und Chlorit betont. Charakteristisch sind auch Albitporphyroblasten, die einstweilen kleine Körper von Granaten einschließen. Im Falle einer ausgeprägten Blastese des sauren Plagioklas (max. 1 cm), beziehungsweise bei der Rekristallisation von Biotit, nehmen die Gesteine die Textur von Gneisen an und werden heller. Gestein dieses Typs kann man an den östlichen und südlichen Hängen des Pauliberges (761 m) vorfinden, meist als Liegendes der Semmeringquarzite, wo sie von leukokraten Adern begleitet werden. Die Rekristallisierung und Bildung der großen Albitporphyroblasten wurde durch die erhöhte Temperaturbearbeitung verursacht. Die Albitblasten sind wahrscheinlich auch Produkte einer älteren Metasomatose. Die Phyllite haben oft Graphitpigment (hauptsächlich in Albitklasten), wodurch sie schwarz gefärbt sind. Lokal (Goldvater, H. 510 m) kann man helle Metaarkosen, die praktisch ohne Glimmer und Chlorit sind, finden.

Grünschiefer, Amphibolit

Sie bilden petroleum-grüne, schiefrige Amphibol-Plagioklas-Gesteine. Ihre Ausbreitung ist mehr an die Muskovit-Chlorit-Phyllit-Gneise gebunden. Meistens treten sie in kleinen Körpern von der Größe einiger Meter bis Meterzehner auf. Wahrscheinlich handelt es sich um Basalte

deren Tuffe. Lokal, so wie in dem vorherigen Falle, kann man eine ausgeprägte Rekristallisation beobachten. Diese äußert sich durch bis zu 1 cm große Blasten von sauren Plagioklasen oder Amphibol (sogenannter „Diorit"). An manchen Stellen wurden diese Amphibolite abgebaut.

Grauer feinlaminierter Chlorit-Muskovit-Quarzschiefer

Er bildet den zweiten Grundtyp der Schiefer des Wechselkomplexes. Man kann Übergänge zu Albitphylliten beobachten. Diese Quarzschiefer haben aber einen mehr pelitischen Charakter. Die Sequenz der gestreiften Schichten hat eine wechselnde Zusammensetzung. Es überwiegt der Quarz, Muskovit, Chlorit, Albit und auch Biotit. Seltener findet man auch Granate, und wenn ein höherer Anteil von Al_2O_3 im Gestein vorhanden ist, auch Chloritoid. Im Gestein gibt es auch verstreut Graphit.

Graphit-Quarzit-Schieferlage

Diese Einlagerungen sind eine sehr kennzeichnende dunkle Varietät der Metasedimente des Wechselkomplexes.

Quarzadern

Sie erreichen bis über einen Meter Mächtigkeit und bilden s-parallele Lagen. Örtlich (Umgebung Waldmühle) wurden sie einst abgebaut.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im kristallinen Grundgebirge auf Blatt 107 Mattersburg

Von MARIAN PUTIŠ
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Area W of Sieggraben

Sieggraben unit

Lithology

The Sieggraben unit is composed of the following members: sillimanite-garnet-biotite paragneiss, two-mica mica-schist gneiss, eyed and banded migmatitized paragneiss, pyroxene gneiss, pyroxene-hornblende erlan, marble, serpentinite, eclogite, eclogitic amphibolite, coarse-grained amphibolite, garnet amphibolite, amphibolite, granite-gneiss.

Metamorphism and granitoid magmatism

a) eclogite facies (garnet, rutile, zoisite, pyroxene$_1$ – omphacite?) in eclogites and eclogitic amphibolites;
b) very high-grade amphibolite facies:
   - in paragneisses (sillimanite, K-feldspar, visible reaction between garnet and biotite = sillimanite, partial anatexis textures).
   - in eclogites: reaction rims between garnet and older (non-pleochroic) pyroxene$_1$ (omphacite?) = new pyroxene$_2$ with green pleochroism (diopside?), amphibole (blue-green), plagioclase;
c) mylonites in amphibolite facies: the stretching lineation NNW–SSE direction is defined by oriented hornblende and biotite;
d) mylonites in green-schist facies (chlorite, sericite, albite), with NE–SW stretching lineation;
e) cataclastic metamorphism, in very low-grade conditions.

a), b) pre-Alpine metamorphic events followed by small granite intrusions during c)?;
c) pre-Alpine? (Alpine?) uplift;
d), e) Alpine metamorphic events

Tectonics

The Sieggraben unit tectonically overlies the lower Grobgneiss unit. The present-day bottom of the Sieggraben unit sequence is built up by a marble-layer (max. thickness ca. 30 m), locally lying over pyroxene gneisses and granite gneisses, resp. The middle part is built of metabasites and meta-ultrabasites which are present also in lensoidal boudin-forms in marble. The top of the sequence represent paragneisses and migmatites. All the sequence ist penetrated by small granite bodies. The internal tectonic structure is defined by metamorphic foliation with prevailing NW–SE direction and NNW–SSE to NW–SE stretching lineation defined by amphibole and biotite. Asymmetric textures visible in paragneisses, migmatites, banded amphibolites and granite gneisses indicate middle-temperature shear movements – top to the SSE (to SE). The overthrust plane of the Sieggraben unit contains also low-temperature stretching lineations of the NE–SW direction (top to SW) consistent with those of the underlying tectonic units.

Grobgneiss unit

Lithology

The Grobgneiss unit contains the following members: tow-mica, loc. garnet paragneiss, quartzitic paragneiss, graphitic paragneiss, amphibolite, loc. garnet amphibolite, granite gneiss.

Metamorphism and granitoid magmatism

a) medium-grade regional metamorphism, amphibolite facies:
   - in paragneisses (garnet, biotite, muscovite, plagioclase),
   - in amphibolites (garnet, hornblende, plagioclase);
b) lower-grade mylonitization (chlorite, sericite, albite, epidote);
c) cataclastic metamorphism, in very low-grade conditions.

a) pre-Alpine metamorphose, followed by the intrusion of large granitoid (granite, granodiorite, aplite, pegmatite) bodies;
b), c) Alpine metamorphic events, comparable with metamorphosis of mesozoic cover near Landsee.

Tectonics

The Grobgneiss unit is underlying the Sieggraben unit and overlying the Wechsel unit. The internal tectonic structure is defined by metamorphic foliation with prevailing NE–SW direction and stretching lineation NE–SW. Asymmetric structures of low-temperature mylonites (green-schist facies) indicate shear movements – top to the SW.

Wechsel unit

The Wechsel unit in the area of Sieggraben was mapped along the northern boundary of the Grobgneiss unit (Schwarzkogel, Wintergstetten, Sieggrabner Wald). A Profile study has been done S of Forchtenstein. It appears that the whole area of the eastern edge of the Bucklige Welt crystalline between Forchtenstein and Sieggraben belongs to the Wechsel unit.

Lithology

The Prevailing lithological type is represented by albite-sericite-chlorite phyllite, often with garnet and relics of biotite and muscovite. Common, but relatively thin (a few dm to m) are intercalations of quartzitic phyllites – light coloured, or dark – with an increased content of or-

ganic matter. Thin layers of metaarcosic material show transitions into leucophyllites in strongly sheared zones.

Metamorphism

a) garnet zone of regional metamorphism (quartz, garnet, biotite, muscovite, ±chlorite, albite);
b) mylonitization in low-grade conditions: elongation to brittle deformation of garnet followed by chloritisation; chloritisation of biotite (relics), sericitization of muscovite; elongation of albite porphyroblasts;
c) cataclastic metamorphism.

a) pre-Alpine, b), c) Alpine metamorphic events.

Tectonics

The Wechsel unit (underlying the Grobgneiss unit) has a general subhorizontal fabric defined by metamorphic foliation. The rocks show mostly a strong superimposed shear deformation (S-C textures are common), connected with the origin of the stretching lineation in NE–SW direction. Asymmetric mesostructures indicate shear movement – top of the SE, which is consistent with those of the overlying Grobgneiss unit.

Area SW of Kobersdorf

Wechsel unit

Lithology

The lowest part is built by coarse-grained albite-biotite-muscovite (often with garnet) phyllites, or so called Wechsel gneisses. The rocks show only weak superimposed (Alpine) deformation and yield a scarce information about pre-Alpine character of these rocks.

The higher part of „gneisses" contains thin bodies of albite-epidote amphibolites (thickness a few m) and two larger bodies of actinolitic metadiorites (gabbrodiorites?) with fuchsite.

The upper part of the sequence is built of quartz-graphitic mica-schists and overlying green-schists with intercalations of metadiorites (metaporphyrites?) and tuffs.

The whole sequence is penetrated by small bodies of leucocratic granite, aplite and pegmatite.

Metamorphism

a) garnet zone of regional metamorphism:
   - in metapelites (quartz, garnet, biotite, muscovite, albite),
   - in metabasites (albite, hornblende, epidote, actinolite, chlorite, quartz). In metadiorites it is possible to distinguish older (magmatic) hornblende and younger – regional – metamorphic actinolite;

b) low-grade mylonites (quartz, sericite, albite, chlorite, calcite).

a) – pre-Alpine, b) – Alpine metamorphic event.

Blatt 112 Bezau

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Kalkalpen-Nordrand auf Blatt 112 Bezau

Von Udo Diedrich, Carsten Rühlemann & Torsten Schulze
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die Geländearbeiten dienten der Fertigstellung der im Sommer 1990 begonnenen Aufnahme der Südostecke des Blattes 112 Bezau. Die Kartierung wurde zusätzlich um das Gebiet westlich des Körbersees und den Bereich des Untschenjochs auf Blatt 113 Mittelberg erweitert. Eine erste Zusammenfassung der Aufnahmetätigkeit wurde im Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien 1990 veröffentlicht.

Das Arbeitsgebiet umfaßt die Gräshorn-Schuppe, den Nordrand der Zitterklapfen-Schuppe, die Hochkünzel-Schuppe, den Ostteil der Walsertal-Schuppe und die Allgäuer Hauptmulde. Sämtliche Einheiten gehören der Allgäu-Decke an.

Die kalkalpine Abfolge beginnt im bearbeiteten Gebiet mit dem Hauptdolomit und reicht bis in die Kreideschiefer.

Der Hauptdolomit liegt in der für die westlichen Kalkalpen typischen Ausbildung vor. Der Plattenkalk ist auf den Bereich südlich der Lägeralpe beschränkt.

Die Sedimente des Zeitraumes Rät bis Unterlias lassen sich aufgrund der unterschiedlichen faziellen Ausbildung in die Unteren Kössener Schichten, den mittleren Rätolias-Kalk und die Oberen Kössener Schichten untergliedern. Der Rätolias-Kalk ist überwiegend gut gebankt, kommt jedoch auch in massiger Ausbildung vor.

Der Unterlias-Rotkalk zeigt neben der üblichen karbonatischen bis mergeligen Fazies eine Variation in Form von roten bis schwarz gefärbten Echinodermen-Spatkalken.

Die Allgäu-Schichten setzen sich vorrangig aus Mergeln, Kalken sowie Kieselkalken zusammen. Eine Untergliederung konnte nicht vorgenommen werden. Manganschiefer, typisch für die Mittleren Allgäu-Schichten, sind nur im östlichen Teil des Arbeitsgebiets, in der Umgebung von Schröcken, aufgeschlossen. Als Besonderheit des oberjurassischen Abschnittes der Schichtfolge treten im Bereich der Hochberg-Rothorn-Mulde monomikte Radiolarit- und Aptychenkalkbrekzien auf. Diese werden von polymikten Kreide-Brekzien und -Konglomeraten sowie typischen Kreideschiefern überlagert.

Innerhalb der Gräshorn-Schuppe sind dagegen die Kreidesedimente als graue und rosarote Mergel in Couches Rouges-Fazies aufgeschlossen. Die vom Oberostalpin abweichende Fazies, sowie die unsichere tektonische Position am Westrand der Schuppe, führten zu sehr unterschiedlichen Ansichten über die großtektonische Stellung dieser Sedimente. Die Mergel sind jedoch nicht nur am äußersten Rand der Schuppe, sondern bis ins Tal der Neuguntenalpe aufgeschlossen. Zudem werden sie durch ein schmales Band Allgäu-Schichten von der überschobenen Vorarlberger Flyschzone getrennt. Dies veranlaßte den Bearbeiter, sie dem Oberostalpin als Muldenfüllung der Gräshorn-Schuppe zuzuordnen.

Im Grenzbereich zwischen Kalkalpin und südlicher Vorarlberger Flyschzone, wie zwischen Gräshorn- und Zitterklapfen-Schuppe treten Gesteine der Aroser Zone auf. Diese setzen sich hauptsächlich aus tektonisch stark beanspruchten und gequetschten bunten Mergeln und Tonschiefern, sowie untergeordnet aus Kieselkalken, Quarziten, Kalksandsteinen und Konglomeraten zusammen. Basische Vulkanite, die auch an anderer Stelle innerhalb der Aroser Zone vorkommen, sind nur in Form einer mehrere Meter mächtigen Ophiolithlinse, die von roten Kieselkalken begleitet wird, an der Bregenzer Ach südlich von Bad Hopfreben aufgeschlossen.

Ergänzend zur Geländeaufnahme wurde eine Luftbildauswertung mit anschließender Entzerrung am Stereotop durchgeführt. Mit Hilfe dieser Auswertung konnte die Grenze Fest- gegen Lockergestein oft wesentlich ge-

nauer erfaßt werden. Die Bestimmung der Photolineationen erleichterte die exakte Eintragung großer Störungen und Klüfte, die überwiegend NW–SE verlaufen.

Weiterhin wurden zur Bestimmung des Diagenese- bzw. Anchimetamorphosegrades Gesteinsproben der geologischen Großeinheiten Molasse, Helvetikum, südliche Vorarlberger Flyschzone sowie Unter- und Oberostalpin in einem N–S-Profil zwischen Lingenau und Flexenpaß entnommen. Erste Daten lassen, mit Ausnahme der Molasse, eine Zunahme der Illitkristallinität von Norden nach Süden erkennen. Die hohen Werte für die Illitkristallinität der Molasse-Proben beruhen auf ererbten Kristallinitäten.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Vorarlberger Helvetikum auf Blatt 112 Bezau

Von MARKUS OBERHAUSER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die im Rahmen einer Diplomarbeit im Sommer 1990 begonnene geologische Neuaufnahme des Gopfbergzuges im Hinteren Bregenzerwald (Bericht 1991, Jb. Geol. B.-A. **134**/3, S. 492), wurde im Berichtsjahr fertiggestellt.

Die geologische Kartierung im Sommer 1991 erfolgte im Maßstab 1 : 10.000 und beschränkte sich vor allem auf die helvetischen Gesteinsabfolgen entlang der Südhänge zwischen Mellau und Schnepfau, sowie der östlich Bizau gelegenen Deckenreste aus Gesteinen des Ultrahelvetikums bzw. der Feuerstätter Decke.

Hirschlitten (Südhänge des Gopfberges nördlich bis nordwestlich oberhalb Mellau)

Die gestufte Morphologie und die chaotische Lagerung der sehr spärlich aufgeschlossenen Gesteinsabfolgen sprechen im Gebiet von Hirschlitten für jene große Felsgleitung, welche schon 1988 von A.C. SEIJMONSBERGEN & C.J. VAN WESTAN im Zuge einer geomorphologischen Kartierung des Hinteren Bregenzerwaldes beschrieben wurde.

Da sich die ursprüngliche Lagerung der hier aufgeschlossenen Drusbergschichten, Schrattenkalk und Garschella Formation nicht mehr eruieren läßt, konnte auch eine der Fragestellungen dieser Diplomarbeit, nämlich in wieweit sich die von H. SAX 1925 kartierte isoklinale Faltung am Südhang der Nesselfluh (westliches Anschlußgebiet an den Gopfberg) in den Südhängen des Gopfberges selbst weiter verfolgen läßt, nicht genauer beantwortet werden.

Gebiet zwischen Mischen und Boden

Der morphologischen Ausbauchung zwischen Mischen und Boden liegen ebenfalls hangtektonische Prozesse zu Grunde, wobei jedoch die primäre Lagerung noch zu erahnen ist. So dürfte es sich hier um eine flache Antiklinalstruktur entlang des Hanges handeln, was eventuell mit der SAX'schen mehr oder weniger liegenden Isoklinalverfaltung an der Nesselfluh korrelierbar wäre.

Es können jedoch hier nur die Kieselkalke und Kalke der Örfla-Formation westlich bzw. nordwestlich von Boden als primär anstehend angesprochen werden. Die Aufschlüsse weiter südlich bzw. südwestlich bis hinunter zur Bundesstraße bei Mischen sind stark zerlegt und weisen eine chaotische Lagerung auf.

Ostlich und südlich des Bodenvorsäßes befinden sich kleinere Reste von Moränenablagerungen, was mehrere vernäßte Bereiche und kleinere oberflächennahe Rutschungen zur Folge hat.

Südhänge zwischen Hirschau und Schnepfau

Östlich und nördlich Hirschau werden die Drusberg-Schichten und zum Teil der darunterliegende Kieselkalk von ortsfremden Quintenerkalkblöcken überlagert. Dabei handelt es sich wohl um das Material eines spät- bis postglazialen Bergsturzes von den Nordabstürzen der Kanisfluh, wobei sich dieses Ereignis etwas später vollzogen haben muß (auf Grund der tieferen Lage 720–800 m SH) als der im Bericht 1990 beschriebene Bergsturz, welcher seine Fracht entlang des Rückens zwischen Vorderer und Hinterer Schnepfegg abgelagert hat.

Die Hänge ca. 1km westlich und östlich Schnepfau (Dorfplatz) sind ebenfalls stark durch hangtektonische Prozesse überprägt worden.

So lassen sich besonders an Hand der Luftbilder aber auch im Gelände, am Hangfuß immer wieder Rutsch- bzw. Gleitmassen kartieren und an den 50–100 m darüberliegenden Kieselkalk- bzw. Örflakalkwänden die dazugehörigen Abbruchnischen.

Die abgeglittenen Massen stehen meist im etwas aufgelockerten Schichtverband an, weisen jedoch oft beträchtliche Verstellungen (Hohlraumbildungen mit der in solchen Fällen typischen, jahreszeitlich wechselnden Luftzirkulation) auf.

Im Bereich der ersten Kehre der Straße Schnepfau – Schnepfegg können 2 zeitlich unterschiedliche Gleitungen ausgeschieden werden. Hier liegen auf Örflakalken, welche nach NNE einfallen, Kieselkalke,welche ihrerseits nach SW einfallen.

Mulden östlich Bizau

Zwischen dem Oberen Feld im Westen, dem Gschwendvorsäß im Osten, dem Bizauer Bach im Norden und ca. 300 m nördlich von Luxen im Süden stehen Gesteinsformationen an, welche einer höheren tektonischen Decke zuzuordnen sind als der ansonsten im bearbeiteten Gebiet vorliegenden Säntisdecke.

Diese ultrahelvetische bzw. Feuerstätter Decke liegt in 2 kleinen Teilmulden vor, welche von einem SW–NE-streichenden Rücken (bei Brandegg) der Wang-Formation der darunterliegenden Decke getrennt sind. Ein eindeutiger tektonischer Kontakt zwischen den Amdener Mergeln bzw. Wang-Schichten des Normalhelvetikums und des darüberliegenden Ultrahelvetikums konnte hier keiner gefunden werden. Vielmehr hat es den Anschein, als würden die Amdener Mergel allmählich in die Leimern-Schichten übergehen. Dieses Bild zeigt sich auch westlich des Oberen Feldes, 200 m westlich der Höhenkote 685 und 200 m östlich von Steig (südlich Hinterreuthe).

In der Mulde nördlich Brandegg folgen auf die Leimern-Schichten (Liebensteinerkalke und Leimern-Mergel) Reste von Schelpenserie mit darüber linsenartig eingeschaltetem Wildflysch. Die Muldenkerne bildet in beiden Synklinalen ein Flyschsandstein der Feuerstätter Decke (wahrscheinlich Feuerstätter Sandstein).

Mikropaläontologische Untersuchungen zu diesen Fragestellungen sind noch im Gang.

Der Grund für die starke Hangtektonik im Süden des bearbeiteten Gebietes könnte die glaziale Übersteilung der Hänge durch den Bregenzerach-Gletscher sein. Auffallend ist auch, daß Störungen vorwiegend mit linkssinniger Bewegung mehr im Norden feststellbar sind, was zum

Teil sicherlich auch auf die besseren Aufschlußverhältnisse im Norden zurück zuführen ist. Da sich die südlichen Gebiete des Gopfberzuges direkt im Verzahnungsbereich der Drusberg-Schichten mit dem Schrattenkalk befinden und daher eine eindeutige Grenzziehung nicht möglich war, wurden diese Übergangsbereiche eigens ausgehalten In dieser Übergangsfazies konnten ca. 300 m nordöstlich Zimmerau in einer Höhe von 800 m Sh. synsedimentäre Rutschfalten im Zehnermeter-Bereich gefunden werden.

Blatt 114 Holzgau

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau

Von OLIVER GREEFF
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das im Sommer 1991 im Rahmen einer Diplomkartierung aufgenommene Gebiet im östlichen Gramaiser Tal wird im Westen begrenzt durch den Verlauf des Otterbaches, der das Gramaiser Tal von Süden nach Norden durchfließt. Die nördliche Begrenzung ist durch das Gufel-, die südliche durch das Platzbachtal gegeben, während der Grat vom Seitekopf bis zur Zirmspitze die östliche Grenze darstellt.

Zusätzlich zu den bereits erfolgten Aufnahmen des Gebietes durch AMPFERER (1932) (BANNERT, 1964, erwähnt das Gebiet nur als die östliche Fortsetzung des im Zuge seiner Dissertationskartierung bearbeiteten Geländes) wurden die Allgäu-Schichten (im Sinne von JACOBSHAGEN, 1965) weiter stratigraphisch unterteilt, und zwar in die liegenden Älteren Allgäu-Schichten (wobei nochmals zwischen den kieseligen und kalkigen ÄAS unterschieden wurde), die Mittleren Allgäu-Schichten, die zum Teil linsenartige Einschaltungen von Mangan-Schiefer führen, und die Jüngeren Allgäu-Schichten.

Die Hauptstreichrichtung der auftretenden Strukturen ist E–W-gerichtet. Der Hauptdolomit der Inntaldecke ist entlang der Südgrenze des Gebietes auf einen Sattel aufgeschoben, welcher vom westlichen Gramaiser Tal aus dem Gebiet von HORSTMANN (östliches Gamaiser Tal bis Griesbach Alp) heranstreicht und dessen Achse nach Osten abtaucht. Für diese neue tektonische Einheit wird hier die Bezeichnung Mühlschrofen-Sattel eingeführt. Der Mühlschrofen-Sattel zeigt auf seinen Flanken Malm-Aptychenkalk und im Kern Radiolarit.

Die das Gebiet beherrschende Struktur, die Kolbenwaldmulde, folgt nordwärts auf den Mühlschrofen-Sattel und ist von diesem durch eine nordwärts fallende Aufschiebung getrennt. Diese auffällig weitflächige, steil nach Norden fallende Mulde mit Kreideschieferkern beinhaltet als ältestes Schichtglied auf ihrer Südflanke den Radiolarit, während die Nordflanke aus der kompletten Jura-Abfolge bis hin zu den Kössener Schichten aufgebaut ist und nach Norden in einen Sattel mit Hauptdolomit im Kern übergeht. Dessen Achse taucht in Richtung Westen ab; auf der Nordflanke sind die Kössener Schichten an ihrer Grenze zu den kieseligen Älteren Allgäu-Schichten zum Teil ganz ausgequetscht oder liegen nur noch in phacoidisch ausgeschuppten Resten vor. Im westlichen Teil des Kartiergebietes folgt noch eine Mulde mit kieseligen Älteren Allgäu-Schichten im Kern.

Nordwärts an diese große, zusammenhängende tektonische Einheit schließt sich – wiederum durch eine Aufschiebung getrennt – ein Schuppungsteppich im Bereich der Gipfelregion des Seitekopf an, dessen Einheiten aus Hauptdolomit und teilweise dolomitisierten Kössener Schichten bestehen. Die Dolomitisierung der Kössener Schichten macht die makroskopisch-lithologische Abgrenzung zum Hauptdolomit stellenweise sehr schwierig, so daß die erfaßten Grenzen dieser Gesteine in den dolomitisierten Bereichen eine gewisse Unsicherheit aufweisen.

Es lassen sich drei Schuppen abgrenzen, die jeweils durch Aufschiebungen voneinander getrennt sind; die südlichste ist eine Mulde mit Kössener Schichten im Kern, während von den beiden sich nördlich anschließenden Mulden nur noch die Nordflanken erhalten sind. Sie beinhalten ebenfalls im Kern Kössener Schichten.

Der im Kern aus Hauptdolomit bestehende Wolkenbruchsattel schließt sich im Norden an den Schuppungsteppich an; seine Südflanke fehlt fast völlig, und auf seiner Nordseite stehen Kössener Schichten mit internen Verfaltungen an. Sie grenzen längs einer Aufschiebung an die nördlichste Struktur, eine kleine Mulde am Wasenjoch, die in ihrem Kern Kössener Schichten aufweist und deren Südflanke aus Hauptdolomit besteht.

Die beschriebenen Strukturen werden (bis auf den Mühlschrofen-Sattel) im Nordwesten entlang einer NE–SW-streichenden Aufschiebung vom Hauptdolomitmassiv des Zirmebenjoches und der Zirmspitze, die die Südflanke des von BANNERT (1964) erwähnten Burkopfsattel darstellen, rücküberschoben.

Die Störung der Rücküberschiebung verläuft von etwas nördlich des Wasenjoches nach Südwesten, ist entlang der Toblerwand und nördlich des Obere-Ebne-Waldes zu verfolgen, und folgt dann dem Verlauf des Zirmbachtales bis zu dessen Mündung in den Otterbach. Weiter im Westen setzt sie sich in dem von HORSTMANN (1991) aufgenommenen Gebiet fort.

So sind in diesem Gebiet zwei Generationen von Aufschiebungen festzustellen:

Die erste entstand infolge der direkten Einwirkung des Inntaldeckenvorschubs und zeigt dementsprechend nach Süden fallende Störungen, die sich vor der Deckenstirn und im Schuppungsteppich nachweisen lassen.

Die zweite Generation von Störungen wurde durch die Rücküberschiebung des Hauptdolomitmassivs des Burkopfsattel angelegt und weist nordwärts fallende Aufschiebungsbahnen auf. Durch den Rücküberschiebungsdruck ist die Wasenjochmulde auf den Wolkenbruchsattel und dieser auf den Schuppungsteppich aufgeschoben worden, während die Kolbenwaldmulde auf den Mühlschrofen-Sattel geschoben wurde.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt114 Holzgau

Von BERND HORSTMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In den Sommermonaten 1991 wurde im Grenzbereich Inntal/Lechtaldecke das Gebiet zwischen Gramais und oberem Gries-Tal, getrennt durch einen gebietsbeherrschenden Grat zwischen Kleiner Schafkarspitze und

Wannenspitze, neu kartiert. Die weiteren Grenzen des Gebietes ziehen im Norden durch den Verlauf Kupfertal – Birkenbach und im Süden vom Kühtal zum Schlechte Rukken, weiter südöstlich zum Hirschleskopf und von dort bis Gramais.

Im Gegensatz zu älteren Kartierungen wie dem Blatt Lechtal 1 : 75.000 von O. AMPFERER (1924) und der geologischen Übersichtskarte 1 : 50.000 der Dissertation D. BANNERT (1964) wurde hier die von JACOBSHAGEN (1965) vorgeschlagene Unterteilung der Allgäuschichten in Jüngere, Mittlere, sowie je eine kalkige und kieselige Fazies der Älteren Allgäuschichten auskartiert. Weitere Änderungen gegenüber der Kartierung von D. BANNERT ergeben sich hinsichtlich der Gramaiser-Jungschichtenzone (GJZ). So handelt es sich im Bereich der Zwickspitze nicht nur um eine intern verschuppte Mulde, sondern um mehrere, aufeinander aufgeschobene Mulden, von denen meist nur der Nordflügel und Muldenkern erhalten ist, während der Südflügel sowie die Zwischensättel ausgequetscht sind. Lediglich im Grenzbereich zur Inntaldecke und zu dem an die GJZ sich nördlich anschließenden Südflügel des Burkopfsattel ist noch je ein Sattel erhalten. Nach Osten folgt auf dieses Synklinorium, durch die Gampenstörung getrennt, eine sich über die östlichen Kartiergebietsgrenzen hinaus fortsetzende große Mulde, von GREEFF (1992) Kolbenwaldmulde benannt, auf die im Bereich Mühlschroffen ein weiterer Sattel aufgeschoben ist. Die Inntaldecke hat in Form eines Stirnsattels die GJZ der Lechtaldecke überschoben. Alle im Kartiergebiet auftretenden großen Strukturen zeigen ein NE-SW-gerichtetes Streichen und sind meist nordvergent.

Im Arbeitsgebiet ist nur die Südflanke des Burkopfsattels aufgeschlossen. Neben Hauptdolomit zeigt die Schichtfolge Kössener Schichten, die bankweise unterschiedlich stark durch eine spätdiagenetische Dolomitisierung überprägt wurden. Wichtiges Erkennungsmerkmal bei der Kartierung waren typische Lumachelle-Bänke. Der zu erwartende Plattenkalk konnte aufgrund der dort vermutlich ebenfalls erfolgten Dolomitisierung nicht mehr ausgeschieden werden.

Das sich anschließende GJZ-Synklinorium läßt sich von Nord nach Süd in zwei Systeme unterscheiden:

1) Im südlichen Anschluß an den Burkopfsattel ist ein Sattel aufgeschoben, der zusammen mit mehreren, ebenfalls aufeinander aufgeschobenen Mulden das erste System bildet. Dieses zeigt eine starke tektonische Beeinflussung, wie eine intensive Mächtigkeitsreduktion infolge Ausschuppung und Zerscherung verdeutlicht. Die Gesteinsabfolge reicht von Jüngeren Allgäuschichten bis zu Kreidesandsteinen in den Muldenkernen. Im Kern des nördlichen Sattels sind Mittlere Allgäuschichten aufgeschlossen. Die Ost-West-Erstreckung dieses Systems ist im Gegensatz zum zweiten, sich südlich anschließenden und ebenfalls aufgeschobenen System wesentlich kürzer. Die Ursache hierfür ist unter anderem das Abscheren sämtlicher Einheiten durch die Aufschiebungsbahn der nördlichsten Mulde des zweiten Systems.
2) Das zweite System reicht im Westen bis über die Grenzen des Kartiergebiets hinaus (MUNNECKE, 1992) und endet im Osten an der Gampenstörung. Es wird aus drei Mulden aufgebaut. Die nördlichste und zugleich mächtigste Mulde (auch des GJZ-Synklinoriums) ist auf das System I und in der westlichen Verlängerung auf den Hauptdolomit des Burkopfsattels aufgeschoben. Der aus Kreideschiefern gebildete Kern und ein entsprechender Versatz an der Gampenstörung lassen die Vermutung zu, daß es sich um die westliche Verlängerung der Kolbenwaldmulde handelt. Die Kreidefüllungen der beiden anderen Mulden beinhalten mächtige Sandstein- und Konglomeratschüttungen. Die in diese eingeschalteten Kalke sind vermutlich durch olisthostromartige Rutschungen eingetragen worden. Der südliche Bereich des Systems II wird durch einen Sattel aus Malmkalken und Radiolarit aufgebaut, der im Gampenrinner zur dritten Mulde übergeht, wobei er westlich der Zwickspitze infolge des Einflusses der überschiebenden Inntaldecke nur noch mit seinem Nordflügel erhalten ist.

Östlich der Gampenstörung findet sich dann der Nordflügel der Kolbenwaldmulde. Auf diese wurde in Form einer südlich gerichteten Rücküberschiebung der Südflügel des Burkopfsattels geschoben, die Kössener Schichten wurden dabei ausgequetscht oder überfahren. Die überschobene Kolbenwaldmulde enthält die Abfolge kieselige Ältere Allgäuschichten bis Kreideschiefer, im Otterbach ist ferner der Südflügel bis zum Radiolarit aufgeschlossen. Dann folgt der Malmaptychenkalk des auf die Kolbenwaldmulde von Süden aufgeschobenen Mühlschrofen-Sattels, der in seinem Kern Jüngere Allgäuschichten aufgeschlossen zeigt. Ein weiterer kleiner Sattel, eventuell eine Fortsetzung, findet sich noch im Bach am Gampenwald.

Die Inntaldecke ist in Form eines Stirnsattels mit Raibler Schichten im Kern auf die Lechtaldecke überschoben. Die Raibler Schichten liegen bei Unter den Vorderschrofen in Form von Kalkbänken und Mergeln vor, während sie im Kühtal auch die Rauhwackenfazies zeigen. Die Inntaldecke zeigt, ebenso wie die Gesteine der Lechtaldekke, entlang der sich in sie fortsetzenden Gampenstörung einen deutlichen Sprung nach Süden zum Hirschhals.

Die vorliegenden Aufschiebungen und Störungen weisen darauf hin, daß es während der Faltungs- und Überschiebungsvorgänge zu mindestens zwei großen tektonischen Phasen gekommen sein muß, die sich heute in Form der beiden Systeme des GJZ-Synklinoriums wiederspiegeln. Das Vorkommen von synorogenen kretazischen Aufarbeitungssedimenten, dokumentiert in olisthostromartigen und melangeartigen Sedimentfolgen aus verschiedenen Sandstein-, Konglomerat- und Kalkvarietäten spricht für ein nahes Liefergebiet, das bereits tektonischer Aktivität, möglicherweise in Zusammenhang mit der beginnenden Inntaldeckenüberschiebung, unterworfen war.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 114 Holzgau

Von AXEL MUNNECKE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1991 wurde das Gebiet nördlich der Ruitelspitze zwischen der Griesbach Alm und dem Ruitelkar in den westlichen Zentralen Lechtaler Alpen an der Grenze der Lechtaldecke zur Inntaldecke im Maßstab 1 : 10.000 geologisch neu kartiert. Das Gebiet ist im Süden durch das mächtige Ruitelspitzmassiv, im Osten durch den Verlauf des Griesbaches und im Norden durch das Gufel- und das Steintal begrenzt. Die westliche Grenze bildet der

Grat, der sich von der Wildebner Spitze über die Rotwand nach Norden erstreckt.

Im Gegensatz zu der geologischen Karte von AMPFERER (1932) wurde für die Allgäu-Schichten die von JACOBSHAGEN (1965) erarbeitete lithostratigraphische Dreiteilung in Ältere, Mittlere und Jüngere Allgäu-Schichten auskartiert. Die von BANNERT (1964) durchgeführte Aufnahme konnte in diesem Gebiet in ihren Grundzügen bestätigt und im Detail ergänzt werden.

Die Geologie des Gebiets gliedert sich in drei ost–west-streichende großtektonische Einheiten:

- die von Süden überschobene Inntaldecke;
- das überwiegend aus jurassischen und kretazischen Sedimenten aufgebaute Synklinorium der Gramaiser-Jungschichtenzone;
- den Burkopfsattel.

Das mächtige und fast ausschließlich aus Hauptdolomit aufgebaute Ruitelspitzmassiv der Inntaldecke bildet die tektonisch prägende Einheit.

Ein ost–west-streichender, nordvergenter Hauptdolomit-Sattel mit Raibler Rauhwacken im Kern läßt sich als Stirnfalte der Inntaldecke bis auf den Schmuckergrat verfolgen. Nach Westen verliert sich der Sattel im Schutt der Kare.

Die Inntaldecke überschob und verfaltete die nördlich angrenzenden jüngeren Sedimente der Gramaiser Jungschichtenzone zu einem ebenfalls ost–west-streichenden Synklinorium.

Durch den starken Scherdruck liegen die Gesteine dieses Synklinoriums in z. T. stark reduzierter Mächtigkeit vor.

Der Südschenkel der nördlichsten Mulde, dessen Schichtenfolge von den Kössener Schichten bis in die Kreideschiefer reicht, ist durch eine weitere Mulde vollständig abgeschert.

Nordöstlich der Gartenspitze zeugen gut aufgeschlossene, synsedimentär stark zerscherte und verfaltete Konglomerate, Sandsteine, Kalke und Mergel sowie Reste eines Olisthostromes aus der Kreide von akkretionskeilartigen Sedimentationsbedingungen bei der Überschiebung der Inntaldecke auf die Lechtaldecke.

Die Sandstein- und Konglomeratschüttungen, die westlich der Gartenspitze abrupt auskeilen und deutliche Indikatoren für synorogene Sedimentmobilität darstellen, lassen sich nach Osten bis über die Zwickspitze hinaus verfolgen (siehe HORSTMANN, 1991).

Die Gramaiser Jungschichtenzone ist auf den Burkopfsattel, von dem nur der Südflügel in das Kartiergebiet reicht, entlang der als Gleitfläche dienenden Kössener Schichten aufgeschoben. Das Fehlen des Plattenkalkes kann vermutlich durch Schichtausschuppung an dieser Störung erklärt werden.

Die Kössener Schichten sind zum Teil vollständig spätdiagenetisch dolomitisiert worden. Eine zum Hangenden abnehmende, schwächere Dolomitisierung konnte schichtdiskordant bis in die Jüngeren Allgäu-Schichten nachgewiesen werden.

Sollte der Plattenkalk, der in seinem lithologischen Gepräge wie der Hauptdolomit ausgebildet ist, gleichfalls intensiv dolomitisiert sein, so wäre er von letzterem kaum noch zu unterscheiden. Das Fehlen wäre dann diagenetisch vorgetäuscht.

Blatt 119 Schwaz

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär des Achenseedammes auf Blatt 119 Schwaz

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Der grundsätzliche Aufbau des Zentralabschnitts des pleistozänen Achenseedammes als ein eis- bzw. eisrandnaher Deltakomplex, der sich aus dem Inntal in das Achental vorgebaut hat, ist bereits durch die vorangegangenen Aufnahmsarbeiten deutlich geworden.

Daß es sich dabei mit großer Wahrscheinlichkeit um einen Eisrandkomplex im Umfeld des vorstoßenden Zillertalgletschers gehandelt haben muß, wurde durch zwischenzeitlich durchgeführte sedimentpetrographische Untersuchungen deutlich. Da lediglich der westlich des Kasbachgrabens gelegene Teil des Achenseedammes durch eine geringmächtige kalkalpine Grundmoräne plombiert wird, kann eine spätglaziale Genese der Achenseeabdämmung grundsätzlich nicht ausgeschlossen werden.

Im abgelaufenen Jahr wurde die Fazieskartierung des Achenseedammes im Südabschnitt des Kasbachgrabens und östlich davon Richtung Wiesing und Astenberg fortgesetzt, wobei vor allem durch die Aufnahme der Verbreitung glazialer Sedimente im Gebiet der Zillertalmündung zusätzliche Fakten zu den oben dargelegten Überlegungen gefunden werden konnten.

An der Basis der Achenseeterrasse finden sich etwas südlich der Moosquelle von rund 650 m SH auf 625 m SH fallend einzelne Feuchtstellen und Quellaustritte („Quellgasse"). Weiter südlich entspricht diesem Horizont von ca. 625 m SH die Hangendgrenze eines Sand- bzw. Mehlsandlagers, das östlich Burgeck im Bereich der ehemaligen Kiesgrube mit lokalen kalkalpinen Schwemmfächersedimenten verzahnt.

In einer Baugrube unmittelbar südlich dieses Verzahnungsbereiches östlich der HTL Jenbach auf ca. 570 m SH konnten die Sande (tw. stark schluffige Sande) aufgrund einer Fülle von Stauchstrukturen und Dropstoneführung als eisnah angesprochen werden.

Über dieser Sandbasis ist der Terrassenkörper im Raum Fischl – Burgeck – Erlach vorwiegend aus kalkalpinen Kiesen aufgebaut, wobei mit zunehmend östlicher Lage – d. h. mit abnehmender Entfernung zur Zillertalmündung – bereits ab 650 m SH lokal eine Dominanz zentralalpiner Kiesfrachten in der Kiesstreu hervortritt. Die kalkalpinen Kiese sind lokalen Schwemmfächersedimenten zuzuordnen, die zentralalpinen Kiese entsprechen weitestgehend der „Liegenden Sand-Kiesfazies" im Zentralabschnitt des Achenseedammes (siehe Kartierungsbericht 1990).

Direkt unterhalb des Gipfelplateaus von Burgeck findet sich mit Relief auf den Zentralalpinen Kiesen zwischen 710 bis 720 m SH eine geringmächtige zentralalpine Grundmoräne. Es handelt sich dabei mit großer Wahrscheinlichkeit um jene Grundmoräne, die übereinstimmend in den klassischen Arbeiten von BLAAS und AMPFERER von temporären Aufschlüssen ca. 800 m nördlich von Burgeck beschrieben wurde. Richtung Osten fällt dieselbe Grundmoränendecke flach auf unter 700 m SH ab

(lt. Aufschlüssen westlich und nördlich von Erlach), sie wird teilweise von gering-mächtigen Sanden bzw. Kiessanden überlagert.

Im Gehänge nördlich Burgeck (östlich unter der Bundesstraße) ist dieser Grundmoränenteppich zwischen 675 bis 700 m SH durch eine Wechselfolge aus feinklastisch-sandigen Sedimenten mit fallweiser Blockführung vertreten, was wiederum gut mit den Aufzeichnungen AMPFERERS über „Blocksandlager", anläßlich des Baus der Achensee-Bundesstraße im Jahre 1939, übereinstimmt.

Festzuhalten ist, daß glaziale Geschiebe, die vor allem an den Süd- und Ostflanken des Burgeck vorkommen, und Grobklastika aus den Blocksanden fast ausschließlich als Gneise oder (Quarz-)Phyllite vorliegen.

Bis auf max. 840 m SH ansteigend ist im Raum Astenberg vis a vis der Zillertalmündung flächig eine Grundmoränendecke erhalten, die hinsichtlich Verbreitung und Position mit der vorgenannten Grundmoräne in Verbindung steht. Ihre teilweise dominante kalkalpine Zusammensetzung im Raum Astenberg steht in Zusammenhang mit der unmittelbar südlich liegenden Trias-Schwelle nordöstlich Wiesing.

Eine Bewertung der Kartierungsergebnisse erfolgt nach Abschluß der Aufnahmsarbeiten im Raum Astenberg – Wiesing – Münster.

Blatt 120 Wörgl

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Bereich der Inntalterrasse auf Blatt 120 Wörgl

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet 1991 umfaßte den Terrassenkomplex westlich Brixlegg im Bereich St. Gertraudi – Reith – Percha, die geologisch-morphologische Aufnahme erfolgte im Maßstab 1 : 5.000.

Im Vergleich zu den Inntalterrassen zwischen Telfs und der Mündung des Zillertales ist dieser Terrassenkomplex durch einen außerordentlich hohen Grundgebirgsanteil (Grenzbereich Grauwackenzone/Kalkalpin) charakterisiert.

Der bisherige Kenntnisstand basiert hauptsächlich auf den Arbeiten von BOBEK (1935), HEISSEL (1936, 1941) und PIRKL (1961).

Schichtfolge im Arbeitsgebiet

Buntsandstein ist im Arbeitsgebiet mit steilem Südfallen (170–190/50–80) östlich von St. Gertraudi bis westlich des Gehöftes Brand (Gehöft südwestlich von Schloß Lipperheide) aufgeschlossen.

Direkt südlich der Fa. Rieder auf 545 m SH kann tektonischer Kontakt von Unterem Buntsandstein und Schwazer Dolomit nachgewiesen werden. In stratigraphisch aufrechter Abfolge treten von West nach Ost Unterer Buntsandstein (rötliche Quarzsandsteine) und Oberer Buntsandstein (helle Quarzsandsteine) auf.

Gipsvorkommen sind im Kartierungsgebiet südöstlich der Fa. Rieder auf ca. 530–535 m SH und östlich des Gehöftes Brand auf ca. 620 m SH anzutreffen. Das erste Gipsvorkommen tritt in gestörtem Schichtverband mit Oberem Buntsandstein, das zweite Vorkommen verschuppt und verfaltet mit dunklen calcitädrigen Dolomiten auf.

Nach PIRKL (1961) sind in dem Gipsvorkommen bei Brand graue Dolomitklasten eingeschlossen. Im Stollen standen seinerzeit Breccien, Kalksandsteine, Mylonite mit schwarzen Schieferton-Einschlüssen und Kalkmergel und schließlich Bändergipse an. Derzeit ist eine vergleichbare Abfolge obertags an einem Erdfalltrichter aufgeschlossen. Aufgrund dieser Befunde scheint eine Einstufung der Gipsvorkommen in das Niveau der Reichenhaller Schichten gerechtfertigt.

Zufolge der eindeutigen Beziehungen zwischen dem Streichen der Gipsvorkommen, den strukturgeologischen Parametern und der Situierung von Reither See, Egelsee und sämtlichen anderen Erdfallstrukturen auf der Reither Terrasse ist schlüssig der Nachweis zu führen, daß es sich um Gipspingen und keinesfalls um Toteistrichter handelt (vgl. Diskussion in BOBEK [1935] und HEISSEL [1936, 1941]).

Der Alpine Muschelkalk ist im gesamten Kartierungsbereich hauptsächlich durch einen Dolomitkomplex vertreten, der keine nennenswerten Reliktgefüge enthält und dem fallweise einzelne Kalkbänke zwischengeschaltet sind. Die Karbonatabfolge biegt östlich des Gehöftes Brand von einem SW–NE- in ein W–E-Streichen um, bei durchwegs seigerer bis steil N-fallender Schichtlagerung.

Stratigraphisch handelt es sich bei diesem Komplex um dolomitisierte Steinalmkalke (nach SCHOBER [1988] eventuell auch dolomitisierte Anteile des liegenden Virgloriakalks). Die stratigraphische Einstufung ist durch das Auftreten typischer Reiflinger Kalke (Knollenkalke und Bankkalke sowie Hornsteinknollenkalke) im Hangenden der Dolomite berechtigt.

Die hornsteinführenden Knollenkalke, die unmittelbar im Hangenden des Dolomitkomplexes auftreten, stellen den eigentlichen strukturgeologischen Leithorizont im Arbeitsgebiet dar, an dem auch größenordnungsmäßig die Versatzbeträge an einzelnen Störungen erfaßt werden können.

Schiefertone der Partnachschichten treten nördlich des Gehöftes Brand knapp über dem Niveau der Innaue auf. Ihre tektonische Position ist – nicht zuletzt aufgrund der schlechten Aufschlußsituation (großteils verrutschte kleine Anbrüche) – unklar. Sie stellen einen flächigen horizontal liegenden Stauhorizont dar, der zu zahlreichen kleinen Quellaustritten führt.

Lockersedimente

Östlich von Schloß Lipperheide und nördlich von Reith ist die Terrasse fast ausschließlich von Festgestein (Muschelkalkformation) aufgebaut, Lockersedimente sind in diesem Gebiet durchwegs nur als umgelagerte Reste von angelagerten Sedimentkörpern erhalten.

Westlich der tektonischen Zerrüttungszone von Schloß Lipperheide treten in Höhen über 575 bis 600 m SH vielfach Sande (tw. schluffig bis kiesig, tw. auch blockführend) auf, die aufgrund ihrer Sedimentstrukturen als eisrandnah anzusprechen sind.

Sie neigen aufgrund ihrer Inhomogenität zu instabilen Böschungsflanken und Vernässungen. An ihrer Basis kommt es zu einer 400–500 m langen ±durchziehenden Vernässungs- und Quellinie im Stau des liegenden Felsreliefs oder eines nicht aufgeschlossenen aber vermuteten Grundmoränenteppichs.

Strukturgeologisches Konzept

Generell liegt ein SW–NE-streichender Gebirgskörper vor, der durch eine Reihe NW–SE-streichender Querbrü-

che, an denen Scherbewegungen mit tw. gegenläufigem Versatzsinn erfolgten, segmentiert ist.

Das generelle SW–NE- bis W–E-Streichen im Arbeitsgebiet kann indirekt aus den Zonen potentieller Gipsführung abgelesen werden (Verbreitung der Erdfalltrichter). Hinsichtlich der Versatzbeträge an den Querbrüchen besteht eine gute Korrelation zwischen der Verbreitung der Erdfalltrichter und dem Streichen des Hornsteinknollenkalkhorizontes.

Im westlichsten Kartierungsabschnitt orientiert sich der Internbau am tektonischen Kontakt zwischen Schwazer Dolomit und Unterem Buntsandstein, der etwa WSW–ENE streicht. Das Auftreten des Gipses im Hangenden des Oberen Buntsandsteins ist tektonisch überprägt. Unmittelbar nördlich davon (d. i. im Hangenden des Gipses) treten ein Dolomitspan der Muschelkalkformation und Schiefertone der Partnachschichten auf.

Östlich Brand biegt der Verband aus einem SW–NE-zunehmend in ein W–E-Streichen um, das bei Schloß Lipperheide durch eine tiefgreifende NNW–SSE-streichende Zerrüttungszone mit Lateralversatz unterbrochen wird. Der Verlauf der Störung ist morphologisch deutlich bis auf die Terrassenanhöhe nordwestlich Reith zu verfolgen. Der Schnittpunkt mit gipsführenden Serien ist auf der Terrasse von Reith durch zwei kleine Erdfalltrichter markiert. Die Quellaustritte (Quellbezirk Schloß Lipperheide und Quelle am Matzenpark) sind an die Ränder dieser Zerrüttungszone gebunden.

Hydrogeologische Aspekte

Grundsätzlich können im Kartierungsgebiet drei verschiedene hydrogeologische Systeme unterschieden werden:

1) Quellaustritte (tw. gefaßt) und flächige Vernässungszonen an der Basis des Eisrandkomplexes im Stau des Felsreliefs bzw. eines Grundmoränenhorizontes mit Leitfähigkeiten zwischen 400–500 µS/cm;
2) Kleine Quellaustritte und Vernässungszonen im Stau der Partnachschichten, die aufgrund der unmittelbaren Nachbarschaft von Gipsvorkommen relativ hohe Leitfähigkeitswerte von 900–1000 µS/cm aufweisen und
3) Der Quellbezirk bei Schloß Lipperheide, der weitestgehend an Gipskarst bzw. einen Kluftwasserleiter gebunden sein dürfte, mit konstant hohen Leitfähigkeitswerten um 1130 µS/cm.

Der Zusammenhang zwischen gipsführenden Gesteinsserien einerseits und der Mineralisierung der Quellen bei Schloß Lipperheide ist schon lange bekannt. Für das ehemalige Aubad beim Schloß Lipperheide wurden bereits im 19. Jhdt. Analysen erstellt, denen zufolge der Schwefelgehalt der Quelle dem Gipszug von Reith bei Brixlegg zugeordnet wurde.

Die ehemalige „Heilquelle" in Mehrn südlich Brixlegg weist entsprechend ihrer vergleichbaren geologischen Position ebenfalls einen fast identen Chemismus wie die Wässer des Quellbezirks bei Schloß Lipperheide auf.

Auf die Bedeutung des Gipskarstsystems im Raum Brixlegg für die Grundwasseranreicherung im Inntal haben PAVUZA & TRAINDL (1983, 1985) hingewiesen. Bei Bohrungen in der Talaue im Raum Brixlegg wurde eine signifikante Zunahme des Sulfatgehaltes mit zunehmender Teufe festgestellt, was als Hinweis auf eine Alimentierung durch gipsführende Karstwässer gedeutet wurde.

Blatt 122 Kitzbühel

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Nordrand des Tauernfensters auf Blatt 122 Kitzbühel

Von GERHARD PESTAL

Die geologische Aufnahmstätigkeit der abgelaufenen Geländesaison befaßte sich mit den penninischen Serien am N-Rand der mittleren Hohen Tauern im Bereich zwischen dem Salzachtal und der südlichen Blattschnittsgrenze. Die Untersuchungen konzentrierten sich dabei auf den Bereich Tannwald – Köhlbichl, sowie auf das Gebiet Enzingerwand – Scheiterbach – Scheibelberg – Wilhelmsdorf südlich Uttendorf. Weiters wurden die 1990 im Gebiet Hinterer Lachwald – Schattberg SE Hollersbach begonnenen Aufnahmen fortgeführt.

Im Bereich Tannwald – Köhlbichl zwischen der Stubache und der östlichen Blattschnittsgrenze folgt über den, bereits im Bericht 1990 beschriebenen, Gesteinen der Weißkopf Trias eine bunt zusammengesetzte, von klastischen Gesteinen dominierte Abfolge. Wesentlich ist hier das Auftreten von Brekzien und Brekziendolomiten. Weiters konnten helle grünliche Serizitschiefer mit Kalkmarmor- und Dolomitmarmorschollen, helle und dunkle Quarzite, Arkosegneise, dunkle Phyllite mit klastischen Einschaltungen, helle Phyllite, sowie helle und dunkle Marmore mit zum Teil feinbrekziösen Partien und Schollen von Karbonatgesteinstrias in dieser Zone aufgefunden werden. Darüber folgt eine eher monotone aus hellem silikatreichem Marmor bis karbonatführendem Quarzit bestehende Abfolge. In diesem weißen Gestein treten weiters zahlreiche graue Tüpfel und Flecken auf, die durch eine Vielzahl von Phyllitschmitzen verursacht werden. Es konnten zahlreiche Übergangstypen dieses Gesteins speziell in Richtung dunklem Phyllit beobachtet werden. Die Phyllitschmitzen nehmen kontinuierlich in Größe und Umfang auf Kosten von Quarz und Karbonat zu, bis schließlich ein dunkler Phyllit mit weißen Schlieren vorliegt.

Das Gebiet W der Stubache zirka 500 m NNW Blumberg (Mündungsbereich des Scheiterbaches in die Stubache) wird von ESE–WNW-streichenden Gesteinszügen der Habachformation aufgebaut. Diese hier angetroffenen Chloritschiefer, Albitgneise, Albit-Serizitschiefer und Serizitschiefer entsprechen der Habachformation wie sie im Falkenbachlappen weit verbreitet ist. Im Bereich der Enzingerwand etwa 800m NNW Blumberg folgen hangend der Habachformation gegen N helle, weiße bis grünliche Arkosegneise und quarzitische Schiefer der Wustkogelformation. Diese erreicht hier etwa 200 m Mächtigkeit. Danach folgt, wiederum hangend, die Karbonatgesteinsformation, jedoch mächtigkeitsmäßig in einer Störung auf zirka 3 m Marmor extrem reduziert. Gleichfalls in ihrer Mächtigkeit gegenüber dem Bereich Tannwald – Köhlbichl stark reduziert, konnte die Abfolge klastischer Gesteine etwa im Mittelabschnitt der Enzingerwand angetroffen werden. Weiter nach W im untersten Bereich des Scheibelbergs gewinnt diese jedoch wieder rasch an Mächtigkeit und streicht mit schrägem Zuschnitt an das Salzachtal bei Wilhelmsdorf heran. Neben Brekzien und Brekziendolomiten besteht die Abfolge klastischer Gesteine SSE Wilhelmsdorf hauptsächlich aus hellen und dunklen, meist silikatreichen Marmoren mit zum Teil feinbrekziösen Partien. Helle grünliche Serizitschiefer mit

Kalkmarmor- und Dolomitmarmorschollen, helle und dunkle Quarzite, Arkosegneise, dunklePhyllite mit klastischen Einschaltungen und helle Phyllite treten jedoch gegenüber den zuvor beschriebenen silikatreichen Marmoren mengenmäßig stark zurück. Der N-Teil der Enzingerwand besteht aus hellem silikatreichem Marmor bis karbonatführendem Quarzit mit den schon eingangs aus dem Bereich Tannwald – Köhlbichl beschriebenen charakteristischen Tüpfeln und Flecken aus Phyllitschmitzen. Übergänge in Lagen aus dunklem Phyllit wurden auch hier wiederum oft angetroffen.

Der Scheiterbach schneidet als tiefe Erosionsrinne in die mehrere Zehnermeter mächtigen Moränenkörper des Bereiches Seiwaldalm – Leitenheimalm – Blumberg ein. In den vergangenen Jahren war diese Erosionsrinne mehrmals Ausgangspunkt größerer Murenabgänge.

Westlich von Mittersill, im Gebiet Hinterer Lachwald – Schattberg, wurde die Kartierung der zwischen Felbertal und Hollersbachtal lagernden, mächtigen E–W-streichenden, vorwiegend basischen Metamagmatitzüge der Habachformation fortgesetzt.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone und im Quarzphyllit auf Blatt 122 Kitzbühel

Von Alexander Zadow
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1991 wurde ein Gebiet zwischen Paß Thurn im Norden und dem Salzachtal im Süden um die Linie Paßhöhe Paß Thurn – Grubing neu kartiert. Dadurch konnte die Lücke zwischen den Kartierungen von J. Aigner im Westen und A. Zadow im Osten (H. Heinisch & A. Zadow, 1990) geschlossen werden. Durch die Kartierung wurde wie schon 1990 der Grenzbereich Ostalpin/Penninikum erfaßt, wobei ein Hauptaugenmerk auf den Übergang von Innsbrucker Quarzphyllit (IQP) zur Nördlichen Grauwakkenzone (NGZ) gelegt wurde. Ein Aufnahme-Maßstab von 1 : 10.000 erschien im Hinblick auf die komplexe Verzahnung und die engräumige Verschuppung im Grenzbereich der beiden Einheiten als sinnvoll.

Auf eine lithologische Beschreibung der einzelnen Gesteine kann hier verzichtet werden, da diese bereits im Kartierbericht 1989 erfolgte.

Gliederung und Kurzcharakterisierung der kartierten Einheiten

Die Kartierung erfaßte von Süd nach Nord die folgenden Einheiten:

- Innsbrucker Quarzphyllit
- Verschuppungszone zwischen IQP und NGZ
- Nördliche Grauwackenzone

Innsbrucker Quarzphyllit

Im Gegensatz zu dem im Westen anschließenden Bereich wurden in den tiefsten Partien des IQP keine Gesteine gefunden, die der Schieferhülle zugeordnet werden könnten (Kalkmarmore, calcitische Schiefer, Kalkglimmerschiefer, Prasinite, Gneise u.ä.). Bis zu einer Höhe von etwa 1.100 m/NN besteht der IQP aus einer monotonen Folge von mehrfach deformierten und polymetamorphen quarzreichen Serizit-Schiefern, die retrograd phyllitisiert wurden. Es kommen alle Übergänge von quarzhaltigem Phyllit bis hin zu reinen Serizit-Quarziten vor. Einzelne mächtigere Quarzitzüge im Süden des Gebietes wurden separat auskartiert.

Verschuppungszone zwischen IQP und NGZ

Der Wechsel von IQP in Gesteine der NGZ erfolgt etwa auf der Linie Oberholzlehen – Haidlern, wobei hier wieder die im Kartierbericht 1989 genauer beschriebene Problematik der Grenzziehung auftritt: die starke Ähnlichkeit der höher metamorphen Wildschönauer Schiefer mit dem IQP, die zusätzlich von einer Verschuppung der Gesteine im Grenzbereich verkompliziert wird.

Während z.B. bei Oberholzlehen ein mehrfacher Wechsel zwischen dunklen Phylliten der NGZ und Quarzit-Phylliten des IQP erfolgt, schließt sich bei Haidlern ein Chlorit-Calcit-Schiefer im Hangenden des IQP an.

Von hier bis ungefähr zur Paß-Thurn-Straße folgen mehr oder weniger lang aushaltende Linsen, Schuppen oder Bänder unterschiedlichster Lithologie: z.B. Dolomit-Marmore, Biotit-(Chlorit-)Calcit-Schiefer, Serizit-Quarzite, Glimmerschiefer, Prasinite, Meta-Ganggesteine, dünne Bänder von Augengneis. Die „Matrix" dieser Gesteine wird von einem dunklen bis schwarzen Phyllit gebildet, der alle Übergänge zum Schwarzschiefer aufweist.

Dieses bisher als „Schwarzphyllit" auskartierte Gestein geht nach Norden zu in einen dunklen Schiefer über, aus dem man nahtlos den Wildschönauer Schiefer der Löhnersbach-Formation ableiten könnte. Hierauf muß vor einer Kompilation der bisher vorhandenen Karten ein besonderes Augenmerk gelegt werden.

Eventuell ist es sinnvoll, die bisher als „Schwarzphyllite und Schwarzschiefer" mit einer extra Farbe ausgehaltenen Gesteine am Südrand der NGZ lediglich als höher metamorphe Äquivalente der Löhnersbach-Schiefer mit einer Übersignatur darzustellen.

Nördliche Grauwackenzone

Der Übergang von Schuppenzone in „normale" Grauwackenzone erfolgt ebenfalls graduell und kann keinesfalls durch eine definierte Linie festgelegt werden. Schwächer metamorphe Schiefer, das vermehrte Auftreten von Meta-Ganggesteinen (z. B. Meta-Gabbros) sowie die größere Erstreckung homogener Gesteinseinheiten machen eine vage Festlegung der Grenze Schuppenzone/Grauwackenzone durch eine ungefähr vom Gasthof Breitmoos in Richtung ESE verlaufende Linie sinnvoll. Interessant wäre hierbei sicherlich die Kartierung der weiteren Entwicklung der NGZ nach Norden (Richtung Renkenkopf).

Quartäre Bedeckung

Besonders zwischen Paß Thurn und Salzach findet man eine flächenhafte Verbreitung von umgelagertem Moränenmaterial auf den Verebnungsflächen zwischen Geländestufen. An steileren Partien erfolgt eine Vermischung mit Hangschutt. Eine stellenweise stärkere Verdichtung des Bodens (Grundmoränenreste) führt zur lokalen Bildung von Vernässungsflächen (z.B. Seethal, Speckerhaid, Wasenmoos).

Hangrutschungen und Kriechvorgänge können nicht direkt beobachtet werden, da Vergleichsmessungen am Grund und an der Oberkante der z.T. tief eingeschnittenen Bäche keine signifikanten Unterschiede in den Streich- und Fallwerten ergaben.

Das markante Vordringen des IQP in das Alluvium der Salzach bei Grubing läßt jedoch auf tief verwurzelte Kriechvorgänge schließen.

Blatt 123 Zell am See

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 123 Zell am See

Von HELMUT HEINISCH
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Stand der Arbeiten

Im Rahmen der Endkompilation für Blatt Zell am See ergab sich die Notwendigkeit, einige kleinere Flächen neu aufzunehmen und Kontrollbegehungen durchzuführen. Geologische Aufnahmen anderer Arbeitsgruppen, die auf veralteten Topographien in den 70er-Jahren und frühen 80er-Jahren durchgeführt worden waren, erwiesen sich als nicht direkt umzeichenbar. Aus diesem Grunde waren letztlich umfangreichere Begehungen notwendig, als zunächst geplant worden war. Die Konzentration der Aktivitäten auf das Blatt Zell am See erforderte die Verschiebung von Arbeiten an Nachbarblättern. Neuaufnahmen im Grenzbereich zwischen Blatt Kitzbühel und Blatt Zell am See werden in diesem Bericht mit erwähnt.

Bis auf kleine Teilbereiche im Schwarzleobach bei Leogang und beim Badhauskopf nahe Zell am See konnten bis zum Einbruch des Winters alle Probleme gelöst werden, die das Paläozoikum der Grauwackenzone betreffen. Handlungsbedarf besteht für 1992 noch bei der quartärgeologischen Kartierung.

In folgenden Gebieten wurden umfangreichere Neuaufnahmen im Maßstab 1 : 10.000 bzw. größere Korrekturen durchgeführt:

- Hörndlinger Graben – Bürglkopf – Reiterkogel – Pfefferalm
- Spielberghorn – Schwarzleotal
- Löhnersbach – Stemmerkogel
- Maishofener Basalt-Sill-Komplex zwischen Sausteign, Glemmtal und Atzingberg

Bereich Hörndlinger Graben – Bürglkopf – Reiterkogel – Pfefferalm

Die Nordhänge zwischen Bürglkopf, Bernkogel und Reiterkogel im Einzugsbereich des Hörndlinger Grabens waren bisher unkartiert. Im Durchbruch der Schwarzache durch die massigen Felsriegel des Spielberg-Dolomits zwischen Weißenstein und Bürglkopf fanden sich einige Karstschlotten, verfüllt mit Dolomit-Brekzien und rotem Permoskyth-Material.

Der Bereich südlich der Gipfel aus Spielberg-Dolomit ist lithologisch-faziell und tektonisch außerordentlich kompliziert gebaut und läßt sich selbst im Maßstab 1 : 10.000 nur unvollkommen darstellen. Es handelt sich um Gesteine der Hochhörndler Schuppenzone. Diese erstreckt sich unmittelbar vom Südrand der mächtigen Dolomitkomplexe mit den Magnesitlagerstätten Weißenstein (Blatt 122) und Bürglkopf bis an den Bernkogel. Die Lagerstättenbereiche sind voll in die Schertektonik einbezogen und in E–W-verlaufende, vertikalgestellte Schuppen gliederbar. Am Bürglkopf kommt es beispielsweise zur Verschuppung von oberordovizischem Porphyroid mit Devon-Dolomiten. Die Haupt-Störungen streichen generell E–W. Sie werden von jüngeren N–S- und NNE–SSW-verlaufenden Brüchen mit geringeren Bewegungsbeträgen versetzt. Hinzu treten in den südlich anschließenden Teilbereichen der Scherzone noch flache Überschiebungen und annähernd parallel zum lithologischen Wechsel verlaufende, NE–SW-streichende, mittelsteile Schrägaufschiebungen.

In Siliciklastika distaler Fazies (Löhnersbach-Formation) sind einzelne Späne aus Spielberg-Dolomit und silurischen Kalken, Schwarzschiefern und Kieselschiefern eingelagert. Weiterhin sind bunte Folgen basaltischer Metavulkanite vorhanden, wie geringmächtige Pillowlaven, Pyroklastika mit oft gut erhaltenen Reliktgefügen und innig mit Siliciklastika wechsellagernde Tuffite (z.B. Hochgassengraben, Bernkogel). Weitere Besonderheiten bilden in die Löhnersbach-Formation eingeschaltete Brekzienströme und Kalkturbidite.

Damit ergeben sich insgesamt Hinweise auf eine vermittelnde fazielle Stellung dieser Einheit zwischen dem Turbiditbecken der Glemmtal-Einheit im Süden und der Carbonatplattform der Wildseeloder-Einheit im Norden. Wegen der kräftigen tektonischen Überprägung lassen sich keine Mächtigkeitsangaben machen; die Schichtfolge erscheint insgesamt stark reduziert, aber vom üblichen Altersumfang (Höheres Ordovizium bis Mitteldevon). Die charakteristischen Metavulkanit-Assoziationen erlauben eine Parallelisierung zwischen den einzelnen Bachgräben; als Generalstreichen kann ein Wert von 70° mit mittelsteilem Einfallen nach SE angegeben werden.

Der Gipfelbereich des Reiterkogels wird von proximaler Schattberg-Formation aufgebaut, die übrigen Siliciklastika sind weitgehend der Löhnersbach-Formation zuzuordnen. An der Südabdachung des Reiterkogels wurde die Ausscheidung der Metabasalt-Folgen (Pfefferalm) nochmals überarbeitet und dabei insgesamt weniger stark abgedeckt. Die Metabasit-Folge der Pfefferalm keilt nach NE aus; tektonisch kann sie als Äquivalent der beschriebenen Vulkanitfolgen der Nordhänge angesehen werden.

Quartäre Bildungen und Rezent-Geodynamik

Durch frische Murbrüche wurde unmittelbar im Flußbett der Schwarzache zwischen Bürglkopf und Weißenstein neben der Felssohle auch anstehende, verdichtete Grundmoräne freigelegt (topographisch bereits zu Blatt 122 Kitzbühel gehörig).

Im Bereich der Gerstboden-Alm wurden aktive Rutschungen angetroffen; offene Klüfte, Spaltenbildungen, Setzungserscheinungen in Forststraßen und flächenhaftes Absterben von Baumbestand können als Belege hierfür gewertet werden. Aus diesem Bereich sind in Kürze größere Schlammfluten zu erwarten, da die Rutschmassen von Hochgassengraben und Großenberggraben unterschnitten werden. Eine geotechnische Untersuchung wäre dringend geboten.

Wie aus der geotechnischen Aufnahme der Arbeitsgruppe PIRKL hervorgeht, ist der gesamte Südhang des Reiterkogels durch großräumige Rutschmassen gekennzeichnet.

Bereich Spielberghorn – Schwarzleotal

Das Spielberghorn-Massiv wird weitgehend von devonischem Spielberg-Dolomit aufgebaut. Mit Hilfe von Übersignaturen wurden Bankfazies, massige Fazies sowie dünnbankige, rötliche Lagen als Flaserdolomit-Fazies ausgeschieden.

Die sog. „Nordfazies" ist von der „Südfazies" lithologisch und stratigraphisch nicht abtrennbar und wurde daher zusammengefaßt. Es handelt sich um eine rein tektonische Schichtverdopplung längs einer sehr gut verfolgbaren, saiger stehenden, E–W-streichenden Scherzone. Im Streichen dieser Scherzone tritt neben Löhners-

bach-Formation auch ein Span aus oberordovizischem Porphyroid innerhalb der devonischen Dolomite auf.

Am Südrand des Dolomitmassivs, in den Seitengräben des Spielbergbaches häufen sich die tektonischen Komplikationen, wiederum verursacht durch den Beginn der Hochhörndler Schuppenzone. Lithologisch handelt es sich wie üblich um leicht verformbare Wechselfolgen von Siliciklastika, basaltischen Metavulkaniten und einzelnen Dolomit-Spänen. Teilweise scheinen sedimentäre Übergänge zwischen der siliciklastischen Fazies und den Bildungen der Carbonatplattform nachvollziehbar. Bei der Adam-Alm ist ein sedimentärer Verband zwischen Devon-Dolomit, Tonschiefern, Tuffitschiefern und Pyroklastika erhalten. Damit ergibt sich eine weitere Lokalität, an der das devonische Alter des basischen Vulkanismus wahrscheinlich gemacht werden kann.

Im Bereich des Schwarzleo-Baches läßt sich meist eine diskrete Haupt-Abscherbahn zwischen den Dolomitkomplexen und der bunten Wechselfolge der Hochhörndler Schuppenzone auskartieren. Oberhalb der Thoman-Alm handelt es sich um eine südgerichtete steile Rücküberschiebung, gegen die mit tektonischer Diskordanz Tonschiefer-Sandstein-Tuffschiefer-Gabbro-Wechselfolgen grenzen. Aus dieser Überschiebungsbahn zweigt die bereits erwähnte Spielbergdolomit-interne Scherzone ab (Porphyroid-Späne), die den Grund für die frühere Trennung einer Nord- und Südfazies darstellte. Wegen der Inkohärenz der Gesteinsverbände und der kleinräumigen Schuppentektonik im Schwarzleotal ist es notwendig, jeden Graben einzeln zu begehen.

Die abweichende Fazies der Gesteine innerhalb der Hochhörndler Schuppenzone, wie sie nun in verschiedenen Bereichen auskartiert werden konnte, legt eine Modifikation des genetischen Modells dieser tektonischen Melangezone nahe. Folgende Kennzeichen sind charakteristisch: geringere Mächtigkeit der Siliciklastika, Auftreten isolierter Brekzienströme inmitten distaler Fazies, Existenz von Porphyroid-Spänen, Dominanz umgelagerten basaltischen Materials gegenüber basaltischen Laven, Relikte sedimentärer Übergänge zur obersilurisch-devonischen Karbonatplattform. Daraus läßt sich vorsichtig folgern, daß die Hochhörndler Schuppenzone bereits sedimentär als fazielle Grenze zwischen der Wildseeloder-Einheit und der Glemmtal-Einheit angelegt wurde. Der Kompetenzkontrast verursachte bei späteren, polyphasen tektonischen Prozessen die Abscherung der beiden Bereiche und Umformung der Faziesgrenze in einen tektonischen Schollenteppich, wie er heute vorliegt.

Lithologisch einfacher gestaltet sich der Nordhang des Grates Maisereck – Kohlmaiskopf – Mardeckkopf. Monotone Löhnersbach-Formation, nur gelegentlich durch gröber klastische Turbiditsequenzen vom Typ Schattberg-Formation unterbrochen, baut den Hang auf. Damit ist hier der Nordrand der Glemmtal-Einheit erreicht.

Durch gravitative Massenbewegungen ist die ursprüngliche Raumlage der Gesteine überprägt. Im Schwarzleotal lagern Rutschmassen, die zu weiteren Komplikationen bei der Kartierung führen.

Bereich Löhnersbach – Stemmerkogel

Im Löhnersbach-Tal waren nach den Murbrüchen der vergangenen Jahre umfangreiche geotechnische Maßnahmen der Wildbachverbauung erfolgt. Weiterhin ergaben sich aus der geotechnischen Detailaufnahme der Arbeitsgruppe PIRKL zahlreiche Hinweise, denen einzeln nachgegangen wurde. Der Hauptteil der Hänge des Löhnersbaches wurde im Sinne von großräumigen Hangrutschungen uminterpretiert. Die großflächige Abdeckung unserer früheren Kompilations-Version mußte entsprechend zurückgenommen und in kleinräumige Aufschlußdarstellungen umgewandelt werden. Einzelne Vorkommen von Klingler Kar-Formation (geringmächtige Carbonate, Kieselschiefer, Schwarzschiefer und basische Vulkanite) wurden im Hangbereich zwischen Klingler Hochalm, Schusterbauernalm und Marxtenalm, der geotechnischen Aufnahme folgend, ebenfalls als Rutschmassen interpretiert. Die Position des geologisch wichtigen Leithorizontes (höheres Silur bis oberstes Unterdevon) als trennendes Element zwischen liegender Löhnersbach-Formation und hangender Schattberg-Formation läßt sich insgesamt unverändert beibehalten. Reste von Klingler-Kar-Formation lassen sich vom Klingler Kar bis nördlich der Wallmoräne oberhalb der Marxtenalm verfolgen. Im Bereich des Schattbergstocks fehlt diese Einheit; sie wird durch faziell indifferente Tonschiefer vertreten und setzt erst wieder im Schwarzachen-Graben ein.

Bereich Maishofener Basalt-Sill-Komplex zwischen Sausteign – Glemmtal und Atzingberg

Der mächtige Metabasit-Komplex beidseits des Talausganges des Glemmtales besteht zum überwiegenden Teil aus Pillowlaven, untergeordnet auch aus gabbroiden und dioritischen Lagergängen. Die Abfolgen liegen annähernd horizontal und bilden steile, teilweise nicht mehr begehbare Felsabbrüche.

Der Metabasit-Komplex wird unterlagert von grobklastischen, proximalen Turbiditfolgen der Schattberg-Formation. Nach W verzahnen die Metabasite lateral mit der Schattberg-Formation. Hier auftretende olistholithische Gleitmassen (Megabrekzie vom Glemmer Hof) deuten auf ein kräftiges marines Relief und synsedimentäre Tektonik hin. Damit kommt dem Basalt-Sill-Komplex neben seinen geochemischen Charakteristika auch faziell eine Sonderstellung im Vergleich zu den anderen Metabasiten der Grauwackenzone zu.

Der magmatische Komplex wird durch eine mächtigere Sedimentfolge zweigeteilt. Als Sedimenteinschaltungen kommen neben proximalen und distalen Siliciklastika auch Kalkmarmore vor, die leider fossilleer waren. Hangend überlagern distale Turbidite und Tonschiefer den magmatischen Komplex. Die Faziesverzahnung zwischen Pillowbasalt-Strömen und Siliciklastika ist im Umkreis der Jahnhütte gut nachvollziehbar.

Die für übergeordnete geotektonische Schlüsse wichtige Frage der Altersstellung des Maishofener Basalt-Sill-Komplexes ist nach wie vor offen, da alle biostratigraphischen Datierungversuche bisher fehlschlugen. Aus der Gesamtsituation und der Kartierung ist lediglich eine Position der Metabasite im Hangenden der oberordovizischen Porphyroide gesichert. Die Metabasite könnten daher silurisches, devonisches oder jüngeres Alter haben. Interessant ist auch die festgestellte Zweiteilung der Metabasit-Folge. Da auch Carbonate zwischengeschaltet sind, könnte zwischen dem liegenden und dem hangenden Anteil des Maishofener Basalt-Sill-Komplexes ein größerer zeitlicher Hiatus bestehen. Geochemische Unterschiede zwischen beiden magmatischen Phasen konnten allerdings nicht festgestellt werden (vgl. SCHLAEGEL-BLAUT, 1990).

In den Steilhängen und Gräben NE des Badhauskopfs wechselt die Raumlage der Folgen in mäßig steiles Südfallen. Hier finden sich große Blöcke von Kalkmarmoren; aus Witterungsgründen konnten die Hänge nicht mehr

kartiert werden. Eine Revision der bisherigen Darstellung ist nötig.

Eisstauschotter kommen in geringer Menge, gemeinsam mit Grundmoräne an der Südflanke des Talausgangs der Saalach bei Atzing vor. Da auch die Stausedimente überkonsolidiert sind, müssen sie von Eismassen jüngerer Vorstoßphasen überfahren worden sein.

Blatt 132 Trofaiach

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Norischen Decke auf Blatt 132 Trofaiach

Von SIEGFRIED HERMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Kartierarbeiten der Saison 1991 betreffen das Areal Laintal – Kajetangraben – Rötzgraben – Treffning östlich und nordöstlich von Trofaiach.

Die Lagerungverhältnisse des Arbeitsgebietes werden durch die Tektonik der südlich angrenzenden Trofaiachlinie bestimmt. Die sinistrale Blattverschiebung bedingt einen Faltenbau im km-Maßstab mit NW-abtauchender Faltenachse. Im Stirnbereich dieser Großfalte liegend, zeigt der kartierte Bereich bei regionalem NNE–SSW-Streichen mittelsteiles bis steiles Einfallen nach SW, W und NW. In überkippten Zonen der Falte ist auch steiles Ostfallen beobachtbar. Neben einer bunten und rasch wechselnden Lithologie bringen sowohl spitzwinkelig zum Streichen verlaufende als auch quergreifende Störungen Musik ins Kartenbild. Sie bewirken, daß einige Blöcke flache Lagerung aufweisen.

Sämtliche Kartiereinheiten sind dem altpaläozoischen sedimentär-vulkanogenen Sedimentstapel der Norischen Decke zuordenbar, ausgenommen ist ein kleiner Aufschluß einer Amphibolitlinse der Kaintaleckschollen, 550 m nördlich der Kapelle in der Zlaten.

An den zum Laintal abfallenden Hängen beherrschen feinblättrige, sehr feinkörnige Phyllite das Bild. Die Phyllite zeigen sowohl eine generelle Zunahme der Korngröße, bis zu feinsandigen Typen und einzelnen Grauwackenbänken, als auch eine Steigerung im Quarzgehalt vom Liegenden zum Hangenden. Am Ausgang des Rötzgrabens lagert ein etwa 40 m mächtiger gelbbrauner, nahezu saiger orientierter Quarzithorizont in weichen, violettbraunen Phylliten.

Ein von Osten heranstreichender Porphyroid wird nördlich Moar am Berg von einer Störung abgeschnitten.

Eine spitzwinkelig zum Streichen, N–S-verlaufende Störung am Sattel zwischen Windegg und Lautscherkoppe bringt Gesteine aus unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus aneinander. Grünschiefer, die ein vulkanisches Ereignis vor jenem des Blasseneckporphyroides dokumentieren, grenzen, getrennt durch tektonische Brekzien, an schwarze Kieselschiefer (Silur). Der Kajetangraben verbirgt eine weitere Störung. Sind südlich dieses Grabens monotone Phyllitabfolgen kartierbar, so ist nördlich davon eine rege Wechsellagerung bunter Gesteine anzutreffen.

Diese hangendste Serie des Kartierten beginnt mit Lyditen und schwarzen Kieselschiefern, die allmählich in dunkel pigmentierte Phyllite, sandige phyllitische Schiefer und Grauwacken übergehen, wobei immer wieder metermächtige Schwarzkieselschiefer und Kalkmarmore eingeschaltet sind. Am Eingang der Treffningschlucht lagert über dieser Wechselfolge ein 30 bis 50 m mächtige, phyllitischer Kalkmarmorschiefer, der in typische Flaserkalke übergeht. An deren Basis sind Zehnermeter-mächtige, dickbankige, dunkelblaue Kalkmarmore zwischengeschaltet.

Neben der tertiären Füllung des Inneralpinen Trofaiacher Beckens sind weitere jungtertiäre Ablagerungen im Treffninggraben und Kajetangraben kartierbar.

An der orographisch linken Seite des Treffningbaches finden sich bis 40 m mächtige normal gradierte oder massige, vermutlich jungtertiäre Brekzien. Die Masse der Komponenten besteht aus bis zu 20 cm großen Schwarzkieselschiefern, quarzitischen Phylliten und wenig gerundeten Karbonaten. Neben diesen, in der nahen Umgebung anstehenden Komponenten spielen gut gerundete Karbonate und Restquarzgerölle eine untergeordnete Rolle.

Speziell im inneren Kajetangraben ist ein kohäsionsloser Blockschotter präsent. Auch dessen größte Komponenten (bis einen Meter Durchmesser) zeigen sehr gute Sphärizität. Die Komponentenvielfalt reicht von Plagioklasamphibolit, Granatamphibolit, undeformierten grobkörnigen Graniten mit Kalifeldspäten bis 3 cm Größe, feinkörnigen Graniten bis Tonaliten und sehr hellen Graniten, über helle Gneise und Glimmerschiefer, grüngraue Quarzite, granatführende Quarzite und rotviolette Konglomeratkomponenten bis zu hellgrauen, weißen und lichtgelben Kalken.

Weitere Vorkommen dieser polymikten Blockschotter sind an Rückfallkuppen gebunden (zwischen Kajetan- und Treffninggraben und Kuppe östlich Ebnerhütte). Die tiefstliegenden Vorkommen (780 m Seehöhe) stehen mit gradierten Schottern und Grobsanden in Verbindung. Die topographisch höchstgelegenen Funde liegen auf 1090 m Höhe.

Blatt 135 Birkfeld

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf den Blättern 135 Birkfeld und 136 Hartberg

Von GERHARD AMANN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmetätigkeit konzentrierte sich auf den NE-Rand des Kartenblattes Birkfeld (135) und angrenzende Gebiete des Kartenblattes Hartberg (136) in der Umgebung von Waldbach. Geologisch gesehen umfaßt der kartierte Bereich die Südwestecke der Kristallinserie von Waldbach mit der überlagernden permoskythischen Semmeringquarzitserie und Teile der darüber folgenden Grobgneisdecke.

Die Kristallinserie von Waldbach wird in ihrer Hauptmasse von Phylliten bis Glimmerschiefern mit einzelnen Einschaltungen von Schwarzschiefern und Graphitquarziten aufgebaut. Diese in zwei unterschiedlichen Niveaus auftretenden Paragesteine werden durch einen wechselnd mächtigen Amphibolitzug voneinander getrennt.

Im Bereich des Kumpfmühltales tritt innerhalb des Amphibolitzuges bzw. im Liegenden der Amphibolite zudem

noch ein NW–SE-streichender Orthogneiszug auf, der ca. 300 m nördlich des Lafnitztales nach Westen umbiegt.

Vereinzelte Vorkommen von Granatglimmerschiefern im Lafnitztal und im Kumpfmühltal dürften Äquivalente der Phyllite/Glimmerschiefer mit einem reliktisch erhaltenen höheren Metamorphosegrad sein. Die Übergänge von Granatglimmerschiefer zu Phyllit sind fließend, wobei im Grenzbereich Chloritpseudomorphosen nach Granat auftreten. Analoge Übergänge treten auch in den Amphiboliten (Amphibolite bis Grünschiefer) und den Orthogneisen (wechselnde Mikroklingehalte) auf.

Eine penetrative Schieferung liegt parallel zu den lithologischen Grenzen. Eine Streckungslineation parallel zu einer vermuteten Faltenachsenrichtung fällt konstant nach SW ein. Auffällig ist ein Wechsel der generellen Streichrichtung im Bereich der Gehöfte Arzberg und Moihof von E–W im Süden nach NW–SE im Norden.

Eine N–S-streichende semiduktile Störungszone westlich von Waldbach ist mit zwei Aufschlüssen belegt.

Die Kristallinserie von Waldbach wird im Westen und Südwesten von Quarziten, Metakonglomeraten, Metaarkosen und vereinzelten Verrucanovorkommen überlagert, die vorläufig zu einer einheitlichen Formation zusammengefaßt wurden. Diese Semmeringquarzitserie keilt westlich der Jagdhütte im Buchwald unter den Gesteinen der Grobgneisdecke aus. Ca. 400 m östlich der Jagdhütte treten jedoch wieder vereinzelt Lesesteine von Metakonglomeraten auf, die vermutlich mit einer Schuppe chloritoidführender Granatglimmerschiefer innerhalb der Kristallinserie von Waldbach in Zusammenhang stehen.

Reine, serizitarme Quarzite weisen vor allem in den Steinbrüchen südlich des Steinberges (917 m) eine intensive kataklastische Vergrusung auf. Die s-Flächenverteilung ist subparallel zur Grenze zur Kristallinserie von Waldbach im Liegenden.

Die Granatglimmerschiefer der Grobgneisdecke im Hangenden der Semmeringquarzitserie konnten lediglich nördlich des Lechenbauerkogels (1097 m) in Forststraßenaufschlüssen anstehend beobachtet werden.

Südwestlich von Waldbach treten ca. 100 m oberhalb des Sägewerkes im Lafnitztal im Hangenden der Semmeringquarzitserie unverfestigte Schotter mit bis zu m^3-großen Blöcken grobkörniger Orthogneise auf. Diese Lockersedimente werden als Talfüllung der jungtertiären Lafnitz gedeutet.

Blatt 136 Hartberg

Siehe Bericht zu Blatt 135 Birkfeld von G. Amann.

Blatt 144 Landeck

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 144 Landeck

Von Karl Krainer
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden die Kartierungsarbeiten am NW-Rand des Kartenblattes fortgesetzt; aufgenommenwurden das Fallenbacher Tal zwischen Fallenbacher Spitze (2.723 m) und Wetterspitze (2.895 m) sowie das hintere Sulzltal südlich der Ronigalpe bis zur Umgebung der Frederik-Simms-Hütte.

Der kartierte Bereich ist charakterisiert durch einen intensiven, vielfach tektonisch gestörten, ungefähr E–W-streichenden Faltenbau. Dieser Faltenbau ist an der Nordwestseite der Fallenbacherspitze besonders eindrucksvoll zu beobachten. Das Massiv der Fallenbacherspitze wird von einer großen, kompliziert gebauten, nordvergenten Antiklinale mit Hauptdolomit und Kössener Schichten im Kern aufgebaut. Die Kössener Schichten sind intensiv im Meter- und Dezimeterbereich verfaltet, dies ist im Bereich des Fallenbachsattels sehr schön aufgeschlossen. Im Fallenbachkar sind die Kössener Schichten tektonisch geschiefert. Auch der Hauptdolomit, der nördlich des Fensterle als Kern der Antiklinale auftaucht, ist stark gestört und teilweise tektonisch aufgelöst. Im Fallenbachkar ist in rund 2550 m Seehöhe im Hauptdolomit eine mächtige, schlecht sortierte Breccienabfolge mit bis zu gut 30 cm großen, eckigen Dolomitkomponenten entwickelt.

Der Übergang von den Kössener Schichten in den Oberrhätkalk ist an der Nordwestseite der Fallenbacherspitze gut aufgeschlossen. Die Oberrhätkalke der Fallenbacherspitze sind in einer grob gebankten Lagunenfazies, nördlich davon, im Fallenbachkar dagegen in einer massigen Riffazies mit Korallen, bereichsweise mit Megalodonten sowie Anreicherungen von Muscheln und Gastropoden entwickelt.

Über den Oberrhätkalken folgt eine rund 5 m mächtige Adneterfazies in Form ziegelroter, teils knolliger, gebankter, bioturbater Mergel mit Ammoniten und Belemniten. Diese Rotfazies wird überlagert von dünngebankten, knolligen und kieseligen, bräunlichgrauen Allgäuschichten (Ältere Allgäuformation). Stellenweise sind die Allgäuschichten in einer relativ geringmächtigen Rotfazies ähnlich wie auf der Südseite des Fensterle ausgebildet. Die Allgäuschichten werden von Radiolarit (Ruhpoldinger Formation) überlagert.

Diese Juraabfolge ist zwischen der Fallenbacherspitze und dem Schafjöchl isoklinal verfaltet. Unmittelbar südlich vom Schafjöchl ist der aufrechte Schenkel einer Falte aufgeschlossen, der über einer mittelsteil nach Süden einfallenden Aufschiebung mit Hauptdolomit beginnt. Dieser Hauptdolomit keilt nach Westen rasch tektonisch aus, wird jedoch nach Osten hin zunehmend mächtiger und baut die Saxerspitze auf. Die Kössener Schichten werden unmittelbar südlich vom Schafjöchl ebenfalls tektonisch ausgepreßt, sodaß über dem Hauptdolomit Oberrhätkalke und darüber die gesamte Juraabfolge bis hinauf zu den Aptychenschichten folgt. Dieser Komplex ist auf Aptychenschichten und Kreideschiefer aufgeschoben.

Diese Aufschiebung läßt sich nach Osten bis in das Parseiertal verfolgen (Aufschiebung des Hauptdolomites der Saxerspitze auf Kreideschiefer zwischen Alperschontal und Parseiertal).

Nach Westen ist der Verlauf dieser Aufschiebung, bedingt durch Schuttbedeckung, noch unklar, zieht vermutlich in den Sattelbereich zwischen Wetterspitze und Etlerkopf.

In der Umgebung der Frederik-Simms-Hütte im hinteren Sulzltal stehen mehr oder weniger stark verfaltete Kössener Schichten an, die den Kern einer großen Antiklinale bilden. Diese Antiklinale läßt sich weiter nach Osten verfolgen und ist auch im Grießltal, dort noch mit Hauptdolomit als Kern, südlich der Baumgartneralpe sehr schön aufgeschlossen. Im Sulzltal folgen nach Norden

verfaltete Jura- und Kreidegesteine (Allgäuschichten, Radiolarit, Aptychenschichten, Kreideschiefer) mit teilweise stark gebogenen Faltenachsen.

Im Seitengraben SE der Ronigalpe folgen auf mergeligen Allgäuschichten mit scharfer Grenze rund 10 m mächtige, 5–10 cm gebankte rote Radiolarite, die von ca. 15 m mächtigen, roten und schließlich von grüngrauen Aptychenschichten überlagert werden. Die Abfolge liegt invers.

Das Sulzltal selbst ist mit alluvialen Wildbachsedimenten und Schwemmfächern, die aus den Seitengräben münden, aufgefüllt.

Im hinteren Sulzltal, in der Umgebung der Materialseilbahn zur Frederik-Simms-Hütte sind einige deutlich ausgeprägte Moränenwälle erhalten.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 144 Landeck

Von Axel Nowotny

Die Geländearbeiten im Berichtsjahr dienten durchwegs der Revision der Kartierungen der letzten Jahre. Die Arbeiten beschränkten sich vor allem auf quartäre Ablagerungen im Gebiet N von Pians zwischen Gurnau und Quadratsch und im Paznauntal.

Durch den Bau der Arlbergschnellstraße wurde ein gut aufgeschlossenes Profil geschaffen. Die in den Jahren 1988 beobachteten Terrassenschotter im Bereich zwischen Grins und Bruggen (siehe Bericht 1988) konnten nun auch gegen W zum Zintlkopf hin verfolgt werden. Diese Terrassenreste bilden schmale von Hangschutt überlaufene horizontal gelagerte, teilweise gut sortierte bis zu 25 m mächtige Sand- und Kieshorizonte. Hangend der ersten Steilstufe folgt ein weiteres gering mächtiges Band von Terrassenschotter. Zwischen beiden Terrassenstufen bilden einzelne Diabasvorkommen eine Felsrippe, welche vom E im Gebiet zwischen Grins und Bruggen beginnt und nahezu durchgehend im N von Pians bis Quadratsch reicht. Diese Diabaseinschaltungen bilden meist morphologisch gut verfolgbare Höhenrücken und werden von stark verwitterndem hellem Serizitphyllit und diaphthoritischem Glimmerschiefer unterlagert.

Die Terrassensedimente reichen bis zum E-Abhang des Zintlkopfes und Neablekopfes. In diesem Gebiet konnte eine breite Rinne auskartiert werden, welche durch umgelagertes Moränenmaterial aus dem Gebiet des Darwinwaldes aufgefüllt ist. Die Terrassensedimente sind innerhalb der Rinne nahezu vollkommen erodiert. Parallele bis subparallele Störungen folgen gegen W. Innerhalb dieses Störungsriedels sind Verrucanospäne, meist rotbraune Konglomerate und Sandsteine, mitverschuppt. Diese sind an der Paznauner Bundesstraße, im Bereich der Brücke über die Trisanna und SE des Zintlkopfes an der Stanzertal Bundesstraße zu beobachten.

Im Gemeindegebiet von See unmittelbar W der Ortschaft Schnazerau konnten horizontal gelagerte tonigschluffige Sedimente in einer Baugrube beobachtet werden. Sie liegen im Niveau der Siedlung südlich der Ortschaft See und bilden eine Terrasse gegenüber dem heutigen Talniveau. Diese Stauseesedimente sind von umgelagertem Moränenmaterial überlagert. Diese Terrasse kann bis in das Gebiet S Gfällhaus beobachtet werden. NE lag, wahrscheinlich durch einen mächtigen Bergsturz aus dem Gebiet zwischen Versingalpe und Gigleralpe bedingt, der natürliche Damm.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck

Von Gerhard Pestal

Die Aufnahmen auf Blatt 144 wurden im Berichtsjahr auf das Gebiet Pians – Tobadill – Trisannabrücke ausgedehnt. Weiters wurden Vergleichsbegehungen mit Kollegen Nowotny im Bereich Mairhof – Tobinhütte E Flirsch und im untersten Teil des Malfontales S Pettneu durchgeführt.

Im Bereich Pians – Tobadill – Trisannabrücke wurden hauptsächlich Hellglimmerschiefer angetroffen. Es handelt sich um lichtgraue, seidig glänzende, zumeist quarzreiche, phyllitische Hellglimmerschiefer. Quarzlagen und -knauern, sowie eben-, meist aber flachwellige s-Flächen bestimmen den Habitus dieser E–W-streichenden Gesteinszüge. In weiten Teilen des Untersuchungsgebietes ist das alte Gefüge der phyllitischen Hellglimmerschiefer noch recht gut zu erkennen. Zahlreiche Proben führen 1–3 mm große, gut erhaltene Granate. Daneben treten aber auch Lagen auf, in denen anstelle der Granate nur noch grünliche Flecken im Gestein zu erkennen sind. Diese diaphthoritischen Teile der Hellglimmerschiefer zeigen jedoch in nahezu allen Dünnschliffen reliktischen Granat (z.T. nur noch Chlorit-Pseudomorphosen nach Granat). Makroskopisch erkennbarer Biotit konnte in etlichen Aufschlüssen beobachtet werden. Einige Dünnschliffe führten durch die Diaphthorese retrograd in Chlorit umgewandelten Biotit. Oftmals waren 3–5 mm große Felspatknoten in den phyllitischen Hellglimmerschiefern zu erkennen. Weiters konnte im Bereich Pians 400 m SE Kote 856 ein Diabaszug aufgefunden werden. Bemerkenswert waren auch zwei Vorkommen von Alpinem Verrucano. Das eine Vorkommen befindet sich 350 m NW von Tobadill (Kote 1138). Das zweite Vorkommen, welches auch grobklastische Partien beinhaltet, liegt im Sannatal genau 1200 m W der eben genannten Kote.

Der ganze Hangbereich südlich Pians bis hinauf nach Tobadill wird von Abrißkanten und Zerrspalten in einzelne Felspartien zerlegt. Zwei Abschnitte dieses Hanges, nämlich SW des Bahnhofs Pians und 400 m–600 m N Ruetzen, liegen bereits als in postglazialer Zeit abgerutschte Massen vor. Es handelt sich dabei um versackte Felspartien, die teilweise in einem Verband größerer Schollen angetroffen wurden, teilweise sind diese Massen aber auch in kleinere Schollen bis Grobblockwerk aufgelöst. Als Gesteinsbestand tritt der eingangs beschriebene Hellglimmerschiefer auf.

Durch die mit Kollegen Nowotny im Bereich Mairhof – Tobinhütte E Flirsch und im untersten Teil des Malfontales S Pettneu durchgeführten Vergleichsbegehungen konnten in diesem Bereich die in der Manuskriptkarte 1 : 25.000 noch bestehenden Lücken geschlossen werden. Schon durch die Aufnahmen von Stingl und Krainer war das Vorkommen von Alpinem Verrucano N Flirsch weitgehend bekannt. Im Ortsgebiet von Flirsch unmittelbar bei der Kapelle Kote 1217 stehen geringmächtige phyllitische Hellglimmerschiefer an. Sie bilden den Kern jener Struktur aus Verrucanogesteinen, die von Stingl als Kohlwald-Antiklinale beschrieben wurde. Die unmittelbar

N der Tobinhütte anstehenden Buntsandsteine zeigten eine disseminierte Fahlerzvererzung sowie die hauptsächlich an ac-Klüfte gebundene Bildung von sekundären Mineralen (vorwiegend Azurit und Malachit).

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 144 Landeck

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Auf dem Kartenblatt Landeck wurden 1991 das Gebiet W Strengen im Bereich Zintelwald, Zintelkopf bis ins Stanzertal sowie ein Profil zur Dawinalpe kartiert.

Im Talbereich stehen durchwegs helle diaphthoritische Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer an, die oft stark deformiert sind und einen phyllonitischen Habitus zeigen. Die Granate sind meist mehr oder weniger chloritisiert. Im Bereich S des Zintlkopfes stehen in den Wänden quarzitische Gesteine mit Linsen von hellen Granitgneisen an. Diese Gesteine korrespondieren mit denen in den Wänden S des Stanzertales (S von Strengen).

Im Bereich des Zintlkopfes stehen sehr quarzreiche Glimmerschiefer bis Glimmerquarzite an. In ca. 1600 m, am Kamm nördlich des Zintlkopfes, steckt in diesen Gesteinen eine Scholle aus Alpinem Verrucano und weißgrauem, vermutlich skythischem Quarzit. Darüber folgt bis ca. 1850 m ein Zweiglimmerschiefer bis Gneis, der vielfach Albitblasten und Granat enthält.

Nördlich der Dawinalpe stehen wieder Alpiner Verrucano und Quarzit an. In der Forstwegkehre westlich der Dawinalpe konnte eine Amphibolitlinse kartiert werden.

Alpiner Verrucano steht auch an der Arlbergstraße und an der Straße ins Paznauntal, westlich der Lärchkapelle, an. Dieser ca. 50 m mächtige Span wird von phyllonitischen hellen Glimmerschiefern und steil stehenden Kataklasiten begrenzt. Der Alpine Verrucano besteht aus Quarzkonglomeraten, bunten Schiefern (graue, braune, violette, tw. mit Einschaltungen von Quarzkonglomeraten) und lichtgrünen Quarziten.

Im ganzen Gebiet sind zahlreiche ±E–W-streichende und durchwegs steil stehende Störungszonen anzutreffen, in denen auch meist die Verrucanospäne stecken. Diese Mylonite überprägen eine ältere, meist flach bis mittelsteil liegende Schieferung.

Generell kann gesagt werden, daß die Serien südlich und nördlich des Stanzertales großteils ident sind. Differenzen ergeben sich nur im Hangenden an der Kalkalpenbasis. Es liegt hier ein großräumiger Kuppelbau vor, dessen nördlicher Schenkel unter die Kalkalpen abtaucht.

Moränen wurden im Bereich der Dawinalpe und N Strengen kartiert. Vermutlich postquartäre Schotter liegen in einer Mächtigkeit von wenigen Metern SE Steig, unterhalb der Arlbergstraße, den Glimmerschiefern auf.

Die Hänge sind durchwegs sehr instabil. Besonders der Bereich südlich des Zintlkopfes zeigt zahlreiche Abrißkanten und Zerrspalten. Es wird vermutet, daß dieser stark aufgelockerte Bereich Teil einer großräumigen und tiefgreifenden Massenbewegung ist.

Südlich von Blasge, in einer Höhe von ca. 1320 m, wurde eine ca. 200 m² große Hausmülldeponie im stark zerklüftetem Fels vorgefunden. Eine weitere Deponie für Bauschutt und Erdaushub liegt ca. einen Kilometer ESE von Strengen N der Arlbergstraße.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Blättern 144 Landeck und 145 Imst

Von FRIEDRICH HANS UCIK
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die nun schon seit 1977 laufenden Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den Kartenblättern 144, 145 und 172 Weißkugel konnten bereits im Jahre 1990 im wesentlichen zum Abschluß gebracht werden, sodaß 1991 nur mehr einige wenige ergänzende und überprüfende Begehungen notwendig waren.

Östliche Fließer Stier-Alm

Die Grenze zwischen den tieferen penninischen Einheiten und der hangenden Tasnaserie konnte durch einen noch engeren Begehungsraster und das Auffinden weiterer Aufschlüsse einerseits noch genauer fixiert werden, andererseits wurde dadurch aber auch die starke tektonische Komplikation an der Grenze durch Verschuppungen, Auskeilen von Gesteinszonen etc. noch deutlicher. Die am Tschigenbach bzw. W dieses Baches mehrfach im Liegenden der Tasnabasis (Permo-Skyth-Schichten sowie Triasschollen) zu beobachtenden bunten Flyschschiefer sind nach meiner Meinung bunte Bündnerschiefer der liegenden Pezidschuppe und gehören nicht – wie bei THUM in seiner Dissertationskartierung (1966) und bei HAMMER (1914) dargestellt – zum Flysch der hangenden Tasnaserie (Analoges gilt auch im Bereich NE des Frudigerkopfes).

Unmittelbar S des Seeleins S der östlichen Fließer Scharte (2664) tritt innerhalb einer sehr komplexen Folge von Tonschiefer, Quarziten und Phylliten auch ein blaßbunter, derber, hellbraun anwitternder Dolomit auf, der sehr stark jenen Blöcken am Kamm S des Martinskopfes gleicht, deren relativ reichliche Mikrofossilführung auf ein liassisches Alter hinweist (vgl. Aufnahmsbericht 1990). Auch THUM hat dieses Gesteinsvorkommen als Lias eingetragen.

Westliche Masneralm

Hier konnte neben einer genaueren Abgrenzung einzelner Gesteinszonen am E-Abhang des Masnerkopfes vor allem der genaue Verlauf der Grenze zwischen der Pfundser- und der Pezid-Serie im Bereich der Gseßschneid geklärt werden. Bei nordwestlichem Einfallen der Schichten reichen die liegenden bunten Bündnerschiefer der Pfundser-Serie NE der Kote 2663 nicht nur bis zum Kamm empor, sondern stehen auch noch in den höheren Teilen des steilen N-Abhanges dieses Kammes an, von Dolomitschollen der ?Trias-Basis sowie ganz geringmächtigen Partien hangender grauer Bündnerschiefer der Pezid-Serie überlagert. Diese relativ komplizierten Ausbißverhältnisse haben zusammen mit nach N hin abfließendem Schutt der bunten Bündnerschiefer und verrollten Dolomitblöcken die bisherigen Bearbeiter hinsichtlich des Verlaufes der einzelnen Gesteinszonen getäuscht und so eine brauchbare tektonische Neudeutung der bisherigen Kartierungen verhindert.

Orografisch linker Hang des untersten Kaunertales

Am N-Abhang des Kammes Burgschroffen – Mittagskopf konnte von der von HAMMER auf seiner 1914 erschienenen Karte 1 : 25.000 im Bereich Rodels-Wald (in der neuen ÖK: Rodleswald!) eingezeichneten Triasscholle bei einer neuerlichen Begehung nur eine geringe Zahl von Bruchstücken und Blöckchen von hellem Kalk gefunden werden, in deren unmittelbarer Nähe allerdings in ca.

1250 m SH die Reste eines gemauerten Schachtes liegen; offensichtlich handelt es sich hier um einen alten Kalkofen, der die meisten Triasblöcke „verbraucht" hat.

Eine neue, am Hang in ca. 1250–1300 m SH gegen Westen führende und blind endende Forststraße erschloß im Bereich des Petersbachgrabens auf mehr als 100 m reichlich Schutt bunter Bündnerschiefer, die in diesem Graben bisher in so tiefer Lage unbekannt waren.

Der von HAMMER auf der oben genannten Karte am Hang nördlich unterhalb der Langetzberg Alm eingezeichnete Schurf (ca. 1,35 km N Mittagskopf) konnte vermutlich als deutliche Mundlochpinge samt Halde in unübersichtlichem, von Kristallinblockwerk überstreutem Gelände in etwa 1840–1845 m SH wiedergefunden werden, anstehender Fels oder Erz konnten nicht gefunden werden.

Abschließend sei die Feststellung gestattet, daß nach Abschluß der Aufnahmen im Unterengadiner Fenster auf den ÖK-Blättern 144, 145, 170 (R. OBERHAUSER) und 172 es zur optimalen Klärung der geologischen Verhältnisse im gesamten österreichischen Fensteranteil sicher wünschenswert wäre, daß auch der noch verbliebene Fensterrest auf Blatt 171 möglichst bald neu kartiert werden sollte, damit eine Geschlossenheit der Neuaufnahme erreicht werden kann. Die isolierte Neuaufnahme einzelner, kleiner Gebiete etwa im Rahmen von Diplomarbeiten bringt – wie Beispiele von einer deutschen Hochschule zeigen – ohne entsprechend gebietskundige Betreuung nicht nur keinen Kenntnisfortschritt, sondern sogar teilweise Rückschritte gegenüber den alten Ergebnissen und Karten von W. HAMMER.

Blatt 145 Imst

Siehe Bericht zu Blatt 144 Landeck von F.H. UCIK.

Blatt 148 Brenner

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 148 Brenner

Von AXEL NOWOTNY

Die Kartierung des Berichtsjahres beschränkte sich auf das Gebiet N und S des Obernbergtals im Anschluß an die Kartierungen der Jahre 1982 bis 1984 des Bereiches der Steinacher Decke (siehe Berichte zu ÖK 148, 1982 bis 1984).

Die Fortsetzung der am Sattelberg N von Gries am Brenner angetroffene Gesteinsserie von Quarzphyllit mit Einschaltungen von Graphitphyllit, Quarzit und Grüngesteinen, konnte gegen W weiter verfolgt werden. Die am Niederberg aufgefundene Gesteinsabfolge zeigt ein mittelsteiles Einfallen nach N. Eine breite Zone von stark kataklastisch zerlegtem Gestein begleitet von Mylonitzonen zieht am NW-Hang des Niederberges gegen das Frader Bachtal. Innerhalb dieser Zone finden sich massig ausgebildete Amphibolite und randlich dunkle Graphitquarzite. Dieses, quer zum üblichen Streichen einfallende Gesteinspaket, keilt gegen SE aus. Die Fortsetzung der randlichen Partien, bestehend aus Quarzit, Graphitschiefer und Eisendolomit findet sich am Sattelberg auf italienischem Staatsgebiet.

Zeichen junger Tektonik sind am W-Abhang des Niederberges zum Frader Bachtal. Der Kammbereich zeigt ausgeprägte Doppelgratbildung und ist von mächtigen Bergsturzmassen begleitet. Vor allem der Bereich der Einschaltung der Graphitquarzite, welche möglicherweise eingeschuppte Karbonspäne sind, neigen stark zur Ausbildung von Gleithorizonten.

Innerhalb dieses versetzten Gebietes liegen Aufschlüsse von Brennermesozikum und Vorkommen des metamorphen Kalkkomplexes. Ein Verband mit den übrigen Gesteinen konnte nicht festgestellt werden. Auch das Einfallen dieses Komplexes ist sowohl unterschiedlich zum Einfallen der an der Basis angetroffenen Quarzphyllite als auch zur Einschuppung der Amphibolite mit den randlichen Nebengesteinen. Weitere Karbonatschollen finden sich im Gribenbachtal (siehe Bericht 1983).

Nördlich des Obernbergtales tritt in den sanften Abhängen, welche von jungen Überlagerungen geprägt sind, Quarzphyllit mit Einschaltungen von Karbonatlinsen auf. Hangend folgt eine mächtige Grüngesteinsabfolge, welche sich auf dem Höhenrücken mit geringen Einschaltungen von Quarzphyllit, teilweise Chloritphyllit, verfolgen läßt. Dieses Gesteinspaket wird von hellem, meist stark grusig zerlegtem Dolomit unterlagert. Entlang der Grenze lassen sich stark rekristallisierte Bereiche des Oberen Dolomites vor allem südlich des Mutenjochs und gegen SE im Bereich der Kastnerbergalm beobachten. Es scheint sich um die Gleitzone der Steinacher Decke über dem Brennermesozoikum zu handeln.

Eine Störung, welche entlang des Grünen Baches gegen das Trunajoch zieht, versetzt die Gesteine der Steinacher Decke nach N gegen das Obernbergtal. Innerhalb dieses Störungshorizontes, welcher durch zahlreiche Quellen begleitet ist, sind am Trunajoch Karbonspäne mit Schollen der Steinacher Decke intensiv verschuppt.

Gegen W folgen Gesteine des metamorphen Kalkkomplexes hangend des Phyllithorizontes. Weiters konnten parallele bis subparallele Versetzungen beobachtet werden.

Die Gesteine, die gegen W unterhalb des Brennermesozoikums angetroffen wurden, zeigen makroskopisch eine große Ähnlichkeit zu den Gesteinen des Ötztalkristallins. Einzelne Lesesteine von dunklem Sandstein dürften als Reste des Karnbandes gedeutet werden.

Wie alle Quertäler des Silltales zeigt auch das Obernbergtal eine prächtige Entwicklung eiszeitlicher Ablagerungen. Mächtige Moränenwälle finden sich sowohl westlich von Obernberg als auch westlich von Vinaders. Drumlins sind im Gemeindegebiet von Obernberg bis zur Untereinsalm zu beobachten.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

Von GERHARD POSCHER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Arbeitsgebiet 1991 umfaßte den Lockersedimentkomplex im Raum Mutters – Kreith – Stephansbrücke südlich Innsbruck an den Flanken des Wipptales.

Festgesteine

Die Felsoberkante des schwach westfallenden bis söhlig liegenden Quarzphyllits streicht südlich Gärberbach bis östlich des Gasthauses Schupfen knapp unter Ni-

veau der Brenner-Bundesstraße aus (ca. 700 m SH −5 m). Zwischen Schupfen und Stephansbrücke entspricht die Felslinie etwa der tiefste Flußterrasse von Ruetz und Sill auf ca. 695 m SH. Über den Verlauf der Felslinie innerhalb des Terrassenkomplexes können keine Aussagen gemacht werden. Daß das Grundgebirge teilweise sehr flankennah verläuft, wird im Bereich des Aufbruchs von Mylonit und Stubaier Kristallin in der Schottergrube Stephansbrücke deutlich.

Eisrandnahe Sedimente
im Hangenden des Quarzphyllits

Zwischen Riedbach und der Schottergrube Gärberbach und auch in der Schottergrube Stephansbrücke treten über der Felslinie Sedimente mit stark wechselnder Schluff- bis Blockführung auf, die aufgrund ihrer Sedimentstrukturen als Eisrandsedimente anzusprechen sind.

Aufgrund ihrer Verbreitung bzw. ihres Auftretens in korrelaten Höhen an der Ostflanke der Brennerfruche (Bereich Ahrntal, Südportalbereich der Eisenbahnumfahrung Innsbruck) ist abzuleiten, daß diese Sedimente keine Anlagerung an den Terrassenkörper darstellen, sondern diesen flächig bis auf maximal 750 m SH ansteigend unterlagern.

In einem Fall (Brücke Riedbach) treten im Hangenden des Quarzphyllits innerhalb der Eisrandsedimente Seetone auf (Stauhorizont für Quelle Riedbach). Das Vorkommen lakustriner Sedimente südlich der Stephansbrücke zwischen Sill und Ruetz ist ebenfalls diesem Eisrand- bis Eiszerfallskomplex zuzuordnen.

Ein zwischen Felsoberkante und Eisrandsediment situierter liegender Grundmoränenteppich ist belegbar durch entsprechende Aufschlüsse bergwärts des Gasthauses Stephansbrücke, durch temporäre Schotterentnahmen an der Mündung des Ahrntales bzw. durch glazial diamiktische Sedimente in der Schottergrube Stephansbrücke.

Fluviatile Terrassenkiese

Diese bilden zwischen Stephansbrücke und Gärberbach bzw. weiter südlich den eigentlichen Terrassenkörper, wobei ihre Mächtigkeit von Süd nach Nord deutlich abnimmt. Ihre Hangendgrenze liegt im Gebiet Riedbach – Mutters bei ca. 840 bis 870 m SH.

Generell handelt es sich um steinige, teilweise blockführende sandige Kiese mit wechselndem Kristallin-/Karbonatverhältnis. Die relativ höchsten Anteile an Karbonatkorn treten im Bereich der Schottergrube Gärberbach auf, was auf den lateralen Eintrag des Gärberbachs in den seinerzeitigen Sedimentationsraum zurückzuführen ist. Dementsprechend treten im Raum Gärberbach – Mutters auch bipolare Schüttungsrichtungen mit fallweise rein karbonatischen Schüttungskörpern und Talrandverkittung bzw. Konglomerierung der Kiese auf.

Hangende Grundmoräne, glazialer Diamikt

Über den Kiesen tritt ein diskontinuierlicher Teppich von Grundmoräne bzw. umgelagertem Moränenmaterial auf. Diese Grundmoräne ist im Raum Kreith/Theißer maximal 5–10 m mächtig und liegt ca. auf 925 m SH. Gegen Norden bzw. Osten verliert sie an Mächtigkeit, wird offensichtlich fallweise auch durch Mehlsande vertreten (östl. Theißer auf 915 m SH) und verliert entsprechend dem Relief des liegenden Kieskörpers auch an Höhe (850–870 m SH).

Der Riedbach versickert bei geringer Wasserführung zwischen 840 bis 850 m SH, wenn sein Bachbett glaziale Sande und Grundmoränen verläßt und in den relativ wasserdurchlässigeren Schichten der fluviatilen Terrassenkiese zu liegen kommt.

Sande, diamiktische eisrandnahe Sande

Diese Sande treten unmittelbar im Hangenden der Grundmoräne (Diamikte) auf bzw. vertreten diese und können bis zu 7 m mächtig werden. Es handelt sich um Mehlsande mit wechselnd geringem bis fehlendem Schluffanteil, die teilweise Kiesschnüre und Blöcke führen können. Ihre Verbreitung kann aufgrund von Aufschlüssen im Graben östlich Theißer bzw. nördlich des Riedbachs bis in den Raum Mutters als flächig mit stark schwankender Mächtigkeit erkannt werden.

Lokale (Eisrand-)Sedimente
bzw. Schwemmfächerablagerungen am Terrassentop

Die Lockersedimentterrasse wird im Hangenden in unterschiedlichen Niveaus von Eisrandstaukörpern bzw. lokalen Schwemmfächersedimenten abgeschlossen, wobei die Hauptverebnung zwischen Riedbach von 875 m SH nach Süden bis zum Theißer auf ca. 925 m SH ansteigt.

Dieser Sedimenttyp weist im Einschnitt des Riedbachs über 840 m SH seine größte Mächtigkeit auf und keilt sowohl nach Norden als auch gegen Süden weitestgehend aus. Die wenigen Aufschlüsse im Riedbachgraben weisen das Material als sandigen Kies (hpts. Mittel- und Grobkies) mit deutlich höherem Karbonatkornanteil als die fluviatilen Terrassenkiese aus.

Umgelagerte Terrassensedimente

Der Terrassenabschnitt zwischen Gärberbach und Stephansbrücke ist durch den Riedbachgraben und dessen Seitegräben oberhalb 790 m SH sowie durch den Graben westlich des Gasthofes Schupfen gegliedert (tw. Trokkentäler). Diese Einschnitte sind teilweise mit mehrere Meter mächtigen umgelagerten Terrassensedimenten verfüllt. Jüngere Flußterrassen des Haupttales treten unterhalb des Niveaus von 725 m SH, vor allem südöstlich des Riedbaches, auf.

Hydrogeologische Aspekte

Quellaustritte und flächige Tropfwasseraustritte bzw. Vernässungen treten vor allem im Hangenden der Felslinie auf, wobei aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht zweifelsfrei die Festgesteinsoberfläche als eigentlicher Stauer erkannt werden kann.

Die Stapfbrünnelquelle und die Quelle am Riedbach sind ebenfalls an diese Quellinie gebunden. Im Falle der Quelle am Riedbach werden eindeutig feinklastische wasserstauende Sedimente im Liegenden der Quellinie erkannt.

Die Unterschiede hinsichtlich Temperatur und Leitfähigkeit zwischen den Quellwässern sind gering, wobei allenfalls ein Trend zu höheren Leitfähigkeitswerten in Richtung Gärberbach (entsprechend dem höheren Anteil an Karbonatkiesen und Versinterungen innerhalb des Terrassenkörpers) festzustellen ist.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin, im Brenner Mesozoikum und im Quartär auf Blatt 148 Brenner

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Im Jahre 1991 wurde das Gschnitztal und das im Süden anschließende Gebiet bis zum Kamm Bergeralm – Nöss-

lacher Joch – Leitnerberg – Rötenspitz neu kartiert. Hier sind Gesteine des Stubaier Kristallins, die diesem auflagernden Sedimente (Brennermesozoikum), die Gesteine der Steinacher Decke und an deren Basis Schollen nicht metamorpher Kalke, die der Blaser Decke zuzuordnen sind, aufgeschlossen. Einen eindrucksvollen Formenschatz zeigen die quartären Sedimente im Gschnitztal, wo Typlokalitäten der Steinachvorstöße und die eindrucksvolle Endmoräne des Gschnitzstadiums liegen.

Die tektonisch am tiefsten liegenden Gesteine des Kartierungsbereiches gehören dem Stubaier Kristallin an. Es sind dies an den Nordflanken des Gschnitztales Granitgneise, die lokal extrem deformiert sind. Unter dem Mikroskop zeigen diese grob- bis mittelkörnigen Gesteine Kalifeldspat, Quarz, Hellglimmer, Plagioklas und wenig Biotit.

Südlich des Gschnitztales stehen außerdem noch feinkörnige Biotit-Plagioklasgneise an. Die Plagioklase sind stark zersetzt, die Biotite nicht bis wenig chloritisiert. Die Zersetzung der Plagioklase ist auch in undeformierten Gesteinen extrem, sodaß diese mit den Fluiden aus den auflagernden Sedimenten in Zusammenhang gebracht werden muß.

Die dem Stubaier Kristallin primär sedimentär auflagernden klastischen Gesteine an der Basis der Karbonate wurden nur im Martairbach angetroffen.

In ca. 1350 m liegen hier dem in den obersten zehn Metern extrem verwitterten Kristallin (Orthogneise mit Einschlüssen von Biotitgneisen) grauweiße, stark verwitterte, rostige Quarzite und Arkosen auf. Sie sind vom unterlagernden Kristallin makroskopisch nur sehr schwer zu unterscheiden.

Über diesem stark gestörten Grenzbereich folgt der Untere Dolomit, der hier, so wie bei der Autobahnböschung S Harland, brecciös und entlang der Klüfte rot verfärbt ist. Zum Teil wurden gering mächtige Einlagerungen von roten Tonschiefern beobachtet. Meist ist dieser Dolomit aber gebankt, hell- bis dunkelgrau und feinkörnig.

Vom Oberen Dolomit ist dieser durch die Raibler Schichten getrennt, die im Kartierungsbereich nur lükkenhaft in Erscheinung treten. So wurden in zwei Gräben am Steinacher Berg (in 1200 m und 1260 m) und im Tal des Trunabaches in 1400 m Linsen von Raibler Schichten angetroffen. Mächtigere Raibler Schichten sind E des Martairbaches, bei der Kapelle St. Magdalena in 1660 m aufgeschlossen. Es sind dies dunkelgraue, plattige, zum Teil auch mittelgraue bis rötliche Tonschiefer, die zwischen ca. 1,5 m und 5 m mächtig sind.

Über diesen Schiefern folgt wieder ein meist grauer bis weißgrauer gebankter Dolomit, der Obere Dolomit, der im Hangenden in gebankte Kalkmarmore (Metamorpher Kalkkomplex nach KÜBLER & MÜLLER, 1962) übergeht. In den Schmurzwänden liegt dieser ohne Störung dem Oberen Dolomit auf. In den meisten Fällen ist aber der Kontakt stark gestört.

Dieser Metamorphe Kalkkomplex stellt insgesamt eine sehr bunt aufgebaute Serie dar. Reine grau-weiß gebänderte Kalkmarmore, schwarze Kalkmarmore, plattig brechende Kalkschiefer, bunte Glimmermarmore, quarzitische Phyllite, weißgraue mit Marmoren wechsellagernde Quarzitschiefer, grünlich – rötliche bis violette Quarzite (vermutlich ehemalige Radiolarite), Kalkphyllite und metamorphe Korallenkalke (auf der Wasenwand) bauen diese Serie auf. Dieser Kalkkomplex ist im Kartierungsbereich zw. 20 und 140 m mächtig und im Gebiet Grazanawald, Haslachwald und Steinacher Berg extrem mit der basalen Steinacher Decke verschuppt. Wandbildend ist der Metamorphe Kalkkomplex am Kamm zwischen Trunaalm und Schmurzalm (vom Filzegg zum Rötenspitz) sowie am Mulischrofen.

Die Steinacher Decke liegt dem Brennermesozoikum auf. Sie besteht vorwiegend aus diaphthoritischen Glimmerschiefern bzw. Granatglimmerschiefern, Phylliten, Chloritschiefern, Grünschiefern (tw. karbonatführend), Eisendolomiten und Karbonsedimenten. Vereinzelt finden sich kleinere Einlagerungen von Para- und Orthogneisen, Quarziten, Marmoren (vermutlich paläozoischen) und Diabasgängen. Die diaphthoritischen Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer kommen vorwiegend an der Basis der Steinacher Decke vor und sind meist stark durchbewegt. Sie enthalten lokal bis zu 5 mm große, mehr oder weniger chloritisierte Granate und führen zum Teil Biotit. Im Dünnschliff zeigen sie oft Erscheinungen extremer Deformation. Die Quarze sind stark undulös, die Granate und Biotite fast immer chloritisiert. Die Diabasgänge stecken immer in den Glimmerschiefern.

Im Hangenden gehen die Glimmerschiefer in die Phyllite über. Die Grenzziehung ist oft schwierig. Die Phyllite sind durchwegs sehr albitreich und chloritführend. Quarz tritt, bis auf wenige Ausnahmen, nur untergeordnet in Erscheinung. Besonders im Bereich Leitnerberg – Trunajoch sind in diese Phyllite lagenweise Grünschiefer eingelagert. Sie sind feinkörnig und bestehen durchwegs aus Chlorit, Albit, Epidot, tw. Sericit und etwas Quarz. Lagenweise weisen sie einen beträchtlichen Karbonatanteil auf.

Am Trunajoch und am Kamm N der Rötenspitze wurden graue, zum Teil auch weißgraue plattige Quarzite ausgeschieden. Diese dürften zumindest teilweise dem Metamorphen Kalkkomplex angehören. W des Filzegges und auch N der Rötenspitze befinden sie sich in Wechsellagerung mit Kalkmarmoren, Glimmermarmoren, Kalkphylliten und Phylliten.

In der gesamten Steinacher Decke treten immer wieder die rostbraun anwitternden Eisendolomite auf; besonders häufig im Gebiet um das Nösslacher Joch. Versuche, durch Lösen Mikrofossilien zu gewinnen, blieben ergebnislos.

In einem mehr oder minder zusammenhängenden Zug queren die Karbonsedimente südwestlich des Nösslacher Joches den Kamm und ziehen über die Fallmaritzalpe zur Trunahütte bzw. in das Gebiet der Truna-Alm. Sie erreichen am Kamm E der Trunahütte eine maximale Mächtigkeit von ca. 100 m und keilen in den Hängen W der Trunahütte aus. Bei der Bergstation des Liftes zum Nösslacher Joch sowie am Truna-Joch stecken zum Teil extrem deformierte Konglomerat- und Sandsteinschuppen in den Phylliten. Die Karbongesteine bestehen überwiegend aus sehr quarzreichen Konglomeraten mit Sandsteinlagen und seltener Tonschiefern. Die feinkörnigen Sedimente führen häufig Pflanzenfossilien (z.B. am Kamm SW des Nösslacher Joches).

Im Grenzbereich zwischen Steinacher Decke und Brennermesozoikum treten immer wieder Schollen von nicht metamorphen Kalken auf, die der Blaser Decke zugerechnet werden. Solche Kalkschuppen wurden am Steinacher Berg, W des Alten Grenzbachls in ca. 1420 m SH und etwas W des Fallmaritzbaches in ca. 1620 m SH (Mulischrofen) gefunden. Es sind dies mittelgraue, feinkörnige Kalke, die teilweise Fossilien führen. Weiters kommen graue Tonflaserkalke, helle rötliche und weiße Kalke vor. Auffallend sind die roten Crinoidenkalke im Bereich der Schipiste am Steinacher Berg. Am Mulischrofen sind mit diesen Karbonaten rote jurassische Radiolarite verge-

sellschaftet; sie erreichen eine max. Mächtigkeit von ca. 5 m. Ein neuesVorkommen von nicht metamorphen Karbonaten der Blaser Decke wurde am Rücken W des Trunabaches in ca. 1600 m SH gefunden.

Der tektonische Bau dieses Gebietes ist sehr komplex. So ist der Grenzbereich zwischen der oberostalpinen Steinacher Decke und dem unterlagernden mittelostalpinen Brennermesozoikum intensiv miteinander verschuppt. Zwischen beiden Einheiten liegen Schollen der ebenfalls oberostalpinen Blaser Decke (nicht metamorphe, mesozoische Kalke). Westlich der Schmurzalm, am Filzegg, liegt dem Metamorphen Kalkkomplex der Phyllit der Steinacher Decke diskordant auf. Am NE-Abhang des Filzegges treten vererzte, brandige Zonen in den Grünschiefern und Phylliten auf. Hier wurde Antimonit abgebaut. In den Phylliten eingelagert liegen wiederum Schollen des Metamorphen Kalkkomplexes.

Die Gesteine fallen im gesamten Kartierungsgebiet überwiegend flach gegen SE bis SW ein. Als deutliches Strukturelement tritt ein ±NW–SE-streichendes Strekkungslinear in Erscheinung. Parallel bis subparallel zu diesem liegen die Achsen von isoklinalen Falten, die von einer offenen, flach welligen Faltung überprägt werden. Deren B-Achsen streuen stark (von ca. E–W bis NE–SW). Über den Gipfelbereich des Leitnerberges streicht in E–W Richtung eine bedeutende, steilstehende Mylonitzone mit sinistralem Bewegungssinn. Eine weitere solche Störungszone streicht vom Trunajoch zum Rötenspitz. An dieser Störung sind Diabase, Glimmerschiefer und Karbonsedimente eingeschuppt.

Die quartären Sedimente dieses Raumes sind hauptsächlich Ablagerungen des Steinach- und des Gschnitzstadiums. Am Talausgang des Gschnitztales (Harland, Plon) liegen nördlich und südlich von diesem ausgedehnte Terrassensedimente. Grobblockiges Moränenmaterial, vorwiegend Stubaier Kristallin, findet sich an der nördlichen Talflanke des Gschnitztales, am Rücken, der vom Wipptalerhof gegen NW zieht. Es sind hier deutlich drei Verebnungsflächen in ca. 1280 m, 1300 m, und in ca. 1360 m SH zu erkennen. Westlich von Trins steht die Kapelle St. Barbara ebenfalls auf solchen Ablagerungen. Grobes Kristallinblockwerk, das fast ausschließlich aus den südlich anschließenden Hängen stammt, ist auch knapp S des Gschnitzbaches bei Blamoos rund um zwei Todeislöcher zu finden. Südlich des Gschnitzbaches, etwa zwischen Glafernaunbach und Altem Grenzbachl, bedeckt den Hang ein mächtiger Lokalschuttkörper, der sich am Eisrand (Steinachvorstoß) aufstaute. Diesem liegen Kristallinblöcke aus dem höher liegenden Hangbereich auf. Dieses Blockwerk dürfte noch am Eis abgelagert worden sein.

Östlich von Trins sind in den Hängen nördlich des Gschnitzbaches bis in eine Höhe von etwa 1200 m immer wieder blaugraue, fein laminierte, tonig-schluffige bis feinsandige Seetone anzutreffen. In den Drainagegräben lassen sich diese lokal unter wechselhaft mächtigen Torfbildungen immer wieder beobachten. Die Moore und Vernässungen reichen an diesem Hang bis ca. 1150 m SH. Die Torfe sind zwischen einigen Dezimetern und ca. zwei Metern aufgeschlossen. Über ihre maximale Mächtigkeit kann keine Aussage getroffen werden. Moore, die auf Moräne auflagern, wurden in einer Höhenlage zwischen ca. 1200 und 1220 m SH kartiert. Weiters findet sich mooriges Gelände bei Pflutschwiesen in ca. 1340 m SH.

Südlich des Gschnitzbaches sind Moore in den zwei Toteislöchern bei Blamoos vorhanden. Östlich dieser befinden sich im unmittelbaren Talbereich zahlreiche Vernässungen, die zum Teil Torfbildungen zeigen. An die Endmoräne des Gschnitz schließen Schotter an, die bis Blamoos reichen. An der Basis dieser Schotter ist Moräne aufgeschlossen, die als Stauhorizont wirkt. Es treten hier zahlreiche Quellen aus. Das Gschnitzstadium dokumentiert die gewaltige Endmoräne W Trins. Der nördliche Wall reicht, deutlich erkennbar, etwa bis Galtschein, der südliche bis zum Trunabach. N Galtschein ist der Wall auf einer Strecke von ca. 100 m unterbrochen, was vermutlich auf einen alten Schmelzwasserabfluß zurückzuführen ist. Auch südlich des Gschnitzbaches wurde der Wall durch die abfließenden Schmelzwässer durchbrochen. Im nördlich des Gschnitzbaches liegenden Stirnbereich der Moräne sind zwei Toteislöcher situiert. An diesen Teil der Moräne schließen drei Verebnungsflächen unterschiedlichen Niveaus an. N der Ortschaft Gschnitz liegt zwischen zwei Schwemmfächern Moräne mit großen tw. gerundeten Blöcken, die von HANTKE als Endmoräne des sich zurückziehenden Gschnitztalgletschers interpretiert werden. Auch hier zeigen sich Verebnungsflächen unterschiedlichen Niveaus. Das Gschnitztal W der Gschnitz-Endmoräne ist relativ breit und mit Alluvionen gefüllt. Das Gelände ist durchwegs stark vernäßt; in den Entwässerungsgräben steht fast immer Torf an. E der Gschnitz Endmoräne hat sich der Gschnitzbach tief in die quartären Sedimente eingeschnitten. Die jungen Alluvionen beschränken sich hier auf einen schmalen Streifen entlang des Baches.

Im äußeren Bereich des Gschnitzbaches (E Trins) erkennt man mehr oder weniger deutlich mehrere Niveaus von Verebnungsflächen. N des Gschnitzbaches bestehen diese hauptsächlich aus lokalem Schutt (meist ungerundete bis angerundete Karbonate), der sich am Eisrand staute. S des Gschnitzbaches sind diese Terrassen auch vorhanden, aber nicht so deutlich erkennbar. Am deutlichsten kann man sie im Eisrandstaukörper zwischen Trunabach und Altem Grenzbachl erkennen.

Vor allem die Phyllitareale weisen ausgedehnte Massenbewegungen auf. Entlang der Kämme treten zahlreich Zerrspalten und Abrißkanten auf, die oft Teil von im Luftbild klar erkennbaren Lineamenten sind. Besonders intensiv betroffen von der Hangtektonik sind die Gebiete zwischen Trunajoch und Egger Joch, die Hänge um die Fallmaritzalm und N des Nösslacher Joches.

Extreme Erosion zeigt sich in den Böschungen des Glafernaunbaches, des Alten Grenzbachls und des Baches westlich des Alten Grenzbachls. Diese schnitten sich bis zu Zehnermetern in die quartären Ablagerungen ein. Zum Teil gleiten große Schollen in die Gräben ab.

Im Kartierungsgebiet wurden zahlreiche Deponien vorgefunden; nämlich drei Hausmülldeponien, eine Fäkaliendeponie und mehrere Deponien für Aushubmaterial und Bauschutt. Die Hausmülldeponien liegen knapp W des Nennsbaches an der südlichen Straßenböschung; östlich Trins, etwas N der Brücke über den Gschnitzbach (diese ist bereits rekultiviert); W Steinach, südlich der Gschnitztalstraße bei der Autobahnbrücke (diese Ablagerungen sind zum Großteil auch mit Erde bedeckt). In den zwei letztgenannten wird auch Aushubmaterial abgelagert. Die Fäkaliendeponie liegt im östlichsten Teil des Schwemmkegels des Nennsbaches. Weitere Deponien für Bauschutt und Aushubmaterial liegen bei Lahnwiesen, nahe der Gschnitztalstraßenböschung in moorigem Gelände, im Moor von Blamoos, sowie NE von diesem an einem Feldweg N des Gschnitzbaches. Eine weitere Bauschutt- und Aushubdeponie liegt N des Herrenwasserls knapp nördlich des Weges. Bei all diesen Deponien sind keine Sicherungsmaßnahmen ersichtlich.

Blatt 149 Lanersbach

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tauernfenster auf Blatt 149 Lanersbach

Von Bernd Lammerer
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1991 wurde im oberen Zemmgrund und nördlich des Zamsergrundes kartiert.

Der zumeist als „Greinerserie" bezeichnete Gesteinskomplex umfaßt dort altkristalline Anteile (Altes Dach sensu Frasl), variszische Intrusiva als Gänge und Lagergänge sowie postvariszische Metakonglomerate, welche die älteren Einheiten diskordant schneiden. Hier sollte eine entsprechende Neudefinition für die verschiedenartigen und unterschiedlich alten Gesteine vorgenommen werden.

Zwei Haupt-Synklinalen liegen vor, eine zieht vom Großen Greiner zum Schwarzsee und zur nördlichen Mörchnerscharte, die zweite vom Hochsteller zum Schönbichler Horn. Der trennende Sattel wird von mehr oder minder stark verformten variszischen Intrusiva eingenommen.

Die Nordflanken fallen mit 65–70° nach Süd, die Südflanken mit 65–70° nach Norden, sodaß sich eine enge, aufrechte Mulde mit einem Öffnungswinkel von 40–50° ergibt.

Strukturelle Argumente (asymmetrische Parasitärfalten, Schichtungs/Schieferungsbeziehungen) und das Vorkommen der jüngeren Konglomerate im Faltenkern belegen, daß es sich um eine echte Mulde und nicht nur eine „Synform" handelt. Dies schließt aber nicht aus, daß Teile des Altkristallins während einer älteren Deformationsphase noch komplexer verfaltet sein können. Hierfür gibt es verschiedene Hinweise.

Nördliche Synklinale („Greinermulde")

Die Gesteine des „Alten Daches" – im folgenden auch als „Greinerformation" bezeichnet – beginnen im Norden (mutmaßlich dem ältesten Schichtglied) mit einem Olisthostrom- oder Melange-ähnlichen Gesteinskomplex (100–500 m), der Serpentinite verschiedenster Größenordnung (m^3 bis km^3) in einer metapelitischen bis konglomeratischen bzw. brecciösen Matrix enthält (meist graphitische Biotitschiefer). Lokal begrenzte fuchsitführende Quarzite mögen auch ausgewalzte Olistholithe (von Radiolarit?) darstellen, doch ist dies nicht mehr belegbar.

Strukturell darüber liegen Epidot und Carbonat-führende Amphibolite und Hornblendegarbenschiefer (ca. 150 m), Granatamphibolite (ca. 200 m) und eine wechselhafte Garbenschieferfolge, bei der Graphit wieder häufiger auftritt. Diese Gesteine umfließen den Störkörper des Ochsener-Rotkopf-Serpentinites (wie Glimmerbahnen einen Granatporphyroblasten im Dünnschliff), wobei die hochgewölbten hangenden Schichten von der postvariszischen Erosion in einer deutlichen Winkeldiskordanz gekappt wurden. Das postvariszische Metakonglomerat, das den Kern der Greinermulde bildet, ist von den Strukturen darunter unbeeinflußt. Dieses vom Pfitschtal herüberziehende Konglomerat ist hier nur mehr lückenhaft aufgeschlossen, es fehlt z.B. im Talgrund und hebt mit umlaufendem Streichen knapp östlich des Kartenblattes unterhalb der nördlichen Mörchnerscharte auf 2720 m Höhe in die Luft aus. Der südliche Muldenflügel – gegen die Berliner Hütte zu – ist zunehmend von intrusiven granitoiden Gängen und Lagergängen durchsetzt, die bald die Hauptmasse an Gesteinen ausmachen. Die Xenolithe bestehen im hangenden Teil mehr aus Graphitschiefern oder Graphitgarbenschiefern, im Liegenden finden sich nur mehr Amphibolite und dgl.

Südliche Synklinale („Schönbichler Mulde")

Die südliche Synklinale ist nur im Gebiet zwischen Schlegeis und Oberer Zemmgrund gut nachvollziehbar, da östlich davon nur das Intrusivgesteinsstockwerk angeschnitten ist. Garbenschiefer treten zugunsten von Amphiboliten (generell stark von granitoiden Gängen, Lagergängen und Apophysen injiziert) zurück.

Die Melange/Olisthostrom-Einheit mit Serpentiniten ist aber noch vorhanden, jedoch greifen die Intrusivkontakte nach Süden immer höher. Über den Amphiboliten stehen graphithaltige Breccien an (ca. 5 m), über denen sehr mächtige, rhythmisch gebänderte Graphitschiefer folgen (Furtschaglschiefer).

Verbreitet sind präalpidische Metabasitgänge, welche etwa senkrecht zur ehemaligen sedimentären Schichtung eindrangen, also vermutlich das relativ oberflächennahe, kaum gefaltete Sediment durchschlagen haben. An der Ostflanke des Schönbichler Hornes ist der Kontakt gegen die Granitoide des Zillertaler Kernes hervorragend aufgeschlossen, die Lagergänge sind dabei in einzelne Boudins zerrissen.

Gebiet nördlich des Zamser Grundes

Hauptaugenmerk galt den Metakonglomeraten, die dort in einmaligen Aufschlüssen etwa 700 m mächtig anstehen und einem porphyrischen, schlierigen Biotitgranit (Typ Ahorngranit) auflagern und von Augen-Flasergneisen überschoben werden. Es ist, wie auch an anderen Lokalitäten im Tauernfenster, eine „fining upwards"-Folge von immaturen Grobklastika an der Basis zu mehr maturen Sedimenten am Top.

Die Klastika starten mit polymikten Metakonglomeraten und -brekzien (>300 m), wobei am Geröllbestand lokal >10 % Grüngesteine beteiligt sind. Daneben finden sich Schwarzschiefer- und Aplitgerölle.

Im mittleren Teil der Abfolge (ca. 200 m) dominieren Muskowitquarzite (bzw. Phengitquarzit), z.T. mit sulfidreichen Horizonten und carbonatführenden Schiefern und Konglomeraten. Hier treten auch einzelne dünne Kalksilikat- oder Marmorhorizonte oder Linsen auf.

Im oberen Abschnitt finden sich Phengitquarzite und Metaarkosen, die zwischengeschalteten Konglomeratbänke haben ein limitiertes Geröllspektrum von Granitoiden und (zurücktretend) Quarz.

Ein schmaler Horizont von Graphitschiefer direkt unter der Überschiebungsfläche dürfte bereits dem Lias angehören, der als inkompetenter Abscherhorizont prädestiniert war. Erst weiter nordwestlich am Spannaglhaus klettert die Überschiebung an einer Rampe über den darüber folgenden Hochstegenmarmor.

Südlich der Realspitze ist die Rampe einer tieferliegenden Aufschiebung aufgeschlossen, an welcher der Ahorngranit samt seiner Metakonglomerathülle auf die Konglomerate der Realspitze aufgeschoben ist.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 149 Lanersbach

Von Otto Thiele
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die heurigen Begehungen auf Blatt Lanersbach waren im wesentlichen zwei Aufgaben gewidmet: der Gliederung der Zentralgneise des Ahorn-Kernes und Tuxer Astes und der Erfassung der Makro- und Megastrukturen sowohl dieses Bereiches als auch der südlich anschließenden Greiner Zone.

Im Profil Jochberg–Ginzling ist im südlichen Teil des Ahorn-Kernes der Porphyrgranitgneis stellenweise stark hybrid und führt neben mehr oder minder stark verformten, z. T. boudinierten Apliten oftmals Einschaltungen von dunklem Biotitgneis.

Südlich der Linie Dristeneck – Schrahnbachastl ziehen aus dem benachbarten Kartenblatt 150 helle, fein- bis mittelkörnige, meist glimmerarme, mehr Muskowit als Biotit führende Gneise herüber. Es ist dies die Fortsetzung der Schönachmulde, welche den Ahornkern vom Tuxer Zentralgneiskern trennt. Die für die Schönachmulde typischen Agglomeratgneise konnten hier bislang nicht gefunden werden, hingegen Abkömmlinge von Aplit- und Quarzgängen. Auch feinlagige Bändergneise sind zu finden, selten auch solche mit cm-mächtigen Lagen von weißem Marmor. Südlich der Penzingastenklamm (= Rinne ESE der Talaste) schließen an die vulkanodetritische Serie der Schönachmulde Migmatite an.

Bisher konnte in den steilen Hängen beiderseits der Dornaubergklamm keine Stelle gefunden werden, wo die Grenze und der Charakter des Kontakts der vulkanodetritischen Serie zu den Orthogneisen und Migmatiten des Ahorn- und Tuxer Kerns unmittelbar studierbar wären. Eine ausgeprägte Klammenbildung sowohl entlang der Nord- als auch der Südgrenze deutet jedoch auf eine tektonische Überprägung der Gesteinsgrenze hin.

Auf den s-Flächen der hellen Gneise finden sich oft recht gut ausgeprägte Lineationen. Sie pendeln um geringe Beträge um 250/05°. Dies entspricht recht genau sowohl den Lineationen im Porphyrgranitgneis als vor allem auch der Längsachse der Megastruktur „Ahornkern", sodaß mit Sicherheit von B-Achsen gesprochen werden kann. Auch anhand lokaler Aufschlüsse kann der Charakter der B-Achsen bestätigt werden: Nordöstlich der Talaste sind die hellen glimmerarmen Gneise mit gelegentlichen Einschaltungen von biotitreicheren Schiefergneisen großzügig verfaltet. Die Faltenachsen verlaufen wie die Lineationen WSW–ENE (genau: 065/0–05°).

Südlich der Penzingastenklamm bis in den Ortsbereich von Ginzling stehen schlierige bis grobschollige Migmatite an, deren dunkler Bestand sich vorwiegend aus Biotitgneis, in geringerem Maß auch aus Biotitamphibolit, ihr heller Anteil aus granitischem bis tonalitischem Material zusammensetzt.

Südlich von Ginzling schließen sowohl im Floitental als auch am Weg zur Gungglalm Muskowit- und Biotit-führende Schiefergneise und Migmatite an, mit gelegentlichen Einschaltungen von granitischen und granodioritischen Gneisen. Die B-Achsen verlaufen weiterhin WSW/W–ENE/E, oft mit geringem Einfallen gegen West. Südlich dieser Serie folgen im Bereich der Gaulspitze massive, helle, mittelkörnige, zweiglimmerige Granitgneise.

Unlängst deuteten Behrmann & Frisch (Jahrb. Geol. B.-A., **133**, 1990) aufgrund einiger Gefügeanalysen im Zemmgrund, am Pfitscher Joch und im Pfitschtal die Greiner Zone als sinistral versetzende Scherzone, welche angeblich nach einem „west directed nappe transport" geprägt worden sein sollte, ohne allerdings auf grundlegende Vorgängerarbeiten, die in krassem Widerspruch zu diesen Vorstellungen stehen, Bedacht zu nehmen (B. Sander!). Daher wurde auch heuer wieder bei den Begehungen in diesem Bereich auf feldgeologisch erfaßbare und für die Großtektonik relevante Gefügemerkmale besonders geachtet.

Die von Behrmann & Frisch als Schersinnanzeichen gedeuteten Lineationen erweisen sich im Felde eindeutig als B-Achsen im Sinne der klassischen Gefügekunde B. Sanders. Wo immer man Bezüge zu Faltenstrukturen sieht, sind die Faltenachsen konform zu den WSW–ENE-verlaufenden Lineationen. Ein ausgezeichnetes Beispiel hierfür ist der Amphibolit am Pfitscher Joch knapp östlich des Grenzsteins Nr. e 141 mit B- und Faltenachsen in Richtung 250/18–20°. Die Richtung fällt mit den X-Achsen von Behrmann & Frisch zusammen, die hier einen ihrer Analysenpunkte hatten. Im selben Amphibolitzug lassen sich etwas weiter talab, in Richtung Zamsertal, kleine quergreifende Pegmatoide finden. Sie sind wohl mitverschiefert, eine horizontale Zerscherung ist (zumindest mit freiem Auge) jedoch nicht erkennbar.

Vertikale Zerscherungen sind hingegen unweit des Pfitscher Jochs auf der südtiroler Seite zu beobachten. Entlang des Straßenabschnitts von der Zollwachhütte zum „Ösöge" stehen dunkle feinkörnige Biotitschiefer und grüngraue Gneise an, steil NNW-fallend bis saiger, mit recht konstant WSW–ENE-laufenden Lineationen (250/20–30°). Südwestlich des Pfitscher Joch-Hauses treten innerhalb dieser Gneise ausnahmsweise Verfaltungen auf, deren Achsen zwar nicht direkt einmeßbar sind, durch Konstruktion aus s-Flächennormalen sich jedoch mit etwa 260/±10° ermitteln lassen. Ungefähr 20 m die Straße abwärts ist an der Böschung innerhalb der steilstehenden, feinkörnigen, schiefrigen Gneise eine helle, etwas gröber körnige zerscherte ?Porphyroidlage aufgeschlossen. Der Schersinn ist hier deutlich erkennbar: Südliches gegen unten. Die Richtung des Schersinns ist also senkrecht auf die Lineationen und weist diese damit zum wiederholten Male als B-Achsen aus.

Die von Behrmann & Frisch als Scherrichtungsanzeiger gedeuteten WSW–ENE-Lineationen sind nicht auf die Greiner Zone beschränkt, sondern im gesamten Bereich des Tuxer Zentralgneiskernes, des Ahornkernes, ihrer paleozoischen Einschaltungen sowie ihrer mesozoischen Bedeckung ausgebildet. Vom Pfitscher Joch (Furtschagelschiefer, Agglomeratgneise, Amphibolite, Granitgneise) bis hinüber zum Astegger-Profil (Hochstegenkalk, Porphyrmaterialschiefer, Kalkphyllite etc.). Von den Gneisen und Schiefern des Zemmgrundes bis zu den mesozoischen Schichtfolgen des Tuxer- und Schmirntales. Und dort, im Tuxer Tal und im Schmirntal, stehen, wie schon B. Sander wiederholt dargetan hat, die gleichen Achsen mit einer ganzen Reihe von eindeutig nordvergenten Megastrukturen in Zusammenhang: den Strukturen vom Schmittenberg, vom Höllenstein, von der Rötschneide usw.

Einige weitere Details seien noch mitgeteilt, die bei der tektonischen Analyse der Greiner Zone bedacht werden müssen: während die nördlich an die Greiner Zone anschließenden Orthozentralgneise s-Flächen und B-Ach-

senlagen konform mit jenen der Greinerzone haben, gibt es im Südwesten der Greiner Zone – knapp außerhalb der Blattgrenze von ÖK 149 – eine bemerkenswerte tektonische Großstruktur. Im hinteren Schlegeistal steht in etwa 2220–2240 m SH – zum Teil bedeckt von der linken Seitenmoräne der ehemaligen Gletscherzunge – ein hellgrauer Kalk- und Dolomitmarmor (an, zusammen mit Prasinit. Er lagert offenbar den Gneisen und Metagraniten auf, die den in den letzten Jahrzehnten aper gewordenen Bereich der ehemaligen Gletscherzunge aufbauen. Gegen Westen und Nordwesten hin wird dieser Deckenscheider von Porphyrgranitgneis sowie tonalitisch-dioritischen Gneisen überlagert. Die s-Flächen, die zuerst ein steiles Westfallen zeigen, schwenken – talauswärts fortschreitend – bald in steiles Nordfallen bis schließlich – im nördlichen Teil der „Gewantler" – in steile bis saigere Stellung mit WSW-Streichen um. Die oft sehr deutlich ausgeprägten B-Achsen zeigen durchwegs steiles Westfallen (260/75° und ähnlich). Nach Luftbild und Schweizerhammer hält das steile Westfallen der Achsen bis in den Kammbereich des Hochstellergrates an, um dann jenseits der österreichischen Grenze erst rasch, dann allmählicher zu dem 21° WSW-Fallen abzuflachen, das laut BEHRMANN & FRISCH im Steinbruch von Stein im Pfitschtal herrscht.

Die Struktur im hinteren Schlegeistal liegt fast genau im Streichen zwischen den Analysenpunkten Stein und Berliner Hütte von BEHRMANN & FRISCH, wurde aber von den beiden Autoren bei ihren Interpretationen nicht berücksichtigt. Es zeigt aber gerade diese Struktur, daß die zur Debatte stehenden Lineationen keinem den Deckenbau durchsetzenden Schervorgang zugeordnet werden können, sondern den (nordvergenten) Deckenstrukturen räumlich folgen und mit ihnen kausal verbunden sind.

Blatt 150 Mayrhofen

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von MICHAEL MAHRLE & THOMAS STADLMANN
(Auswärtige Mitarbeiter)

Die in den vergangenen Jahren ausgeführte Aufnahmstätigkeit auf Blatt 150 wurde im Sommer 1991 mit ergänzenden Kartierungen im Stillupptal und Sundergrund fortgesetzt. Im Stilluptal wurde der Anschluß zwischen Stillupptalschluß und oberem Sundergrund hergestellt. Im Sundergrund wurde die Aufnahme weiter Richtung Hundskehlgrund fortgesetzt.

Stillupptal (M. MAHRLE)

Im Stillupptal wurde der Bereich zwischen Eurerköpfen – Hintere Stangenspitze und Roßwand–Roßwandkopf begangen, sowie das Gebiet zwischen Stillupp und Sundergrund (Wollbachspitze – Stangenjoch – Hintere Stangenspitze) ergänzend bearbeitet.

Der Gipfel der Wollbachspitze wird von den bis in früheren Aufnahmsberichten beschriebenen Metatonaliten/Metagranodioriten des Zillertaler Kernes aufgebaut, denen teilweise (N-Fuß Wollbachspitze) Biotit-Plagioklas-Gneisschollen eingelagert sind.

Entsprechend den Beobachtungen der Vorjahre schließt sich gegen Norden, im tektonisch höchsten Teil des Zillertaler Kernes, eine über 100 m mächtige Randzone an (siehe Aufnahmsbericht 1990). Im Stangenjoch tritt sie direkt am N-Fuß der Wollbachspitze (Kote 3152 m) auf und ist bis zum Gipfelaufbau (SSE-Seite) der Hintere Stangenspitze aufgeschlossen. Die Randzone verbindet mit einer Reihe von granitischen Intrusionskörpern den Zillertaler Kern mit den nördlich anschließenden Migmatiten. Die Südbegrenzung der Migmatitzone führt von P. 2532 unterhalb des östlichen Stilluppkees über die S-Wand der Hinteren Stangenspitze in den oberen Sundergrund.

Im südlichen Sonntagskar stehen die Gesteine der Migmatitzone an. Sie enthält Bänder-, Schlieren- und Schollenmigmatite. Im Bereich westlich der Vorderen Stangenspitze scheinen wieder gangförmige Leukogranite auf (siehe Aufnahmsbericht 1989, 1990).

Sundergrund (T. STADLMANN & M. MAHRLE)

Im Sundergrund konzentrierten sich die Aufnahmen auf den Bereich Roßkopf – Roßkar – Napfspitze bis ins Schönhüttenkar. Der Metagranodiorit/Metatonalit – Hauptintrusivkörper des Zillertaler Kerns – reicht in der Ostseite des obersten Sundergrundes mit seiner Nordgrenze bis in den Raum Mösla P. 2215 – Roßkopf-Nordflanke – Napfspitz-Nordflanke. Eine ausgeprägte Deformationszone verläuft innerhalb des Intrusivkörpers von knapp östlich der Vernässung am Mösla über den Rißkopf-Ostgrat in den Grateinschnitt ca. 150 m nördlich der Napfspitze. Im Südteil des Kares – bis auf Höhe P. 3103 m – treten die für die „Randzone" des Zillertaler Hauptkörpers charakteristischen sauren Intrusiva auf. Im Nordteil des Roßkars (zwischen Napfspitze und P. 3096) wurden durch den fast vollständigen Gletscherrückgang zahlreiche frische Aufschlußbereiche freigelegt. Der Nordteil des Kares wird von Migmatiten („Migmatitzone") gebildet.

Da Aufbau und Gesteine der aufgeführten tektonischen Einheiten über weite Strecken keine nennenswerten Variationen aufweisen, wird auf ausführlichere Beschreibungen in früheren Aufnahmsberichten (1989 und 1990) verwiesen.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Zentralgneisen auf Blatt 150 Zell/Ziller

Von ANDREAS SCHERMAIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Begangen wurden die südliche Talflanke des Oberen Zillergrundes, der Bodengrund und die westliche Talhälfte des Unteren Sundergrundes (vgl. AV Karte 1 : 25.000 Nr. 35/2). Dieses Gebiet erschließt einen Abschnitt des nördlichen Randbereichs des Tuxer Zentralgneisastes sowie dessen Grenzbereich zu den nördlich anschließenden Gesteinen der Schönachmulde und ist seit 1972 auch als Teil einer geologischen Karte von P. RAASE im Maßstab 1 : 25.000 erfaßt, die er im Rahmen seiner Dissertation (Universität Kiel) anfertigte (vgl. Aufnahmsberichte 1968 bis 1972, Verh. Geol. B.-A.). Hauptziel der jetzigen Kartierung war die Unterscheidung einzelner Zentralgneistypen und die Aufklärung ihrer relativen Intrusionsfolge. Die Gesteine der Schönachmulde wurden nicht näher untergliedert.

Im Bereich der Zentralgneise wurden folgende Gesteinseinheiten unterschieden:

- Mittelkörnige Tonalite (Tonalitgneise) mit Übergängen zu gröberkörnigen Granodioriten (Granodioritgneise) vom „Typus Venediger".
- Mittelkörnige Granodiorite und Granite (mittelkörnige Augengneise bis Zweiglimmergneise) vom „Typus Kainzenkar".
- Grobkörnige Granodiorite und Granite (grobkörnige Augengneise bis Zweiglimmergneise) vom „Typus Roßwandspitze".
- Kleinkörnige Granodiorite und Granite (kleinkörnige Augengneise) vom „Typus Popbergkar".
- Gangförmige fein- bis mittelkörnige Aplitgranite und Aplite.

Diese petrographische Gliederung entspricht im wesentlichen jener von RAASE (1972) und erwies sich auch für die jetzige Aufnahme als geeignete Grundlage. Ebenso konnten die meisten Grenzziehungen zwischen den einzelnen Gesteinseinheiten und viele Geländebeobachtungen von RAASE im Prinzip bestätigt werden, wenn sich auch durch den genaueren Maßstab bei der nunmehrigen Aufnahme (1 : 10.000) freilich da und dort Neuerungen ergaben und eine entsprechende Reambulierung der Gesteinsgrenzen erforderlich war.

Um vor allem die vielen granitisch-granodioritischen Varianten möglichst gut unterscheiden und definieren zu können, habe ich zusätzlich zu den allgemein petrographischen Gesteinsnamen von RAASE eine Reihe von Typusbezeichnungen eingeführt (siehe oben). Dies soll auch helfen, bei regionalen Vergleichen mit anderen granitoiden Gneisen des Tauernfensters die größeren Zusammenhänge oder Verwandtschaften aufzuzeigen und andererseits zu vermeiden, daß man z.B. heterogene Gesteinsvorkommen zusammenhängt, wenn sie z.B. nur lokal in der Korngröße oder in der Stärke der Deformation übereinstimmen.

Tonalite (Typus Venediger)

Im kartierten Abschnitt ist das Zentralgneisgebiet vorrangig aus einem etwa 4 km breiten Streifen von mittelkörnigen Metatonaliten bis Tonalitgneisen aufgebaut, welchen man auf dem obersten Abschnitt der Fahrstraße in den Zillergrund zwischen dem Gasthaus „In der Au" und dem Gasthaus „Bärenbad" quert, wobei man typisches Belegmaterial leicht erreichbar an Sturzblöcken und Straßenanschnitten studieren kann. Die Tonalite gehen nach Norden kontinuierlich in gröberkörnige Granodiorit(gneise) über. Diese Granodiorite entsprechen dem „porphyrischen Randbereich des nördlichen Tonalitzuges" bei RAASE (1972). Die schwarz-weiß gesprenkelten Tonalite (durchschnittlicher Modalbestand in Vol.-% – 52 % Plagioklas, 28 % Quarz, 4 % Kalifeldspat, 14 % Biotit, 2 % Rest) führen zahlreiche dunkle, meist entsprechend der alpidischen Deformation fischförmig ausgelängte dioritische Schollen (mafic enclaves, cognate enclaves; vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991, Jb. Geol. B.-A., **134**/3).

In besonders stark tektonisierten Bereichen kommt es durch entsprechende Deformation der schollenführenden Tonalite auch zur Ausbildung von streifigen Gneisen als extremes Umwandlungsprodukt (z.b. Oberer Bodengrund zwischen ca. 2000 und 2100 m Höhe). Die so entstandenen Gneise sind (dunkel)grau bis grünlich, teilweise amphibolitähnlich und dabei sehr hart, teilweise aber auch biotitschieferähnlich. Durch diese Kompetenzunterschiede und wegen der saigeren Lagerung kommt es in den entsprechenden Felswänden infolge der Verwitterung oft zu mächtigen mauerartig vorspringenden Platten. RAASE (1972) interpretierte solche Bereiche als Wechsellagerung von tonalitischen Gneisen und gestreckten (Riesen)-Schollen von Biotit-Amphiboliten. Nachdem die Gesteine aber ausschließlich in Scherzonen auftreten und von dort weg kontinuierliche Übergänge zu den anschließend weniger deformierten Tonaliten zeigen, möchte ich annehmen, daß hier primär weitgehend einheitliche Tonalite paketweise zu plattigen und streifigen Gneisen oder Schiefern umgearbeitet wurden. Dementsprechend sollte man die Bezeichnung Amphibolite vermeiden und die Gesteine eher als Tonalittektonite bezeichnen.

Bereichsweise ist der Tonalit samt Scholleneinschlüssen aber von der alpidischen Durchbewegung auch weitgehend verschont geblieben und erscheint sogar völlig massig, wie dies z.B. am Blockmaterial im Bachbett unmittelbar südwestlich des Wirtshauses „In der Au" beobachtet werden kann. Die Menge des dioritischen Materials überwiegt dort stellenweise bei weitem die des Tonalits, und die Dioritschollen erreichen z.T. mehrere Meter Größe. Die nieren-, lappen- und ballenförmigen Kontakterscheinungen der dioritischen Schollen zum helleren Wirtsgestein (Hinweis G. FRASL) gelten als typische Anzeiger für magma-mingling Prozesse (vgl. z.B. EBERZ & NICHOLLS, 1988, Geol. Rdsch., **77**), wie sie besonders bei kalkalkalischen I-Typ Plutonen häufig auftreten.

Die Tonalite im Bereich Oberer Zillergrund – Unterer Sundergrund wurden bisher vielfach als ein Teilstück eines viel größeren Tonalitzuges angesehen, der vom Wildgerlostal im Osten durchgehend über etwa 40 km mindestens bis zum Breitlahner im Schlegeistal im Westen reichen soll (vgl. KARL, 1962, Verh. Geol. B.-A.; MORTEANI, 1971, Verh. Geol. B.-A.). Wie die Kartierung gezeigt hat, keilt der Tonalit jedoch im Bereich des Sundergrundes unter dem Kainzenkar und dem Grundschartner nach Westen zu aus (vgl. auch bei RAASE, 1969, 1972; nicht aber bei MORTEANI, 1971). Auch in den nahen Karen des gleich westlich anschließenden Stillupptales konnte der Tonalit bei einer Übersichtsbegehung nicht mehr aufgefunden werden. Erst tiefer unten im Tal (beim Stillupphaus) steht wieder der typische Tonalit an. Bloß die grobkörnige granodioritische Randfazies setzt sich im Gratbereich zum Stillupptal zwischen dem Mugler und dem Wilhelmer in ihrem Streichen kontinuierlich nach Westen fort.

Abgesehen von diesem geschlossenen Verbreitungsgebiet tritt der Tonalit im Bereich des Tuxer Zentralgneisastes auch mehrmals in kleineren isolierten Körpern innerhalb der granodioritisch-granitischen Zentralgneise auf, z.B. auch unmittelbar SW der Kainzenalm. Eine Fortsetzung dieses kleinen Tonalitkörpers nach Westen ins Stillupptal (vgl. MORTEANI, 1971) konnte nicht bestätigt werden, vielmehr keilt die dortige Tonalitlinse nach Westen und Osten zu rasch aus (vgl. RAASE, 1969, A 52).

Jedoch konnte dafür im Bereich der östlichen Talflanke des Stillupptals bei einer gemeinsamen Begehung mit A. SCHINDLMAYR und W. ARMING gleich N des Samerkarjöchls (W der Roßwandspitze) ein neues Tonalitvorkommen noch unbekannter Ausdehnung entdeckt werden.

Insgesamt weisen die Tonalitvorkommen des Tuxer Kerns in ihrer ganzen Charakteristik derartig weitgehende Übereinstimmungen mit dem typischen Tonalit des Zillertal-Venedigerkerns auf, daß sie genetisch ohne Bedenken demselben zugeordnet werden können, wie dies schon MORTEANI (1971) und RAASE (1972) aufgrund der modalen Übereinstimmung der Tonalite vorgeschlagen haben.

Meine eigenen geologischen, petrographischen, geochemischen und zirkontypologischen Daten bestätigen eine solche Zusammengehörigkeit ohne Abstrich.

Die granodioritische Randfazies des Tonalitstreifens ist gröberkörnig und beinhaltet tw. cm-große, oft verzwillingte Kalifeldspateinsprenglinge, welche dem Granodiorit oft ein gesprenkeltes, porphyrisches Aussehen bzw. in deformiertem Zustand ein „augengneisartiges" Gepräge verleihen können. Der völlig kontinuierliche Übergang vom Tonalit zum Rand-Granodiorit gleicht der Situation im Zillertaler Hauptkamm, wo die hornblendeführenden Metatonalite bereichsweise ebenfalls gegen den Plutonrand zu kontinuierlich in „augengneisartige" porphyrische Biotit-Granodiorite übergehen (gut zu sehen z.B. in den Felsen und im Blockwerk gleich südwestlich des Stilluppkeeses; vgl. auch SCHINDLMAYR & ARMING, 1991).

Die Rand-Granodiorite führen seltener dunkle Schollen als der Tonalit. Analysenfrisches Material kann am leichtesten an teilweise hausgroßen Blöcken beiderseits des Fahrweges gleich NW der Sonnseitigalpe (gegenüber der Fahrstraße in den Zillergrund, SE Häusling) studiert werden.

Mittelkörniger Granit/Granodiorit vom Typus Kainzenkar

Unmittelbar nördlich und südlich des Grundschartners treten hauptsächlich große Massen von homogenen, leukokraten mittelkörnigen Granodioriten und Graniten auf (sie entsprechen den mittelkörnig bis körnelig-augigen Meta-Graniten bis Granodioriten bei RAASE (1972) oder der Meta-Granit-Serie A6 bei MORTEANI (1971). Da dieser Zentralgneistyp in seiner typischen Variationsbreite am besten im Bereich des Kainzenkares aufgeschlossen ist (vgl. RAASE, 1972, S. 26) möchte ich ihn mit dem Namen „Typus Kainzenkar" (nov. nom.) belegen.

Selbst die granodioritischen Varianten vom Typus Kainzenkar führen im allgemeinen mehr Kalifeldspat und Quarz, aber weniger Biotit als die Rand-Granodiorite des Tonalits. Dunkle Scholleneinschlüsse kommen noch viel seltener vor. Je nach Deformationsgrad besitzen diese granodioritischen bis granitischen Zentralgneise ein recht unterschiedliches Aussehen. Neben völlig massigen, regellos körnigen Typen kommen alle Übergänge zu mittelkörnigen Augengneisen und Zweiglimmergneisen vor. Bereichsweise (z.B. Nordwestwand des Mullner) sind auch graduelle Übergänge in grobkörnige Augengneise festzustellen, wie sie auch weiter südlich im Bereich des Hasenkars und der Roßwandspitze (s. u.) auftreten. Im Bereich von Zerrklüften der mittelkörnigen Gneisvarianten tritt verbreitet rauchiger Gangquarz auf.

In massigeren Partien sind z.T. Intrusionskontakte zu Metatonaliten erhalten. Die mittelkörnigen Granodiorite und Granite vom Typus Kainzenkar erweisen sich dabei immer als jünger, da sie von den Tonaliten Schollen übernehmen (vgl. auch RAASE, 1972, S 26), die allerdings meist unscharf begrenzt sind, sodaß teilweise nur mehr schlierige Tonalitfetzen vorliegen. Schöne derartige Kontakte konnten im Bachschutt bei der Künighütte im Unteren Sundergrund, im Bereich des Hasenkarkopfes (2753 m) WSW der Kainzenalm, im Grenzbereich der Tonalite zu den Granodioriten NW des Mullner und im Bereich des Oberen Rachkars beobachtet werden.

Die unregelmäßig verlaufende Grenzlinie der mittelkörnigen Augengneise vom Typus Kainzenkar zum Tonalit im Bereich des Rachkares deutet offensichtlich den ehemaligen Intrusionsrand der Granodiorite an. Dementsprechend sind dort auch weiter im Osten innerhalb der Tonalite noch kleinere, meist schwer abgrenzbare Aufbrüche und Apophysen von Kainzenkargneis auffindbar. Der südliche Ast der Gneise vom Typus Kainzenkar setzt sich weiter nach Osten in den Hundskehlgrund fort, wo RAITH (1971, Verh. Geol. B.-A.) diese granitoiden Gneise als Muskovit-Epidot-Biotit-Gneise kartierte. Noch weiter im Osten mündet der Kainzenkargneis schließlich im bis dato noch nicht näher untergliederten Komplex der „Augen- und Flasergneise" sensu F. KARL & O. SCHMIDEGG (vgl. Geologische Spezialkarte 1 : 50.000, Blatt 151 Krimml).

Grobkörniger Granit/Granodiorit vom Typus Roßwandspitze

An seiner Südbegrenzung geht der Kainzenkargneis völlig kontinuierlich in grobkörnige Augengneise über (Helle Augen- und Flasergranitgneise bei RAASE, 1972, Homogene Augen- und Flasergneis-Serie A4 bei MORTEANI, 1971). Dieser Übergang ist besonders gut an Gletscherschliffplatten ganz im Süden des Kainzenkarkeeses zu studieren. Der Gipfelaufbau der Roßwandspitze erschließt die groben Augengneise in ihrer typischen Ausbildung (vgl. nov. nom.). Die leukokraten, groben Augengneise entsprechen im Bereich des kartierten Gebietes am besten der klassischen Definition der „Augen- und Flasergneise" (vgl. KARL, 1959, Jb. Geol. B.-A., **102**, S. 10ff./S. 82 ff.). Sie entsprechen auch ganz den Augen- und Flasergneisen beim Grünen Wand Haus im Stillupptal (vgl. MORTEANI, 1966, Verh. Geol. B.-A.).

Obwohl bei diesem groben Zentralgneistyp gegenüber dem Tonalit bislang keine Intrusionskontakte gefunden wurden, ist aufgrund der vorhandenen kontinuierlichen Übergänge zum Kainzenkargneis zu schließen, daß diese groben Augengneise ebenfalls jünger sind als die Tonalite (vgl. RAASE, 1972).

Granit/Granodiorit vom Typus Popbergkar

Ganz am Nordrand des Tuxer Zentralgneisastes tritt schließlich ein etwa 1 km breiter Streifen von hellen kleinkörnigen Granodiorit- und Granitgneisen (kleinkörnige Meta-Granite-Granodiorite bei RAASE, 1972, kleinkörnige helle Granit-Granodioritgneis-Serie A7 bei MORTEANI, 1971) auf. In ihrer gesamten Variationsbreite sind diese kleinkörnigen Granodiorite am besten im Popbergkar (Stillupptal), das gleich westlich des heurigen Kartierungsgebietes liegt, aufgeschlossen. Es wird deshalb vorgeschlagen, sie unter dem Namen „Typus Popbergkar" (nov. nom.) zu führen.

Ein verbreitetes Charakteristikum dieses Zentralgneistyps sind cm- bis dm-große rundliche bis langgestreckte Einschlüsse von hellglimmerreichen Flecken und Butzen, welche teilweise von einem schmalen hellen Randsaum umgeben sind. Auch glimmerreiche Schlieren sind häufig zu beobachten. In stärker deformierten Bereichen sind die Gneise von zahlreichen glimmerreichen Scherzonen durchzogen. Viel häufiger als in den anderen Zentralgneistypen treten überdies cm- bis dm-mächtige Pegmatite auf, die ungewöhnlich oft rauchigen Quarz führen.

Im Bereich des Zillergrunds sind diese hellen, kleinkörnigen Granodiorite am besten W der Lokalität „Schneiderställe" zugänglich (steinbruchartiger Abbau von Bergsturzmaterial).

Gangförmige Intrusionen der kleinkörnigen Granodiorite/Granite in die südlich anschließenden Rand-Granodiorite des Tonalits belegen, daß dieser Zentralgneistyp jünger ist als der Tonalit. Dies widerspricht der Annahme von RAASE (1972, S. 28), wonach die kleinkörnigen granodiori-

tischen und granitischen Zentralgneise älter als die Tonalite wären.

Die kleinkörnigen Granodiorite und Granite wurden geochemisch jüngst als S-Typ-Granite klassifiziert und aufgrund zirkontypologischer Untersuchungen mit dem Zentralgneis des Granatspitzkerns im mittleren Tauernfenster parallelisiert (vgl. WINKLER et al., 1990). Aufgrund der eigenen Untersuchungen kann ich aber sagen, daß sich besonders die Geochemie des Popbergkargneises deutlich von der des Granatspitzkerns unterscheidet. Während der Granatspitzkern aufgrund seiner hohen molaren $Al_2O_3/CaO + Na_2O + K_2O$-Verhältnisse sowie seiner Spurenelementchemie als S-Typ-Granit zu klassifizieren ist (vgl. FINGER & STEYRER, 1988, Geodinamica Acta, **2**/2), weist die Spurenelementchemie (niedrige Gehalte an Rb, erhöhte Gehalte an Sr und Ba) den Zentralgneis vom Typus Popbergkar eher als I-Typ-Granit aus.

Nach MORTEANI (1971) keilen die kleinkörnigen Granodiorite und Granite im Bereich des Zemmgrundes nach Westen zu aus. Den Beschreibungen von FRANZ et al. (1986, TMPM, **35**) zufolge, dürfte ein vergleichbarer Zentralgneistyp aber weiter im Westen im Bereich des Tuxer Hauptkamms beim Schrammacher S des Olperers wieder zu Tage treten. Die ebenfalls dort auftretenden cm-großen Hellglimmerbutzen werden allerdings von FRANZ et al. (1986) als Pseudomorphosen nach Cordierit interpretiert, wobei in der betreffenden Paragenese auch Beryll als alpidische Mineralneubildung vorkommen kann.

Fein- bis mittelkörnige Aplitgranite

Im Bereich aller beschriebenen Zentralgneistypen treten immer wieder diskordante fein- bis mittelkörnige (aplit)granitische Intrusionen recht unterschiedlicher Charakteristik auf. Inwieweit manche dieser gangförmigen leukokraten Intrusiva tatsächlich mit dem besonders im östlichen Teil des Tuxer Kerns verbreitet auftretenden Aplitgranit vom „Typus Reichenspitz" zu vergleichen sind (vgl. KARL, 1961, SCHMIDEGG, 1961; MORTEANI, 1971; RAITH, 1971, RAASE 1972, alle Verh. Geol. B.-A.), ist auf makroskopischer Basis, also für den kartierenden Geologen, nicht zu entscheiden. Die Zuordnung der allerjüngsten leukokraten granitoiden Intrusionen innerhalb der Zentralgneise wäre – wenn überhaupt – am ehesten mit Hilfe geochemischer und/oder zirkontypologischer Kriterien möglich (vgl. SCHERMAIER, 1992, Diss. Salzburg).

Tektonik

Die Schieferungsflächen der verschiedenen Gesteinseinheiten im kartierten Bereich sind meist nahezu saiger gelagert und streichen einheitlich WSW–ENE. Die Streckungslineare tauchen generell mit 20 bis 30° flach nach WSW ab. Nur im Grenzbereich zur Schönachmulde (Lahnkar, Bodengrund) pendeln die Achsen stellenweise um die Horizontale. An den Grenzen der einzelnen Zentralgneistypen treten bevorzugt ausgeprägte Scherzonen auf, die teilweise weit über 100 Meter mächtig sind (z.B. im Bereich der Kamper im Bodengrund NE des Wilhelmer).

Auch die Grenze der Tuxer Zentralgneismasse zu den Gesteinen der Schönachmulde (vgl. KUPKA, 1953; RAASE, 1972; THIELE, 1974) ist durch eine mehrere 10er Meter mächtige, praktisch saigere Scherzone charakterisiert. Im nördlichen Lahnkar (W Bodengrund) wird diese Grenzzone durch einen mehrere Meter mächtigen weißen, weithin sichtbaren „Quarzit"härtling (ähnlich manchen „Pfahlquarz"vorkommen im Bayrischen Wald) markiert. Im Randbereich zu den Gesteinen der Schönachmulde ist der Zentralgneis stark zerschert, wobei die Aplite straff eingeschlichtet sind. Die Grenze zwischen den hellen, härteren Zentralgneisen und den dunkleren, oft in rotbraun-gelben Farben verwitternden und im allgemeinen weicheren Gesteinen der Schönachmulde ist im Gelände meist schon von der Ferne deutlich erkennbar. Während im Bereich der Schönachmulde im Westen (Trenkner) vor allem verschiedene z.T. granatführende Glimmerschiefer dominieren, treten gegen Osten hin vermehrt saure tuffitische Gneise in Form von grünlich-weißen Muskovitquarziten, Serizit- und Quarzphylliten auf (gut aufgeschlossen z.B. in der Blirschenklamm, oberhalb der Straße 1,5 km SE Häusling).

Zur regionalen Intrusionsfolge der Zentralgneise

Zunächst ist festzuhalten, daß sich im hiesigen Aufnahmsgebiet die hellen Granodiorite und Granite allesamt als jünger erwiesen haben als die Tonalite und deren cogenetische granodioritische Randfazies. Demnach kann die immer wieder vertretene Auffassung nicht bestätigt werden, wonach die sogenannten „Augen- und Flasergneise" (KARL, 1959) – also die Hauptmasse der hellen Anteile des Tuxer Zentralgneiskerns – älter wären als die Tonalite (KARL, 1959, 1960, Geol. Rundschau, **50**, 1966, TMPM, **11**; SCHMIDEGG, 1961, Verh. Geol. B.-A.).

Die mir vorliegenden geochemischen und zirkontypologischen Daten sprechen vielmehr dafür, daß die meisten dieser hellen Gneise des Tuxer Zentralgneisastes lediglich höher differenzierte Glieder der tonalitisch-granodioritischen Zillertal-Venediger Zentralgneisgruppe sind, also auf eine höher evolvierte kalkalkalische I-Typ-Granitoid-Reihe zurückgehen.

Obwohl sich die Bezeichnung „Augen- und Flasergneise" (KARL, 1959) zwar seit langem in der Fachliteratur etabliert hat, erweist sich dieser Sammelbegriff im Hinblick auf eine moderne magmengenetische Gliederung der Zentralgneise als unzureichend und sollte deshalb nicht mehr verwendet werden. Denn, wie eine Reihe von Arbeiten gezeigt hat (z.B. MORTEANI, 1971; RAASE, 1972; WINKLER et al., 1990, Vortragskurzfassung TSK III; FINGER et al., 1992, in: Pre-mesozoic Geology in the Alps, Springer Verlag), umfassen die „Augen- und Flasergneise" des westlichen Tauernfensters ein breites Spektrum verschiedener leukokrater Zentralgneistypen mit unterschiedlicher textureller, modaler, geochemischer und zirkontypologischer Charakteristik, die auf mehrere genetisch unterschiedliche Granitgenerationen zurückzuführen sind.

Der kleinkörnige Augengneis vom Typus Popbergkar ist aufgrund seiner Geochemie ebenfalls als höher fraktionierter kalkalkalischer I-Typ zu klassifizieren. Ebenso spricht das relativ jüngere Intrusionsalter gegenüber dem Tonalit sowie der weitaus überwiegende granodioritische Anteil dafür, diesen Zentralgneistyp der tonalitisch-granodioritischen Intrusionssequenz im Tauernbereich (vgl. FINGER et al., 1992) zuzuordnen. Er ist somit auch jünger als die Gruppe der kalibetonten oft biotitreichen monzonitisch-granitischen Zentralgneise, die sich (wie z.B. der Hochweißenfeldgneis beim Ostende des Venedigertonalits) ganz am Anfang der Zentralgneisentwicklung schon vor der Intrusion der tonalitisch-granodioritischen Magmen vermutlich im Zuge einer weiträumigen Krustenanatexis gebildet haben (SCHERMAIER, 1991, Jb. Geol. B.-A., **134**/2; FINGER et al., 1992). Dazu paßt auch die Beobachtung, daß die kleinkörnigen Granodiorite und Granite im Bereich des Popbergkares (Stillupptal) des öfteren einen älteren biotitreichen Zentralgneistyp mit cm-großen idiomorphen Kalifeldspateinpsrenglingen diskordant intru-

dieren (z.B. Blockwerk W Popbergspitze in 2400 m Höhe).

Abgesehen von diesem eher isolierten Vorkommen konnten aber Vertreter jener älteren Zentralgneisgruppe, die in Form grober biotitreicher Augengneise auch ganz im Westen des Tuxer Kerns weite Verbreitung besitzt, im Aufnahmsgebiet nicht festgestellt werden.

Neben den genannten höher fraktionierten I-Typ-Granitoiden gibt es da aber noch eine jüngere Generation von sehr hellen Graniten mit eigenständiger Magmenabkunft (A-Typ-Granite, FINGER et al., 1992). Zu dieser Gruppe sind vermutlich die Granite des Typs Reichenspitz (KARL, 1961) zu zählen, die im Bereich des östlichen Tuxer Kerns immer wieder Erwähnung finden (vgl. MORTEANI, 1971; RAITH, 1971; RAASE, 1972). Im hiesigen Aufnahmsgebiet kommt diesen „A-Graniten" allerdings keine besondere Bedeutung zu, lediglich einige der gangförmigen Aplit-(granit)e (s.o.) könnten hier einzureihen sein.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen (strukturgeologische Untersuchungen) auf Blatt 150 Mayrhofen

Von HANS PETER STEYRER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmsarbeiten umfaßten strukturgeologische Detailstudien und waren einerseits auf Grenzbereiche zwischen den großen Orthogneiskörpern in der Südhälfte des Kartenblattes (südlicher Grenzbereich der Schönachmulde zu Metatonaliten bis Tonalitgneisen sowie Augen- und Flasergneisen des Tuxer Massivs) gerichtet, andererseits auch auf Spuren von Deformationen im Inneren der Gneiskörper.

Ziel der Untersuchungen war, in einigen Aspekten die Geometrie der Verformung der Orthogneiskörper und ihrer Grenzen zu erfassen.

Wenn auch km-große Anteile in den Gesteinskörpern auftreten, die kaum oder wenig Spuren von Beanspruchung zeigen, so ist doch die (alpine, s.u.) Deformation grundsätzlich penetrativ und sowohl die Orthogneise als auch die zahlreichen Gänge zeigen fast durchwegs eine Regelung, also Schieferung sowie Auslängung von Mineralen und Mineralaggregaten.

Deformation der Tonalite im Bereich oberer Zillergrund – Unterer Sundergrund (Rachkar – Gaulkar – Aukar)

Die Tonalite sind Teil eines durchschnittlich 2 km mächtigen Körpers (vergl. Aufnahmsbericht SCHERMAIER), der etwa in der Blattmitte von WSW Richtung ENE streicht. Die Schieferung in den Metatonaliten fällt im Bereich zwischen Rachkar, Gaulkar und Aukar steil nach S bis SSE ein, Streckungslineare auf den s-Flächen tauchen flach nach W bis WSW ab. Insbesondere auf Gletscherschliffen im Talboden des hinteren Zillertales und in den Karen sind somit ideale Voraussetzungen für kinematische Studien gegeben, da einerseits die Aufschlüsse kontinuierliche Beobachtungen zulassen und die (sub)horizontalen Anschnitte einen xz-Schnitt der finiten Deformation darstellen, in dem insbesondere allfällige Scherbewegungen beobachtet und interpretiert werden können.

In den Metatonaliten ist die Deformation in Bereichen duktiler Verformung konzentriert. Diese Scherzonen sind überwiegend parallel zu den lithologischen Grenzen, d.h. sie streichen WSW–ENE. Sie sind oft nur geringmächtig (dm- bis m-Bereich), können aber auch bis zu 200 m mächtige, oft einige km verfolgbare und kartierbare Zonen intensiver Verformung sein, verursacht durch duktiles Verhalten der Gesteine innerhalb der Scherzone, während außerhalb derselben die Gesteine wenig Spuren von Beanspruchung zeigen. Infolge des hohen Anteils oblater Deformation lassen sich Scherkriterien nicht immer mit Sicherheit anwenden, doch ist für die im westlichen Tauernfenster weitverbreitete WSW–ENE-streichende Schar von Scherzonen meist sinistraler Versatz beobachtet worden. Eine dieser mächtigen Scherzonen ist auch im Untersuchungsgebiet aufgeschlossen und streicht vom Rachkar Richtung ENE in das Aukar.

Quer über die zahlreichen kleineren, ebenfalls um WSW–ENE-Streichrichtungen pendelnden duktilen Scherzonen ist der Bewegungsverlauf kontinuierlich zu verfolgen und ergibt überraschend oft dextralen Schersinn. An manchen Stellen gehen die Scherzonen in Störungen über, aber diese haben meist mineralogische und strukturelle Eigenschaften, die auf eine spätere und niedriger temperierte Bildung gegenüber der Hauptformung der Scherzonen schließen lassen.

Für den Tonalit(gneis) sind weiters die zahlreichen dunklen Dioritschollen von dm- bis m-Größe charakteristisch. Die Kontakte zwischen Tonalit und den eingeschlossenen Dioritschollen sind scharf, aber die Schollen sind in verschiedenem Ausmaß duktil deformiert. Die Deformation ist überwiegend oblat, teilweise prolat mit etwa WSW–ENE-gerichteter (sub)horizontaler x-Achse.

Während der Intrusion von Aplitgranit- und vereinzelten Pegmatitgängen verhielt sich der Tonalit bereits spröd, wie aus den meist scharfen und gut zusammenpassenden Gangbegrenzungen abzuleiten ist. Die Schwächezonen, Scherflächen und Kluftsysteme, die schon bei der Intrusion der Gänge benützt worden waren, wurden auch bei späteren Scherbewegungen bevorzugt, und das führt mit auffälliger Regelmäßigkeit zu Bewegungen (sub)parallel zu den mehr oder weniger gut eingeschlichteten Gängen. Die Bewegungen beginnen im duktilen Bereich – abzuleiten aus dem sigmoidalen Einbiegen von s-Flächen – und sie halten teilweise bis in den spröd-duktilen Bereich an, wie an en-echelon Quarzadern zu erkennen ist, die ebenso wie die duktile Deformation wieder überwiegend dextralen Blattverschiebungen zuzuordnen sind. Wesentliches Argument für alpines Alter der regionalen Hauptdeformation ist die steilstehende, etwa WSW–ENE-streichende Schieferung, die z.B. in den Greinerschiefern die reliktischen, prä-alpinen Gefüge überprägt (BEHRMANN & FRISCH, 1990) und die auch noch die jüngsten aplitischen und pegmatitischen Gänge erfaßt und sich bis ins Mesozoikum der jüngeren Schieferhülle im nördlichen Blattbereich weitgehend lagekonstant verfolgen läßt.

Deformation im Grenzbereich Schönachmulde – Tuxer Zentralgneiskern

Die Gesteine der Schönachmulde sind im Zillertal (N der Blirschenklamm) helle, quarzreiche, lagige Feinkorn-Orthogneise (vereinzelt mit dunkleren Schöllchen im cm-Bereich), deren Ausgangsmaterial nach Vergleichen mit entsprechenden Gesteinen der Habachformation am ehesten rhyolitische Tuffe mit etwas basischeren vulkanoklastischen Einstreuungen gewesen sind. Die steilstehende Schieferung der Gesteine streicht um E–W, auf den s-Flächen ist eine flach W-tauchende Lineation (Muscovit, Biotit, Chlorit) ausgebildet.

Die Gneisedukte wurden häufig von geringmächtigen Aplitgranitgängen durchschlagen. Bei den späteren De-

formationen wurden diese Gänge oft durch s-Flächenparallele Scherbewegungen samt der granitoiden Matrix mitverbogen und infolge des Kompetenzkontrastes zwischen den Gängen und der Matrix können nun verschiedene Situationen unterschieden werden, die eine zuverlässige kinematische Interpretation erlauben: die verschieden orientierten Aplitgänge erscheinen kompetenter als die umgebenden Granodiorite und Tonalite und wurden unter dem Einfluß finiter Elongation boudiniert, unter Verkürzung wurden sie zu Falten deformiert. Die Ausbildung von Boudins oder Falten hängt mit der ursprünglichen Raumlage der Gänge im Verhältnis zu den Scherzonen und mit dem Bewegungssinn in der Scherzone zusammen. In bestimmten Richtungen wurden die Gänge durch die Scherung zunehmend boudiniert, während dieselbe Scherzone anders orientierte Gänge verkürzt und verfaltet. In den beobachteten Fällen ergab eine kinematische Analyse dieses Deformationsereignisses wieder überwiegend dextrale Blattverschiebungen mit dm- bis mehrere 10er-m-Versetzungsbeträgen an steilstehenden WSW–ENE- bis E–W-streichenden Scherflächen. Dieses ältere duktile Deformationsgefüge wird stellenweise überprägt von Knickfalten mit fast seigeren Achsen und NW–SE-streichenden Achsenebenen. Der Versatz durch dieses jüngere Deformationsereignis ist sinistral.

Das allerjüngste Deformationsereignis ist aber sowohl in den Gesteinen der Schönachmulde als auch im Tuxer Zentralgneiskern eine etwa E–W-gerichtete Dehnung, bei der sich die Gesteine durchwegs spröd verhielten und die zur Ausbildung von steilstehenden Quarz-gefüllten Klüften führte, deren Streichrichtungen um N–S pendeln. Ein geringfügiger (sinistraler) Horizontalversatz parallel zum Streichen der Kluftwände wird vereinzelt durch Schrägstellung der synkinematisch gewachsenen Quarzstengel dokumentiert.

Diskussion

Dextrale Bewegungen an Scherzonen sind schon bisher vereinzelt im westlichen Tauernfenster beobachtet worden, und wurden einerseits als konjugierte und damit zeitgleiche Scherzonen mit den wesentlich bedeutenderen sinistralen Bewegungen entlang der Haupterstreckungsrichtungen der großen Gneiskörper im westlichen Tauernfenster interpretiert (LAMMERER, 1988), und zwar in Zusammenhang mit großräumigen transpressiven Bewegungen zwischen der adriatisch-apulischen und der europäischen Platte während der alpidischen Gebirgsbildung. Andererseits wurden die dextralen Bewegungen auch als untergeordnet und jünger als die sinistralen Hauptverschiebungen eingestuft (BEHRMANN & FRISCH, 1990).

Im Bearbeitungsgebiet läßt sich jedenfalls aus der Überprägung der jeweiligen Deformationsgefüge eine klare Altersabfolge von den regionalgeologisch viel bedeutenderen, d.h. die Formen der Gneiskörper bestimmenden älteren duktilen (sinistralen und dextralen, s.o.) Bewegungen gegenüber den jüngeren, sinistralen Bewegungen ableiten, die jedoch nur mehr geringen Horizontalversatz aufweisen und bis in den Sprödbereich anhalten.

In weiteren Untersuchungen soll einerseits prä-alpinen Gefügen nachgegangen werden, die am ehesten im Inneren der alpidisch schwach deformierten Körper zwischen den Scherzonen erhalten geblieben sind. Andererseits soll der Zusammenhang der beschriebenen alpinen dextralen duktilen Bewegungen mit den bekannten großräumigen sinistralen Blattverschiebungen (LAMMERER, 1988; NEUBAUER, 1988; BEHRMANN & FRISCH, 1990), sowie die Frage nach regionaler Überprägung der duktilen Ereignisse durch (sinistrale) Bewegungen im Sprödbereich weiter bearbeitet werden.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 150 Mayrhofen

Von OTTO THIELE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden weitere Revisionen und ergänzende Kartierungen auf dem Nordteil des Kartenblattes durchgeführt, vor allem in den Zentralgneisbereichen des Stilluptals und des oberen Zillertals.

Im Stilluptal reicht der Porphyrgranitgneis des Ahornkerns auf der westlichen Talseite bis (inklusive) Pöltenklamm und Dristeneck, auf der östlichen bis zu den Felsen nördlich des Draxlahners (Ortsnamen nach AV-Karte 1 : 25.000, Blatt Zillertal Mitte). Südlich davon folgen helle, meist feinkörnige, quarzreiche, mehr Muskowit- als Biotit-führende, mitunter feinbänderige Gneise, die als Fortsetzung der Schönachmulde aufgefaßt werden können. Selten sind auch Biotitgneise bis Biotitschiefer anzutreffen (NE Draxlahner). Die Grenze der Gneise der Schönachmulde zum Orthozentralgneis im Norden sowie auch zu den im Süden anschließenden Migmatiten scheint tektonisch überprägt zu sein, da sie von kleinen Klammen oder Rinnen nachgezeichnet wird. Die Rinne vom Dristeneck in Richtung Pöltner bildet die Nordgrenze, die Klamm von der Ligeedelscharte entlang der Scheißwand (sie heißt wirklich so!) zum Ebenlahner die Südgrenze der Schönachmulde. Im Bereich der Stauseemauer stehen bereits auf beiden Talseiten Migmatite, von Metagraniten durchsetzt, an.

Die B-Achsen in den Gneisen der Schönachmulde verlaufen generell in WSW–ENE-Richtung, pendelnd um die Horizontale. Das entspricht auch denen im nördlich anschließenden Orthogneis sowie der Längserstreckung der beiden Megastrukturen „Ahornkern“ und „Schönachmulde“. Bei den Flächengefügen herrscht steiles NNW-Fallen.

Blatt 157 Tamsweg

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Quertal der Mur auf Blatt 157 Tamsweg

Von CHRISTOF EXNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde der auffallende 5,5 km lange, N–S-verlaufende Teilbereich des Murtales zwischen Tamsweg und Madling mitsamt dem angrenzenden Gebirge im W (Leonhardsberg, Maißlhöhe, Hochkopf, Saudorf) und E (Lasaberg bis Grenze des Kartenblattes) kartiert. Dabei stellte sich heraus, daß dieses den Geomorphologen rätselhafte Durchbruchstal (alpines Quertal), welches bei Tamsweg mit rechtem Winkel die annähernd W–E-verlaufende Norische Senke (Lungauer Becken – Seetal – Oberwölz) verläßt, ganz einfach der kristallingeologischen Querstruktur S Tamsweg folgt.

Der Fluß Mur verließ also die Jungtertiärsenke (norische Längstalfurche der Alpen) an der markanten N–S-streichenden Grundgebirgsstruktur (Bundschuhgneis und Ramingsteiner Granatglimmerschiefer), somit subsequent bezüglich des kristallinen Untergrundes. Der Flußdurchbruch erfolgte nach Ablagerung der Miozänsedimente des Lungauer Beckens und jedenfalls vor Ende des Pleistozäns, da im Talabschnitt S Tamsweg keine Miozänsedimente, dafür aber reichlich hocheiszeitliche Grundmoräne (vorläufig innerhalb des Pleistozäns nicht exakt einstufbar) vorhanden sind. Es wurde im Zuge der Kartierung eine gewaltige Hangrutschmasse am orographisch linken Murufer aufgefunden, die von Moräne größtenteils bedeckt ist und wahrscheinlich ein interglaziales Alter besitzt, jedoch auch noch rezent weiter rutscht.

Das Gebirge W des Mur-Durchbruchtales besteht aus prächtig aufgeschlossenem Bundschuh-Biotit-Plagioklasgneis (Felskamm des Leonhardsberges und Güterwege), der regelmäßig N–S bis NNE streicht und im allgemeinen mittelsteil nach W fällt. Ihm ist ein neu aufgefundener, 5 km langer und 80 m mächtiger Granatglimmerschieferzug konform zwischengelagert, den ich nach den kontinuierlichen Aufschlüssen in der E-Flanke der Maißlhöhe als Maißl-Granatglimmerschieferzug benennen möchte. Er streicht vom Kamm des Leonhardsberges in SH 1520 m zur genannten E-Flanke der Maißlhöhe (SH 1620 bis 1650 m) und zu deren S-Flanke (700 m E Baierhütte). Zwischen Moräne und Gehängeschutt findet man ihn wieder 600 m SSE P. 1686 aufgeschlossen. Dann bildet er Felswände am Güterweg SW Saudorf in SH 1310 bis 1230 m, wo er unter Gehängeschutt und Alluvium des Thomatales verschwindet. Seine S-Fortsetzung bildet anscheinend der im Vorjahr beschriebene, jedoch E-fallende Granatglimmerschieferzug E Fegendorfer Kopf (Exner, Jb. Geol. B.-A., **134**, p. 20). Er dürfte mit diesem unter den Alluvionen des Thomatales zwischen Fegendorf und Gratzergut zusammenhängen.

Die guten Felsaufschlüsse unmittelbar S und E des Marktes Tamsweg (Leonhardsberg, Frauenhöhle, glazial geschliffene Felsbuckel bei Glanz und Moos) zeigen das sigmoidale Umbiegen der Lineationen und s-Flächen des Bundschuh-Biotit-Plagioklasgneises von der Streichrichtung NNE (im S) über ENE zu E–W (im N). Hier ist also ein kontinuierliches Umbiegen der im Bundschuh-Ramingstein-Nockgebiet herrschenden N–S-streichenden Struktur in die generelle E–W-Streichrichtung des Grundgebirges der Norischen Senke im Seetal (Sauerfelder Wald, Leißnitzbach des Kartenblattes Stadl an der Mur) ohne Hiatus erkennbar.

Petrographisch zeigt der Biotit-Plagioklasgneis des eingangs gekennzeichneten, an das Mur-Quertal angrenzenden Gebirges die aus dem Bundschuhgebiet bereits bekannte Zusammensetzung: Granat (bis 3 mm ∅, also etwas größer als dort; Zonenbau mit einschlußführendem Kern und einschlußfreier Hülle), großer rotbrauner Biotit, Hellglimmer (zurücktretend), Chlorit (sekundär), Oligoklas (23 % An, ungefüllt, kein inverser Zonenbau, Poikiloblasten und Kornzertrümmerung), Quarz und als typisches Accessorium Rutil. Bei dem antiquierten Namen Saudorf der gegenwärtigen topographischen Karte (heute ein mit zahlreichen Güterwegen gut erschlossenes privates landwirtschaftliches Gut mit Spezialkulturen um den „Krameterhof") fanden sich im Biotit-Plagioklasgneis Chloritlagen mit 30 mm langen und 8 mm breiten Albitblasten (0 % An) und Quarz (SH 1445 m, beim Gittertor zu den Fischteichen) und als Ausfüllung einer ac-Kluft im Gneis anstehender Plagioklas-Pegmatit mit Gangquarz (1 m mächtig in SH 1200 m, am neuen Güterweg). Der polysynthetisch verzwillingte, 70 mm große Pegmatitplagioklas dürfte ebenfalls Albit sein, konnte aber wegen sekundärer Hellglimmer-Trübung bisher nicht vermessen werden. Ebendort tritt auch eine vererzte Quetschzone im Gneis auf. Diese Saudorfer Vorkommen erweisen eine lokal beschränkte, niedrigthermale jüngere Mineralisation (grünschieferfaziell, eventuell alpidisch) im sonst recht gleichförmigen amphibolitfaziellen präalpidischen Bundschuh-Biotit-Plagioklasgneis.

Der Maißl-Granatglimmerschiefer (siehe oben) grenzt stellenweise mit schwarzen Myloniten an den Gneis und führt wahrscheinliche Pseudomorphosen nach Staurolith (5 mm lange und 2 mm breite, wirrstrahlige Hellglimmeraggregate mit den Umrissen gedrungener Prismen; Fundort: Böschung des neuen Güterweges in SH 1625 m, E Maißlhöhe), Granat (5 mm ∅, ohne Zonenbau), rotbraunen Biotit, Hellglimmer, sekundären Chlorit, Quarz und in den glimmerreichen Partien Oligoklas (21 bis 24 % An, ungefüllte xenomorphe Blasten mit polysynthetischen Zwillingslamellen vorwiegend nach dem Periklingesetz). Typisches Accessorium ist wiederum Rutil.

Im Gebiet E des Mur-Durchbruchtales bildet der regional N–S-streichende und mittelsteil unter den Bundschuh-Biotit-Plagioklasgneis W-fallende Ramingsteiner Granatglimmerschiefer ein markantes, auch in der Landschaft deutlich erkennbares, neu aufgefundenes Halbfenster, das ich als Lasaberg-Halbfenster (Teilbereich des Ramingsteiner Fensters) bezeichnen möchte. In ihm befinden sich die Felder, Wiesen und Bauernhöfe des Lasaberges. Der auf dem Granatglimmerschiefer lagernde Biotit-Plagioklasgneis bildet den Rahmen des Halbfensters im N (Gebiet Frauenhöhle), im W (Sockel des Schwarzenberges) und S (Gebiet Steinerwald). Hingegen ist das Halbfenster nach E zuächst offen (Tschellerhütten auf Kartenblatt 158, Stadl an der Mur). Unter der aus Biotit-Plagioklasgneis bestehenden Erosionskappe des Steinerwaldes verbindet sich der Granatglimmerschiefer des Lasaberg-Halbfensters mit jenem der Ortschaft Ramingstein (Profil Steinerwald im Jb. Geol. B.-A., **134**, p. 18, Abb. 2).

Der Granatglimmerschiefer des Lasaberger Halbfensters zeigt wiederum wie bei Ramingstein Großkristalle von Granat (25 mm ∅). Er ist am N-Rand des Halbfensters E Achner und am S-Rand im Gebiet um P. 1493 (Kartenblatt 158, Stadl an der Mur) aufgeschlossen. Der gesamte Mittelteil des Halbfensters besteht aus verrutschten Schollen dieses Gesteines, meist mit Moränenbedekkung. Es handelt sich um ein synthetisch W-geneigtes Rutschgebiet von 400 m vertikaler Höhe, 3 km N–S und 1,2 km E–W-Erstreckung. Die Bachschlucht 400 m S Franzenbauer zeigt ihrer gesamten Länge nach großartige Felsaufschlüsse des verrutschten Granatglimmerschiefers mit meist gekippten, Meterzehner hohen Schollen mit sekundär verdrehtem, häufig subhorizontalem und auch bergwärts aberrant einfallendem s. Rezent noch wirksame, bis 30 m hohe Abrißnischen sind vertikal gestaffelt angeordnet (besonders eindrucksvoll in den Schluchten zwischen P. 1103 und Straßenbrükke SH. 1250 m).

Die Rutschung reicht bis zur Talsohle des Mur-Quertales hinab. Zwischen Tamsweg und dem W-Sporn des Steinerwald-Rückens N Madling fließt die Mur durch Rutschmassen, Moräne und S Tamsweg auf Alluvionen, die durch die Rutschung aufgestaut wurden. Ein einstiges

Murtal befindet sich als trockenes Hängetal 25 m über dem heutigen Flußlauf 300 m NW Fabrik Madling. Der Felsriegel in der markanten Flußkrümmung bei P. 973, wo die Mur nach Durchfluß der Alluvionen und Lockergesteine des äußeren Murwinkels (Murfall bis Schellgaden), des Lungauer Beckens und des Quertales S Tamsweg erstmals wieder auf anstehendem Fels strömt, bildet zwischen Flußschlinge und Hängetal einen Umlaufberg.

Die Hochfläche des Schwarzenberges im eingangs genannten Bereich wird von eisgeschliffenen Felsbuckeln (z. B. Bärenlacke, Leonhardsberg), von bis zu 3 m mächtiger Grundmoräne mit Lokalgeschieben des Nock-Kristallins (anscheinend geringe Ferntransportfähigkeit des sich hier stauenden pleistozänen Eisstromnetzes) und von Mooren bedeckt. Künstliche Aufschlüsse zeigen, daß auch gelblich-brauner Lehm glaziale Geschiebe enthält und somit als Grundmoräne aufzufassen ist. Ein Nachweis von warmklimatischer tertiärer Verwitterungsschwarte war bisher nicht erbringbar.

Blatt 163 Voitsberg

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von Fritz Ebner
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die Aufnahmstätigkeit konzentrierte sich im Berichtsjahr auf drei Themenbereiche:

1) Profilbegehungen im Bereich der Hauptbecken- und Bitumenmergel-Folge der Kainacher Gosau mit Probenaufsammlungen für Mikrofossiluntersuchungen (gemeinsam mit A. Siegl-Farkas und H. Lobitzer). Eine erste Begutachtung der Proben zeigte, daß etwa 60 % der Proben Palynomorphen in schlechter bis sehr schlechter Erhaltung führen. Eine detaillierte Untersuchung der Proben wird zur Zeit von Frau A. Siegl-Farkas (Mafi Budapest) durchgeführt.
2) Bitumenmergel NE von Geistthal und ihr Kontakt mit der roten Basiskonglomerat-Folge der Kainacher Gosau.
   E von Geistthal treten die Basalentwicklungen der Kainacher Gosau (rote Basiskonglomerate und Bitumenmergel) miteinander in Kontakt, wobei die Grenzlinie beider Formationen östlich von Geistthal von der westlichen Begrenzung eines paläozoischen Grundgebirgsaufbruches nach Norden etwa zum „u" von Nunnerbauer (ÖK 1 : 50.000) und dann weiter zum Gehöft Adamer verläuft. Bisher (Gräf, 1975: Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Sh. 1) wurde dieser Kontakt als sedimentär und somit die Bitumenmergel als fazielles Äquivalent der roten Basiskonglomerate angesehen. Die Kartierung zeigte jedoch eindeutig den Störungscharakter dieser Zone, die N Adamer in eine auch im paläozoischen Grundgebirge auftretende Störungszone einmündet, die sich nach N bis zum Sattelbauer weiter verfolgen läßt.
   Ein SW des Gehöftes Spadl auftretendes Vorkommen von roten Basiskonglomeraten liegt im Norden, Osten und Süden dem Paläozoikum auf, im Westen gegen die Bitumenmergel ist jedoch wieder eindeutig Störungscharakter feststellbar.
   Bitumenmergel und Basiskonglomerate stellen somit zwei getrennte Basisentwicklungen der Kainacher Gosau dar, deren primäre Position zueinander nicht bekannt ist. Die Basis der Bitumenmergel wird häufig durch aufgewittertes Paläozoikum gebildet, über dem geringmächtige Kalkkonglomerate mit autochthonen Paläozoikums-Komponenten folgen. Bemerkenswert ist, daß diesen Konglomeraten die für die Basiskonglomerat-Folge charakteristische tiefrote Matrix fehlt. Nach oben gehen die Bitumenmergel in graue Abfolgen der Hauptbecken-Folge über.
   Eine bisher nicht bekannte fazielle Besonderheit ist, daß nördlich des o. g. Paläozoikumsaufbruches die Bitumenmergel mit grauen Silt-Tonsteinen verzahnen, in denen lagenweise fossilreiche (Gastropoden) Bitumenkalke eingeschaltet sind.
3) Fortsetzung der Kartierungsarbeiten an der Westgrenze des Grazer Paläozoikums vom Fuchskogel (Ebner, 1990, Jb. Geol. B.-A., 134, 524–525) nach Westen bis zum Södingbachtal.
   Die Dolomit-Sandsteine der Dolomit-Sandstein-Folge lassen sich über den Zentnerkogel und das Grünkögerl bis an das Westufer des Södingbaches verfolgen, wo sie dann von Gesteinen der Kainacher Gosau (Bitumenmergel, Hauptbecken-Folge) überlagert werden. Ihre Unterlagerung bilden Crinoiden-Schichten, die im Westen in Form geflaserter, grauer Siltsteine ausgebildet sind. Im Bereich des Messingbaches sind in den Siltsteinen der Crinoiden-Schichten Einschaltungen von Dolomiten, Rauchwacken und div. Kalkvarietäten dominierend. Die Überlagerung der Dolomit-Sandsteine bilden Dolomite, über denen blaugraue, fossilreiche Bankkalke vom Typus der Barrandeikalke im Bereich des Bades im Södingbachtal folgen. Bemerkenswert ist auch das lagenweise Auftreten von „Barrandeikalken" in den Dolomiten des Södingberges.
   Nach Süden wird das Paläozoikum vom Stiwoller Konglomerat (? Karpat) überlagert. Im Kontakt finden sich vereinzelt Roterden und Rotschutt. NW der Brücke 456 im Södingbachtal treten an der Basis der Stiwoller Konglomerate blaugraue, siltig-tonige Sedimente auf. Kleinvorkommen von Eckwirt-Schottern (Baden) über Gesteinen der Kainacher Gosau finden sich westlich der o. g. Brücke.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von Gerd Rantitsch
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde das Gebiet zwischen Stiwoll und Mittlere Schirnig (nördlich von St. Oswald) kartiert. Den größten Teil des Kartiergebietes bilden tertiäre Sedimente des Karpat und Baden. Gesteine des Grazer Paläozoikums sind bei Hochegg, beim Gehöft Ebner und nordwestlich von Stiwoll anstehend.

Folgende Einheiten wurden unterschieden:

✧ Eckwirtschotter (unteres Baden)
Diese Einheit besteht aus grobem Schotter (Korngröße im cm- bis m-Bereich) aus Quarz- und Kristallingeröllen in einer rötlichen Feinsandmatrix. Darin sind tonige Silte und Tonsteinlagen (1 bis 2 m mächtig) eingeschaltet.

- ✧ Reiner Schichten (unteres Baden)
  Sie bestehen aus Tonen mit eingeschalteten Kohlelagen (max. 1 m mächtig).
- ✧ Konglomerat von Stiwoll (Karpat) aus groben Karbonatkonglomeratbänken.
- ✧ Basisbildungen des Tertiär bilden Rotlehme und die Eggenberger Brekzie.

Die paläozoischen Einheiten bestehen aus:

- ✧ Dolomiten der Dolomit-Sandstein-Folge (Devon), die bei Hochegg und nordwestlich von Stiwoll aufgeschlossen sind
  und aus
- ✧ Grünschiefer, Flaserkalken und Tonschiefer der Schichten von Kher (Silur), aufgeschlossen beim Gehöft Ebner.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 163 Voitsberg

Von Barbara Russegger
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Berichtsjahr 1991 wurde das Gebiet zwischen St. Oswald bei Plankenwarth im N und Rohrbach im S aufgenommen.

Auskartiert wurden tertiäre Sedimente des unteren Badenien und eine quartäre Terrassenbildung.

Das Gebiet wird von zwei großen lithologischen Einheiten aufgebaut: den Eckwirtschottern und den Reiner Schichten.

Die Eckwirtschotter bilden grobe Schotter, mit bis zu metergroßen Quarz- und Kristallinkomponenten. Die Matrix bildet ein rötlicher Feinsand.

Die Reiner Schichten werden v. a. aus Tonen, tonigen Silten bis Feinsanden aufgebaut.

Nahe des Übergangsbereiches der Reiner Schichten in die Eckwirtschotter finden sich stellenweise gelbe Kalksandsteinbänke, die eine Mächtigkeit von maximal 5 Meter erreichen können. An drei Orten wurden weiße, poröse Süßwasserkalke gefunden. Zweimal treten diese mit den Kalksandsteinbänken gemeinsam auf. Die Reiner Schichten sind z. T. kohleführend. Oft findet man winzige, stark verwitterte Kohleschmitzchen in den Tonen. Im Graben westlich des Teufenbacher wurde ein Kohlenflöz mit einer Mächtigkeit von zwei Metern gefunden.

Im Süden des Kartiergebiets ist eine quartäte Terrassenbildung, auf der die Ortschaft Rohrbach liegt, zu finden.

Blatt 164 Graz

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Grazer Paläozoikum auf Blatt 164 Graz

Von Helmut W. Flügel
(Auswärtiger Mitarbeiter)

In Weiterführung der Aufnahmen wurde 1991 die Kartierung des Raumes zwischen Annagraben und Kroisbach fortgesetzt.

Bei vorwiegend westlichem Verflächen setzt sich hier der Aufbau des Schöckelsüdfußes fort: Über den Schökkelkalken des Hauensteins folgen, nur nordwestlich des Hauensteins entwickelt, ein schmales Band gelber Quarzite und darüber, bzw. direkt dem Schöckelkalk aufruhend, mächtige Schwarzschiefer, die den Linneckberg aufbauen und durch eine von Weinitzen gegen Süden ziehende Störung von den bereits nördlich des Annagrabens auftretenden Metavulkaniten getrennt werden. Diese Abfolge läßt sich bis zum Weizbach westlich der Platte verfolgen. Hier treten in den Schwarz schiefern dünne Lagen blauer Plattenkalke auf.

Nördlich der Platte trennt eine Ostweststörung die Metavulkanite der Rettenbachklamm und der Platte von diesen Schwarzschiefern.

Die Unterlage der, zum Teil von Roterde erfüllten Karstschläuchen durchzogenen, Schöckelkalke von Maria Trost war östlich der Weinsbucher Straße an der Mariatroster Straße kurzfristig in Form von Gesteinen der Grenzzone aufgeschlossen. Diese paläozoische Abfolge wird im Westen und im Süden von Kiesen und Sanden des Pannonen überlagert.

Schwerpunkt der Neuaufnahme war das Paläozoikum der Hohen Rannach, nachdem sich gezeigt hatte, daß nicht zuletzt durch die neue topographische Unterlage eine Übernahme der älteren Aufnahmen (E. Clar, 1934; F. Hafner, 1983; F. Ebner, 1983) unmöglich war.

Schwierigkeiten bereiten die weitverbreiteten, teilweise sehr mächtigen Überlagerungen des Untergrundes durch neogene Roterden, Eggenberger Brekzien und pannone Schotter, sowie die mächtigen quartären Hangschuttbildungen.

Tektonisch über Metavulkaniten, die im Rannachgraben in einem schmalen Streifen aufgeschlossen sind, folgt in der Hohen Rannach, vorwiegend nordwest- bis südwestfallend eine Schichtfolge, die von den Unterdevondolomiten bis in die Sanzenkogelschichten des Geier- und Fuchskogel-Westhanges reicht. Tektonisch eingeklemmt in den Dolomiten tritt südlich P 499 eine Barrandei-Kanzelkalk-Folge auf.

Zwischen Hohe Rannach und Fuchskogel komplizieren um Nordwest streichende Störungen das Bild. Die Steinbergkalke des Geierkogelsüdhanges werden durch Oststörungen von den Kanzelkalken, Mitteldevondolomiten, Barrandeikalken und Unterdevondolomiten des Schöberlkogels getrennt. Die Gegebenheiten im Sattelbereich zwischen Schöberl- und Rannachbaukogel sind zufolge der jüngeren Überdeckung unklar. Steinbergkalke und Dultschiefer finden sich hier unter Roterden und mächtigen Gehängeschuttablablagerungen.

Der Rannachbaukogel wird von Kanzelkalken über Barrandeikalken aufgebaut, die durch eine Störung von der Barrandei-Steinbergkalkfolge des Marxenkogel getrennt werden.

Die Steinbergkalke des Geierkogelosthanges werden gegen die Leber von Kanzelkalken, Barrandeikalken und Unterdevondolomiten unterlagert. Derzeit noch unklar sind die Gegebenheiten am Osthang von Rannachbauer- und Marxenkogel, da hier, wie bereits E. Clar feststellte, Schiefer der Dult in die Schichtfolge eingeschaltet sind.

Im Gegensatz zu dieser tektonisch komplizierten Abfolge zeigt sich im Bereich des Schrausberges eine relativ einfache westfallende Schichtfolge, die mit Barrandeikalken beginnt und bis in die Schiefer der Dult reicht (vergl. F. Ebner, 1977).

Blatt 168 Eberau

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 168 Eberau

Von Paul Herrmann

Im Tertiär wurden aus überwiegend künstlichen Aufschlüssen Proben aus den im Bereich St. Kathrein – Deutsch Ehrensdorf anstehenden Schluffen genommen. Sie erwiesen sich durchwegs als fossilleer. Am nördlichen Ortsausgang von Heiligenbrunn fand sich in einer Sandgrube eine Lage mit stark verunreinigten Kalkbrocken; besonders Quarz, Feldspäte und beide Glimmer machen etwa 10 % der Gesamtmasse aus. F. Stojaspal konnte einen Landschneckenrest als *Galactochilus* sp. bestimmen, was leider keine stratigraphische Eingrenzung über „Neogen" hinaus erlaubt.

Beiderseits der Pinka wurden in verfallenen Schottergruben sowie in Bauaufschlüssen mächtige Schotter angetroffen; die Komponenten bestehen aus Quarz und Quarzit mit geringer Beimischung von Kristallin und sind überwiegend schlecht gerundet; die Korngröße erreicht mehrere cm. Sie werden stets überlagert von einer bis etwa 2 m mächtigen Schluffschicht, der Feinsande mit Kleingeröllen von weniger als 1 cm Korngröße eingelagert sind.

Blatt 178 Hopfgarten

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 178 Hopfgarten, 179 Lienz, 195 Sillian und 196 Obertilliach

Von Thomas Schmidt & Joachim Grösser
(Auswärtige Mitarbeiter)

Das Kartiergebiet liegt in den westlichen Lienzer Dolomiten südöstlich von Abfaltersbach, zwischen dem Jochbach im Westen und der Linie Schluckenriegel, Breitenstein und Golzentipp im Osten. Die Nordbegrenzung bildet der bis ins Drautal herabreichende Hauptdolomit, welcher die westliche Fortsetzung der Nordflanke der Lienzer Hauptantikline darstellt. Das Gailtalkristallin stellt die Südbegrenzung des Kartiergebietes dar.

Die erneute Begehung dieses Gebietes war nötig, da der Verlauf einiger wichtiger Störungen noch unklar war und das Gebiet eine Schlüsselstellung für den tektonischen Bau der westlichen Lienzer Dolomiten darstellt.

Die lithostratigraphische Abfolge

Die lithostratigraphische Abfolge umfaßt das Gailtal-Kristallin und die bis auf Kössener Schichten und liassische Rotkalke vollständig erhaltenen permomesozoischen Deckschichten. Tektonisch bedingt, sind die Schichten allerdings meist nur in reduzierter Mächtigkeit erhalten.

Im Bereich der Folmasaialpe und am Südgrat der Alpelspitze sind, tektonisch reduziert, Grödner Sandstein und Buntsandstein sowie die Werfener Schichten gut aufgeschlossen. Die Werfener Schichten sind mit Rauhwacken und graugrünen Mergeln vertreten.

Die Schichten des Alpinen Muschelkalk liegen hier in einer faziellen Sonderausbildung vor (Brandner, Mitt. Geol. Bergbau Stud., 1972). Die in die sandigen Flaserkalke eingeschalteten roten und grünen Mergel gaben früher Anlaß zur Verwechslung mit den Werfener Schichten. Die Schichten des Alpinen Muschelkalk bauen die Almwiesen der Folmasaialpe und die Alpelspitz auf. Der Nordrand der Folmasaialpe gewährt einen hervorragenden Einblick in die hier flach nach Süden einfallende Abfolge.

Der ebenfalls in einer faziellen Sonderausbildung vorliegende Zwischendolomit (Brandner, l.c.) steht am nördlichen Alpelspitzgrat an und streicht steilstehend in die Schlucht zwischen Breitenstein und Folmasaialpe. Fellbacher Kalke sind im Kartiergebiet bis auf tektonisch stark reduzierte Reste zwischen Alpelspitz und Breitenstein nicht aufgeschlossen. Die Jochbachschichten und die Abfaltersbacher Plattendolomite (zur Nomenklatur siehe Sperling, 1990: Dipl.-Arb. Leopold-Franzens-Univ. Innsbruck) ziehen vom Jochbach den Nordwesthang der Schönbrandhöhe hinauf, wo sie tektonisch abgeschnitten werden.

Die Raibler Schichten findet man südlich der Schönbrandhöhe als tektonisch begrenzte Schuppe sowie südlich des Rainer Bergs in normalstratigraphischer Abfolge über dem Abfaltersbacher Plattendolomit.

Der Hauptdolomit baut die höchsten Berge des Gebietes, nämlich den Breitenstein und den Spitzenstein auf. Ebenfalls aus Hauptdolomit besteht die Rippe südlich des Rainer Berg sowie die Bereiche nördlich der Juravorkommen bis hinab zum Drautal. Im oberen Teil des Hauptdolomits treten Seefelder Schichten auf, die im Bereich des nach Süden einfallenden Hauptdolomits des Spitzensteins auf dessen überkippte Lagerung hinweisen. Die in dem Bereich des oberen Griesbachtals auftretenden Seefelder Schichten sind eindeutig sedimentär in den Hauptdolomit eingeschaltet. Anzumerken ist noch, daß die markante Rippe im Westhang des Griesbaches, die scheinbar von der Hauptdolomitrippe des Rainer Berg hinunterzieht, nicht wie früher angenommen aus Hauptdolomit, sondern aus Aptychenschichten besteht. Dies beeinflußt stark die tektonische Interpretation.

Die Kössener Schichten sind im Kartiergebiet tektonisch unterdrückt. Allenfalls im südlichen Bereich des Jura-Kreide Vorkommens im Griesbachtal könnten ausgequetschte dunkle Kalke und Mergel Reste von Kössener Schichten darstellen.

Die Liasfleckenmergel sind im Ost- und Westhang des Rainer Berg, sowie im Griesbach zu finden. Am Osthang des Rainer Berges konnten wir eine kleine Ammonitenfauna in den Liasfleckenmergeln bergen. Es konnte *Protogrammoceras* gr. *isseli* (Fucini, 1900) bestimmt werden. Die Form zeigt Pliensbach (margaritatus-Zone) an. Bemerkenswert ist dies insofern, als zur gleichen Zeit in den weiter östlichen Bereichen der Lienzer Dolomiten schon Rotkalkfazies auftritt. Die liassischen Rotkalke sind im Kartiergebiet bis auf tektonische Reste im Verband mit oberjurassischen Radiolariten nicht aufgeschlossen. Diese sowie die oberjurassischen bis unterkretazischen Aptychenschichten stehen sowohl im Griesbach als auch im Jochbach an. Sie sind allerdings tektonisch stark zerschert und in ihrer Mächtigkeit teils bis auf wenige m reduziert. Ebenfalls aus Aptychenschichten besteht die oben angesprochene Rippe im Osthang des Rainer Berges.

Die Kreide ist im Griesbachtal östlich des Rainer Berg durch typische grünlichrötliche Kreide-Fleckenmergel

sowie schwarze Mergel mit einzelnen sandigen Lagen vertreten. Diese stellen wohl erste Schüttungen der Amlacher-Wiesen-Schichten dar.

Tektonik

Der tektonische Bau dieses westlichen Teils der Lienzer Dolomiten ist im Gegensatz zu den östlicheren Gebieten, in denen ein im wesentlichen intakter Sattel- und Muldenbau vorherrscht, durch Ost–West-streichende Seitenverschiebungen geprägt. Entlang dieser Störungen sind verschiedene tektonostratigraphische Einheiten dextral versetzt.

Die markanteste dieser Störungen zieht vom Schlukkenriegel kommend über die Griesbachschlucht und den Rainer Berg nach Westen. Sie trennt den nach Norden jünger werdenden Hauptdolomit von unterjurassisch bis unterkretazischen Gesteinen im Süden. Die Störung ist im Griesbach (1260 m) gut aufgeschlossen und zeigt Spiegelharnische mit horizontaler Striemung. Die unmittelbar südlich der Störung anstehenden Aptychenschichten sind intern zerschert und im Meterbereich in linsenförmige Körper zerlegt, die eindeutig einen dextralen Bewegungssinn dokumentieren.

Die Jura-Kreidegesteine streichen vom Griesbach über den Rainer Berg bis in den Jochbach. Im Griesbachprofil ist die Anlage als Mulde gut zu erkennen, während am Rainer Berg und im Jochbach nur noch unvollständige Abfolgen erhalten sind. Die nördliche Muldenflanke besteht aus einer tektonisch stark ausgequetschten Abfolge von Aptychenschichten, denen sich bachaufwärts Kreideflekkenmergel und im Muldenkern Amlacher-Wiesen-Schichten anschließen. Die südliche Muldenflanke ist ebenfalls im Griesbach aufgeschlossen und umfaßt ebenfalls tektonisch zerscherte Aptychenschichten, Radiolarite, Liasfleckenmergel und die oben erwähnten dunklen Kalke und Mergel, die eventuell Reste von Kössener Schichten darstellen.

Die südliche Muldenflanke wird von einer Ost–West-streichenden steilstehenden Störung amputiert und vom südlich anstehenden Hauptdolomitzug des Breitenstein getrennt. Diese Störung zieht vom Schluckenriegel nach Westen herunter und zweigt höchstwahrscheinlich, vom mächtigen Schuttkegel in der Schlucke verdeckt, von der Nordstörung ab. Sie biegt westlich des Griesbaches in Südwest–Nordost-Richtung um und fällt mit etwa 45° nach Nordwesten ein. Sie zieht weiter über das Joch zwischen Spitzenstein und Schönbrandhöhe nach Westen in den Jochbach. Hier ist zwischen dem genannten Joch und dem Jochbach entlang der Störung ein Span von Raibler Schichten aufgeschlossen. Von ihr zweigt etwa 400 m westlich des Griesbach eine weitere Störung ab, die mit steilem Südfallen zum Rainer Berg hinaufzieht und von dort über den Jochbach weiter nach Westen streicht. Sie begrenzt hier zwischen Rainer Berg und Jochbach das Jura-Kreide-Vorkommen nach Süden. Diese beiden Äste der Störung schließen eine überkippte Abfolge von Jochbachschichten, Abfaltersbacher Plattendolomiten, Raibler Schichten und Hauptdolomit ein. Die Abfolge stellt eine weitere tektonostratigraphische Einheit dar. Höchstwahrscheinlich ziehen noch mehrere Störungen mit steilem Südfallen durch den Osthang des Rainer Berges. Dafür spricht zum Beispiel, daß die angesprochene Rippe aus Aptychenschichten weder zum Griesbach herunter noch zum Rainer Berg hinaufzieht. Der Verlauf dieser Störungen ist allerdings im äußerst unzugänglichen Osthang des Rainer Berg schlecht zu verfolgen.

Die beschriebene Konfiguration ist mit einem Sattel- und Muldenbau kaum zu erklären. Neben den Lagerungsverhältnissen der verschiedenen tektonostratigraphischen Einheiten widersprechen insbesondere die nach oben divergierenden Störungen einer solchen Interpretation. Vielmehr stellt sie eine positive „flower structure" dar. Sie ist vom Schluckenriegel im Osten sehr gut im Profil zu erkennen. Deutlich werden aus dieser Perspektive die sich im Niveau des Griesbaches auf etwa 200 m annähernden Nord- und Südstörungen und die sich nach oben öffnende Struktur. Die in Südwest–Nordost-Richtung umbiegende Störung stellt bei dextralem Versatz einen „restraining bend" dar.

Entlang der Nordwand des Breitenstein verläuft ebenfalls eine steilstehende Störung. Der durch sie völlig vergruste Hauptdolomit liefert die mächtigen Schutthalden der Schlucke. Östlich der Griesbachschlucht zeigt sie steiles Südfallen, was vom Rainer Berg aus gut zu beobachten ist. Sie vereinigt sich wohl weiter westlich mit einer Störung, die von Osten kommend südlich des Breitenstein und nördlich des Spitzenstein vorbeistreicht. Als Besonderheit sind an ihr mehrere tektonische Späne von Amphibolit bzw. Granatglimmerschiefer aufgeschlossen. In der Schlucht zwischen Folmasaialpe und Breitenstein zweigt von dieser Störung eine ebenfalls steilstehende Störung ab, an der im westlichen Griesbachhang (oberhalb der dort auf ca. 1750 m anstehenden Seefelder Schichten) ein etwa 200 m langer und mehrere Zehner Meter breiter Kristallinspan aufgeschlossen ist. Diese Störung zieht etwa parallel zur ersteren nördlich des Spitzenstein vorbei.

Der von dieser Störung nach Norden begrenzte überkippt liegende Hauptdolomit des Spitzenstein wird nach Osten von einer Nordnorwest–Südsüdost-streichenden Störung begrenzt. Diese Störung wird im Norden von der Kristallinspan führenden Ost–West-Störung. (Seitenverschiebung) gekappt. Die Kristallinspäne sind als verschleppte, isolierte Scherkörper („displaced horses"), die durch dextralen Versatz vom Gailtal-Kristallin bezogen werden, interpretierbar.

Noch offen ist die Verbindung der beschriebenen Strukturen mit den störungsbegrenzten Juravorkommen des Gamsbach und des Sturzelbach weiter nordöstlich.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den Lienzer Dolomiten auf den Blättern 179 Lienz und 196 Obertilliach

Von Joachim Blau, Beate Grün & Wolfram Blind
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde das Gebiet zwischen Frauentalegg im W und Karlsbader Hütte im E aufgenommen. Die Südbegrenzung bildet eine Linie Zochenpaß, Weittalspitze, Oberalpl und Sonntagsrast. Im Norden begrenzt das Gebiet die Linie Roter Turm, Spitzkofel und Schwarzbodenegg.

Schichtfolge

Wetterstein-Gruppe (Ladin)

SPERLING (1990: Dipl. Arb. Leopold Franzens Univ. Innsbruck) führte für die im W der Lienzer Dolomiten faziell abweichenden Zeitäquivalente der von SCHLAGER (1963: Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.) aus dem Bereich der Hängenden Wand beschriebenen Wetterstein-Folge den Begriff „Abfaltersbach-Formation" mit dem liegenden Jochbach-Member und dem hangenden Abfalterbacher Plattendolomit-Member ein. Insgesamt erscheint uns der Name Abfaltersbach-Formation schlecht gewählt, weil der Name „Wetterstein-Dolomit" zumindest seit SCHLAGER für die betreffenden Gesteine in den Lienzer Dolomiten gut eingebürgert ist. Auch die Wahl des Namens Abfaltersbacher Plattendolomit birgt Probleme, da dieser sich deutlich von dem unterscheidet, was SCHLAGER als Plattendolomit bezeichnet.

In vorliegendem Bericht benutzen wir den Begriff „Abfaltersbacher Plattendolomit" im Sinne von SPERLING sowie „Plattendolomit (sensu SCHLAGER)" für den von SCHLAGER beschriebenen Plattendolomit.

Plattendolomit (sensu SCHLAGER)

Charakteristisch für diese Serie sind sehr gleichmäßig gebankte Dolomite mit Bankmächtigkeiten im cm-dm-Bereich. Häufig ist eine nur auf angewitterten Schichtköpfen zu erkennende feine Lamellation; Lebensspuren sind selten.

Im Kartiergebiet ist der Plattendolomit im Kern der Lienzer (Haupt-)Antiklinale im Kerschbaumer Tal aufgeschlossen. Ein weiteres Vorkommen zieht vom Schönfeldjoch über die Leisacher Alm auf das Unteralpl zu. Der beste Aufschluß in diesem Bereich liegt im Eggenbach zwischen der oberen und unteren Hütte der Leisacher Alm.

Abfaltersbacher Plattendolomit

Der Hauptunterschied zwischen dem Plattendolomit (sensu SCHLAGER) und dem Abfaltersbacher Plattendolomit liegt in dem hohen Anteil von Kalken in der Profilsäule des Abfaltersbacher Plattendolomits. Zudem finden sich häufig Lebensspuren.

Im Arbeitsgebiet wurden die Kalke und Dolomite des Frauentalegg (2262) zum Abfaltersbacher Plattendolomit gestellt. Damit wird die Interpretation dieser Serie als Kössener Schichten (BINGEL & BOCKEL, Bericht 1989) revidiert. Das Profil des Frauentalegg setzt in der Scharte S' des Gipfels mit blaugrau anwitternden dünnschichtigen Kalken ein. In den Kalken sind häufig Lebensspuren zu finden. Dünnschliffe von einigen Proben erbrachten eine vorläufig unbestimmbare Kalkalgen-Flora. Dieser Bereich des Profils ist bestimmten Kössener Kalken lithologisch sehr ähnlich, gegen Kössener Schichten spricht aber das völlige Fehlen von Mergeln in der Serie.

N' des Gipfels wird die Serie dickbankiger, und es schalten sich Dolomitbänke ein. In der Scharte zwischen Frauentalegg und Höhe 2235 stehen dann nur noch Dolomite an. Die Grenze zum anschließenden Hauptdolomit wird durch eine Störungszone, an der die Dolomite stark vergrust sind, markiert. Sie liegt N' der Scharte im Anstieg zu Punkt 2235.

Raibler Schichten (Karn)

Die Raibler Schichten bilden im Kerschbaumer Tal die Umrahmung des Plattendolomites im Kern der Lienzer (Haupt-)Antiklinale. Der nördliche Zug streicht vom Grat zwischen Maurerspitz und dem Kleinen Simonskopf (Ortsbez. nach AV-Führer Lienzer Dolomiten), wo drei tiefe Scharten den Verlauf der Mergelhorizonte anzeigen, direkt auf das Kerschbaumeralm-Schutzhaus zu. Der Südzug der Raibler Schichten ist, vom Zochenpass kommend, rasch nach W abtauchend, im Nordabfall der Weittalspitze aufgeschlossen. Der Sattelschluß selbst liegt W' des Kerschbaumeralm-Schutzhauses unter Schotter verborgen.

Hauptdolomit (Nor)

Der größte Teil des Aufnahmegebietes besteht aus den mächtigen Serien des Hauptdolomites. Die Basisbrekzie (vgl. SCHLAGER, l.c.) ist am Weg von der Karlsbader Hütte zum Kerschbaumer Törl aufgeschlossen. Darüber folgt sehr dünnbankiger Hauptdolomit, der durch seine feine Lamellation den Plattendolomiten (sensu SCHLAGER) sehr ähnlich wird. Der dünnbankige Bereich läßt sich im Arbeitsgebiet vom Karlsbader Törl im E, über die N-Flanke des Kerschbaumer Tales und des Kühboden-Tales nach W verfolgen.

Kössener Schichten (Rhät)

Kössener Schichten liegen nur in einem kleinen tektonisch begrenzten Areal in einer markanten Rinne, die vom Eggenbach nach E gegen das Sandegg zieht, vor. Aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung sind die Kalke und schwarzen Mergel stark zergrust und in sich verschuppt.

Liasfleckenmergel, Rotkalk, Radiolarit, Aptychenschichten (Jura)

Gesteine des Jura finden sich im Arbeitsgebiet nur in einem kleinen tektonisch isolierten Vorkommen, welches einen Vorhügel S' der Karelehöhe bildet (vergl. Bericht 1988, GRÜN & SENFF). In diesem Vorkommen liegt eine jurassisch-kretazische Abfolge vor, von der die einzelnen Schichtglieder allerdings tektonisch extrem reduziert sind. Die Schichten streichen ±E/W. Quert man das Vorkommen von S kommend, stehen zunächst ca. 5–10 m Liasfleckenmergel an. Rotkalk und Radiolarit sind nur in Form von isolierten Fetzen erhalten. Den Hauptanteil des Vorhügels bilden Aptychenkalke.

Amlacher-Wiesen-Schichten (Apt/Alb)

Den N-Rand der vorbeschriebenen Schuppe bilden Sedimente der Kreide. Inwiefern Kreidefleckenmergel am Aufbau beteiligt sind, konnte aufgrund der starken Deformation nicht festgestellt werden. Stark vergruste schwarze Mergel, die keine Schichtung mehr erkennen lassen, sind lithologisch mit den von SCHMIDT & GRÖSSER (Bericht 1991) im Griesbach gefundenen schwarzen Kreidemergeln zu vergleichen. Aufgrund ihrer Lithologie sehen wir diese Schichten als äquivalent zu der von FAUPL (1977: Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., **113**) beschriebenen Schlammturbidit-Serie an der Basis der Amlacher-Wiesen-Schichten an. Sie sind damit in das Apt/Alb einzustufen.

Tektonik

Das tektonische Hauptelement des bearbeiteten Gebietes ist die Lienzer (Haupt-)Antiklinale, deren Kern mit Plattendolomiten (sensu SCHLAGER, l.c.), Raibler Schichten und Hauptdolomit als jüngstem Schichtglied im Kerschbaumer Tal aufgeschlossen ist. Die Antiklinale taucht nach W hin ab (SCHLAGER, l.c.). Der Sattelschluß ist weder in den Plattendolomiten noch in den Raibler Schichten aufgeschlossen, sondern liegt unter Schotter verborgen. Allerdings wird er durch den brekziösen Hauptdolomit des Riegels E des Punktes 2154 belegt.

Weiter nach W läßt sich der Sattel im Haupdolomit des Kreuzkofel nachweisen, in dessen N-Flanke die Schichten nach N und in dessen S-Flanke die Schichten nach S

einfallen. Der letzte sichere Beleg des Sattels befindet sich zwischen dem Sandegg mit S-fallenden Schichten und Punkt 2222 mit nach N einfallenden Schichten. Weiter nach W wird der Südflügel des Sattels an einer SE–NW-verlaufenden Störung abgeschnitten.

Diese Störung ist Teil einer der Hauptstörungen der Lienzer Dolomiten (vgl. SCHMIDT & GRÖSSER, Bericht 1991). Im Arbeitsgebiet ist sie vom Oberalpltörl kommend bis in die Scharte zwischen Frauentalegg (2262) und Punkt 2235 zu verfolgen und begrenzt die oben beschriebene Jura-Schuppe der Karelehöhe, die Kössener Schichten beim Sandegg und die Abfaltersbacher Plattendolomite des Frauentalegg nach N.

Die isolierten Schuppen von u.a. Jungschichten entlang der Störung lassen sich als Relikte einer Duplexstruktur an einer dextralen Seitenverschiebung, die mit der von SCHMIDT & GRÖSSER (Bericht 1991) untersuchten flower-structure im Zusammenhang steht, erklären.

❄

Siehe auch Bericht zu Blatt 178 Hopfgarten von T. SCHMIDT & J. GRÖSSER.

Blatt 180 Winklern

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern

Von GERHARD FUCHS

Im Anschluß an die vorjährigen Übersichtsbegehungen wurde heuer der östliche Teil der Sadnig-Gruppe auskartiert.

Der markante Rücken E der Eggerebenhütte wird von Bündner Schiefer – Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit – aufgebaut. Im Bereich Grafenberg–Pritschnig folgt darüber die Zaneberg-Serie. Sie besteht aus grünlichen, grauen bis silbrigen phyllitischen Glimmerschiefern, Quarzphylliten, Quarziten und z.T. grobaugigen Metaarkosen. Die Serie fällt mittelsteil gegen SSW bis SW ein. Die Hangendgrenze gegen die Sadnig-Serie verläuft von W Zaneberg durch die Senke westlich der Goldberghütte über den Klausenkofel (1400 m), W Lobitzbauer und erreicht den Talgrund des Mölltales 500 m NE von Gößnitz. Es handelt sich um eine nicht sehr scharfe stratigraphische Grenze. Hauptsächlich wurde das Auftreten der dunkelgrauen, plattig-bankigen Quarzite als Kriterium für die Sadnig-Serie verwendet.

Die Sadnig-Serie baut den gesamten Kamm W Zaneberg bis Kreuzeckkopf auf. Die Flanke Klenitzenalm-Sagaser Alm-Sagas-Gößnitz besteht aus dieser Serie. Bei dem regionalen mittelsteilen bis steilen S-Fallen bedeutet dies eine große Mächtigkeit. Die tektonische Grenze gegen die Melenkopf-Serie zieht von der Oberen Klenitzenalm, nördlich an Stussen vorbei bis 500 m SW vom Thomasbauer. Wie schon wiederholt erfahren, ist die Grenzziehung aus verschiedenen Gründen problematisch: Die Tektonisierung scheint eine metamorphe Angleichung bewirkt zu haben; Die lichten Augengneise der Sadnig-Serie (vermutlich Porphyroide oder Metaarkosen) sind von den Augengranitgneisen der Melenkopf-Serie nicht leicht zu unterscheiden. Nach diesjährigen Revisionsbegehungen wurde der Bereich N der Oberen Steinwand der Melenkopf-Serie zugerechnet. Die Gabbro- und Granatamphibolite dieses Gebietes gehören damit zum Altkristallin. Auch der „transgredierende Arkosequarzit" wird nun als gequetschter Orthogneis betrachtet. Nach dieser Korrektur ergibt sich ein einfacherer Grenzverlauf, die staffeligen Versetzungen parallel der Mölltalstörung fallen damit weg.

Moränen haben in den Karen westlich und nördlich der Zohrerhütte, im Bereich westlich der Goldberghütte sowie im Grafenberger Wald größere Ausdehnung. In erstgenannten Gebieten finden sich noch gut erhaltene Wallformen. Ansonst treten kleinere Moränenreste vereinzelt auf.

Die SE-Flanke der Sadnig-Gruppe ist stark von Hangbewegungen betroffen. Offene Spalten, verstellte Felspartien sowie Felssturzmassen zeugen von den gravitativen Massenbewegungen. Besonders zu nennen sind die Hänge um Sagas bis hoch hinauf in die Kammregion, und der Bereich Grafenberg. Dieser Ort sitzt auf der Hangverflachung über einer mächtigen Schubmasse, die sich gegen das Mölltal vorgebaut hat.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Altkristallin und in der Trias auf Blatt 180 Winklern

Von WERNER VON GOSEN, MARKUS DIMKE & MICHAEL LOTTER (Auswärtige Mitarbeiter)

Kartiert wurde am SW-Rand der Kreuzeckgruppe im Altkristallin und in der südlich angrenzenden Trias nördlich der Drau. Die Aufnahmen erfassen das Areal zwischen Rabantberg und Weneberg nördlich von Oberdrauburg am Südrand von Blatt 180 Winklern.

Trias zwischen Simmerlacher Klamm und Rabantberg

Das Triasvorkommen nördlich von Oberdrauburg umfaßt ein Profil vom Alpinen Buntsandstein (Skyth) bis zum Hauptdolomit (Nor). Die lithologische Untergliederung und stratigraphischen Einordnungen orientieren sich an den westlichen Gailtaler Alpen bzw. an den östlichen Lienzer Dolomiten.

Lithologie

Der Alpine Buntsandstein (Skyth) der Simmerlacher Klamm (KRAINER, 1987) bildet die basale Einheit des Oberdrauburger Vorkommens. Er besteht aus fein- bis grobkörnigen, roten, seltener grünlichen oder gelblich-weißen Sandsteinen mit Konglomeratlagen, die Quarz-, Vulkanit- und untergeordnet Kristallingerölle enthalten. Die Konglomerate gehen nach oben in schräggeschichtete Sandsteine über, an deren Top oft dünne, rote Siltsteinlagen ausgebildet sind. An zwei Lokalitäten fanden sich „Kohleflözchen" mit inkohlten Pflanzenresten.

Die Werfener Schichten (Skyth) im oberen Bereich der Simmerlacher Klamm weisen eine Mächtigkeit von ca. 25 m auf (vgl. KRAINER, 1987). An der Grenze zum Alpinen Buntsandstein bilden sie eine dünnbankige, abwechselnd rötlich und grünlich gefärbte Abfolge von serizitreichen Tonschiefern mit gröberen, karbonatreichen Sandsteinzwischenlagen. Nach oben nimmt die Korngröße bei gleichzeitiger Zunahme des Karbonatgehaltes im Sandstein ab.

Die Basis des zwischen Simmerlacher Klamm und Kolm im Gebiet um Sittnitz auftretenden Alpinen Muschelkalks (Anis) bilden sandige, graubraune Dolomitlagen. Darüber folgen nur wenige Meter mächtige Flaser- und Wurstelkalke mit Gastropoden, die in dunkle, mit weißen Calcitadern durchzogene Bankkalke übergehen. Eine sandige Dolomitlage, in Verbindung mit Flaser- und Wurstelkalk, tritt noch einmal unterhalb der Zwickenberger Straße im Hangenden dieses Schichtgliedes auf. Die Karbonate werden von Stylolithen durchzogen.

Darüber schließt sich der stellenweise gut gebankte Zwischendolomit (Anis) an. Er ist dunkelgrau-schwarz, z. T. bituminös und zuckerkörnig.

Im Hangenden tritt im Bereich des Kolms der massige und hellgraue Ladin-Dolomit auf. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen eines Kalkes an der Zwickenberger Straße zwischen Sittnitz und Zwickenberg. Gelegentlich sind calcitisierte Diploporen erhalten, die z. T gesteinsbildend auftreten.

Die massigen Ladin-Dolomite gehen westlich des Kolms zum Wurnitzgraben in gut gebankte (5–15 cm), graue Plattendolomite (Ladin–Karn) über. Deren Basis enthält ebenfalls calcitisierte Diploporen, am Kolm eine ca. 1 m mächtige Chert-Lage innerhalb feingeschichteter Dolomitlagen. Eine synsedimentäre Dolomitbreccie fand sich am Eingang zum Wurnitzgraben.

Die „Grünen Schichten" (Ladin) (Begriff von SCHLAGER [1963] für die Fazies der Lienzer Dolomiten) sind eine bis ca. 150 m mächtige Abfolge von feinkörnigen, cm- bis dm-gebankten, meist grauen bis ockerfarbenen Dolomiten und Dolomitmergeln, hellgrauen Rauhwacken und dunkelgrün-grauen bis schwarzen Tonschiefern. Vereinzelt sind cm-mächtige Kalke bzw. Kalkmergel eingelagert. Im Hangenden dieser Abfolgen sind die Tonschiefer bereichsweise kieselig ausgebildet. Die „Grünen Schichten" sind in den basalen Teil des Plattendolomits eingeschaltet und in ihrem Vorkommen auf den Verlauf des mittleren und unteren Bereichs des Wurnitzgrabens gebunden. Westlich des Bachbetts im Wurnitzgraben entwickelt sich aus den Dolomitmergeln eine 20 bis 30 m mächtige Rauhwacke. Ein Profil der „Grünen Schichten" von dieser Rauhwacke bis zur Hangendgrenze zum Plattendolomit ist an der Fahrstraße zwischen Oberdrauburg und Rosenberg aufgeschlossen (vgl. HAHN, 1966).

Der graue, meist dm-gebankte, mikritische Plattendolomit über den „Grünen Schichten" ist zwischen Drautal und oberem Wurnitzgraben im Bereich Schrottenberg und Rosenberg/Ruine Hohenburg weit verbreitet und an der Fahrstraße zwischen Rosenberg und Schrottenberg gut aufgeschlossen. In ihm findet sich bereichsweise eine dem Hauptdolomit ähnliche Lamination, auch Trockenrisse konnten an einigen Stellen gefunden werden. Zeitlich reicht der Plattendolomit über das Ladin hinaus bis ins Unterkarn (Cordevol) (vgl. BECHSTÄDT, 1978).

Die Raibler Schichten oder Cardita-Schichten (Karn) sind im Bereich des Rabantberges nur in Form von steilgestellten Resten des vermutlich 3. Cardita-Schieferhorizontes und eines meist sandigen Dolomites vorhanden. Sie grenzen tektonisch an den unterlagernden Plattendolomit und hangenden Hauptdolomit. Das größte Vorkommen findet sich am Forstweg von Schrottenberg über den Rabantberg auf einer Länge von ca. 70 m (1185 m Seehöhe, ca. 350 m ESE der Jagdhütte). Es beginnt im E mit einem dm-gebankten, größtenteils stark gestörten bis völlig zerruschelten, sandigen Dolomit. Auf diesen folgt am Weg ein ca. 1 m mächtiger, grauer, plattiger und rostbraun verwitternder Sandstein, der sich in der Rinne unterhalb des Weges auf eine ca. 7 m mächtige Abfolge von Tonschiefer, Dolomit, bzw. Dolomitmergel, Sandstein und sandigen Dolomit erweitert. Hier konnten Lamellibranchiaten bzw. deren Abdrücke und Wurmgrabgänge gefunden werden. Weiter unterhalb und auch oberhalb des Weges keilt diese NW/SE-streichende Schieferabfolge vollständig aus. Eine weitere, nur wenige Meter lange, NNW/SSE-streichende Linse eines steilgestellten Sand- bis Siltsteins, der z. T. Schrägschichtung im mm- bis cm-Bereich zeigt, findet sich im Wald ca. 300 m nördlich des Weges (ca. 1235 m Seehöhe).

Der Hauptdolomit (Nor) des Rabantberges begrenzt die Verbreitung der Raibler Schichten bzw. des Plattendolomits und der „Grünen Schichten" nach W tektonisch. Die Hochfläche des Rabantberges besteht aus meist steil nach W bis NNW einfallenden, gut gebankten (dm-Bereich), grauen bis dunkelgraubraunen, z. T. deutlich fein laminierten Dolomiten. Vereinzelt sind dm-mächtige, dunkelgraue bis schwarze, bituminöse Schiefer eingelagert. Eine stellenweise auftretende, mehrere Meter mächtige, diagenetische Kollapsbreccie (vgl. BECHSTÄDT, 1978) ist von SE nach NW über den Rabantberg verfolgbar. Nach SW geht der gebankte Hauptdolomit in eine graue bis hellgraue, massige Fazies über, die den Bereich der Trögerwand bis zum Tiroler Tor aufbaut und markante Felsabstürze ins Drautal bildet.

Tektonik

Strukturell bildet die Triasabfolge eine Mulde. Die E/W-streichende Muldenachse verläuft durch den Kolm und taucht östlich des Wurnitzgrabens steil nach W ab. Westlich des Wurnitzgrabens ist die Muldenachse um ca. 150 m nach S versetzt. Sie verläuft hier zwischen Rosenberg und Schrottenberg mit SE/NW-Streichen und flachem Abtauchen nach NW. In diesem Bereich schließt sich nach S eine ±parallel verlaufende Sattelachse an, deren Verlauf aber nicht durchgehend verfolgt werden konnte. Westlich von Schrottenberg in Richtung des Rabantberges ist die Mulden- und Sattelstruktur in den dort auftretenden Raibler Schichten und im Hauptdolomit nicht weiter verfolgbar. Entsprechend dem Abtauchen der Muldenachse sind in der Simmerlacher Klamm im E die tiefsten und am Rabantberg im W die hangenden Schichtglieder der Triasabfolge erschlossen.

Dem Großbau zuzuordnende Strukturen treten in den verschiedensten Horizonten der Trias auf.

An der Zwickenberger Straße fanden sich im Zwischendolomit des Alpinen Muschelkalks eine Duplexstruktur und mehrere ENE-gerichtete Aufschiebungen mit Störungsbreccien. Konjugierte Scherflächenpaare weisen auf eine N/S- bis NE/SW-gerichtete Einengung. Sie sind in der gesamten Trias verbreitet und können mit den S_4 -Scherflächenpaaren im nördlich angrenzenden Kristallin verglichen werden. An der Fahrstraße zwischen Rosenberg und Schrottenberg ist auf einer Seehöhe von ca. 880 m ein tektonischer Keil im Plattendolomit aufgeschlossen, dessen Überschiebungen wiederum auf eine NE/SW-gerichtete Einengung weisen.

Im Bankkalk des Alpinen Muschelkalks fanden sich dm-dimensionierte Biegegleitfalten. Offene, dm- bis Zehnermeter-große Falten an der Basis des Plattendolomits im unteren Wurnitzgraben sind in ihrem E/W-Streichen der Mulden-Großstruktur der Oberdrauburger Trias zuzuordnen. Vereinzelt sind im Bankkalk des Alpinen Muschelkalks wie auch in den „Grünen Schichten" dm- bis m-dimensionierte „detachment folds" ausgebildet.

Altkristallin bei Simmerlach und im Bereich Bretterkofel – Zwickenberg – Strieden

Das Altkristallin gehört dem SW-Rand der Strieden-Einheit an (vgl. HOKE, 1990).

Lithologie

Im SE der Trias, nördlich von Simmerlach und im E-Teil der Simmerlacher Klamm (Tobelbach) liegen Glimmerschiefer in z. T. phyllitischer Ausbildung vor. Sie bestehen aus Muskowit, Serizit, Quarz und in Nestern auftretenden, bis 3 mm großen, idioblastischen Granaten. Häufig sind geringmächtige Quarzite eingeschaltet, die noch eine Schichtung erkennen lassen.

Den größten Teil des Gebietes nördlich des Trias-Streifens nimmt ein meist phyllitischer, quarzreicher Granatglimmerschiefer ein. Neben Serizit, Muskowit und Quarz treten bereichsweise gehäuft Biotit und neugesproßte, mehrere mm bis ca. 1,5 cm lange Amphibole auf, die die Foliationsflächen z. T. regellos überwachsen. Die meist idioblastischen Granate erreichen einen maximalen Durchmesser von ca. 2,5 cm. Gelegentlich ist ein Graphitgehalt in den Granatglimmerschiefern festzustellen.

Im mittleren und oberen Wurnitzgraben und im Gebiet um Zwickenberg sind gehäuft mehrere Zehnermeter mächtige Glimmerquarzite in die Granatglimmerschiefer eingeschaltet. Neben Muskowit enthalten sie auch Serizit und bereichsweise Biotit. Die Glimmerquarzite gehen oft fließend in die Granatglimmerschiefer über.

Grob- und feinkörnige, plattige Amphibolite treten in bis zu ca. 50 m mächtigen, langgestreckten Linsen und Zügen von sehr unterschiedlicher Ausdehnung auf. Die W/E-streichenden Amphibolite durchziehen das Gebiet zwischen Bretterkofel, Vorderberg, Hinterberg und Strieden. In feinkörnigen Lagen ist auf den Foliationsflächen eine Minerallineation der Amphibole erkennbar. Daneben treten Plagioklas und Quarz, gelegentlich auch bis cm-mächtige Karbonatschnüre auf.

Im Bereich des Bretterkofels und nördlich der Mooswiesen treten bis ca. 8 m mächtige Muskowit-Biotit-Gneise in Form von langgestreckten, schmalen Zügen auf, die in ihrem Verlauf dem Streichen der prägenden Foliationsflächen folgen. An dem Forstweg von den Mooswiesen zur Höferalm sind in einer Kehre (1780 m Seehöhe) sowie an einem Bachbett östlich davon Vorkommen eines Augengneises aufgeschlossen.

Nördlich des Bretterkofels (Angerbodenhütte) verläuft eine ± im NW/SE-gerichteten Streichen der Hauptfoliation liegende, präalpidische Mylonitzone. Sie enthält Linsen von schmutzig-grünbraunen Protomyloniten (mit gescherten Feldspatklasten) und graubraunen Mylonitquarziten. Die Mylonitzone ist östlich des Bretterkofels in Richtung der Mooswiesen nicht weiter verfolgbar. Sie setzt sich vermutlich nördlich der Angerbodenhütte in Richtung des Giessgrabens fort. Ein weiterer, isolierter Aufschluß in einem hellgraubraunen Quarz-Feldspat-Mylonit fand sich am Forstweg zwischen Rabantalm und Angerbodenhütte (WSW des Bretterkofels in 1320 m Sh.).

Schichtgebundene Vererzungen (LAHUSEN, 1972; REIMANN & STUMPFL, 1981, 1985; WALLNER, 1985) im Gebiet des Fundkofels (Gold), im Bereich der Striedener Brücke (Antimonit) und im Rabant-Gebiet (Antimonit) wurden seit dem Mittelalter bis in dieses Jahrhundert abgebaut. An mehreren Stellen zeugen Stollen, Erzhalden und Reste von Abbauanlagen von der Abbautätigkeit.

Tektonik

Im Gelände konnten makroskopisch vier verschiedene Deformationen unterschieden werden.

Die älteste, präalpine, duktile Deformation D_1 bildet NW-fallende Schieferungsflächen S_1 aus. Die S_1-Gefüge sind im mm-Bereich zwischen einem überprägenden S_2 erhalten. Sie finden sich an einigen Lokalitäten westlich von Hinterberg, nördlich von Vorderberg und westlich des Gehöfts Glader.

Einer weiteren präalpinen, duktilen Deformation D_2 mit prägender Hauptfoliation S_2 ist eine Minerallineation L_2 und eine F_2-Isoklinalfaltung von Quarzlinsen und Amphibolitlagen im dm-Bereich zuzuordnen. Die Deformation ist im gesamten kartierten Altkristallin-Areal gefügeprägend gewesen. Die Foliation zeigt ein WNW/ESE-Streichen bei flachem, NNE-gerichtetem Einfallen. Bereichsweise ändern sich diese Richtungen zu einem WSW/ENE-Streichen bei flachem Einfallen nach NNW.

Eine wahrscheinlich präalpine, duktile Deformation D_3 überprägt mit ihrer Kleinfältelung/Crenulation F_3 die Foliation S_2. Die B_3-Achsen fallen meist flach nach NE bis E ein. Eine geringe Vergenz ist wechselseitig nach NW bzw. SE gerichtet. Vor allem in den Amphiboliten ist vereinzelt ein steil nach NW bzw. SE einfallendes, weitständiges S_3 ausgebildet. Eine stellenweise auftretende, parallel zu B_3 streichende Minerallineation L_3 von Amphibolen und Hellglimmern überprägt die Lineation L_2.

Die spröd verlaufene, alpidische Deformation D_4 erfaßte die Trias und das Kristallin und führte zu N/S- bis NE/SW-gerichteter Einengung. Sie ist für die Bildung der Mulden-Struktur der Oberdrauburger Trias verantwortlich. Im Kristallin ist diese Deformation durch eine bereichsweise intensiv auftretende Knickfaltung im cm- bis dm-Bereich mit Ausbildung spröder S_4-Scherflächen dokumentiert. Sie sind z. T. als konjugierte Scherflächenpaare ausgebildet, die überwiegend S- bis SW-vergenten F_4-Knickfalten zuzuordnen sind. An bruchhaften Aufschiebungen versetzte Amphibolit-Linsen sowie tektonisch überprägte Kontakte zwischen unterschiedlich kompetenten Gesteinen (Glimmerquarziten, Granatglimmerschiefern, Amphiboliten) sind auf D_4 zu beziehen.

Der sedimentäre Kontakt zwischen der Trias und dem Altkristallin der Kreuzeckgruppe ist an der Basis des Alpinen Buntsandsteins im Simmerlacher Steinbruch nahezu in seiner ursprünglichen Form erhalten geblieben.

Er wurde von E nach W zunehmend tektonisch überprägt und dabei zu einer steilen, NNE-fallenden Aufschiebung des nördlich gelegenen Altkristallins auf die Trias im Süden ausgebaut. Die Aufschiebung führte zu einer teilweisen Überkippung der Schichten des Alpinen Buntsandsteins, des alpinen Muschelkalks und des Plattendolomits an der N-Flanke der Trias-Muldenstruktur.

Die Störung am S-Rand des Kristallins schneidet schräg durch die Trias-Abfolge. Gleitstreifen im Kristallin des Simmerlacher Steinbruches, eine Schleppung der Amphibolite im Bereich zwischen Rabantalm und Rabant-Berghaus, sowie eine von E nach W zunehmend von der N/S- in die WSW/ENE-Richtung umschwenkende Einengung, deuten auf eine sinistrale Lateralkomponente während der Verschiebung beider Blöcke.

Die folgende Entlastung der Gesteinsfolgen hat zur Ausbildung eines Kluftsystems geführt, das vor allem in gebankten Abfolgen der Trias, in den Amphiboliten und Quarziten des Kristallins sowie in den Ganggesteinen abgebildet ist. Als Folge der Druckentlastung wurden bereits vorhandene S_4-Scherflächen mit ursprünglich aufschiebendem Charakter als Abschiebungen reaktiviert.

Ganggesteine

Ein maximal 8 m breiter Gang eines Quarzdiorits tritt ESE von Vorderdorf in 1250 m Seehöhe auf und durchzieht das Gebiet in ENE-Richtung. Er setzt sich nach E außerhalb des kartierten Gebietes weiter fort.

Unterhalb von Strieden durchschneidet ein graugrüner, feinkörniger, maximal 3 m mächtiger Lamprophyrgang die Foliation der Amphibolite und Granatglimmerschiefer. Er ist auf einer Länge von ca. 370 m mit einem NNE/SSW-Streichen nachweisbar. In ihm finden sich selten bis zu ca. 1 cm große, idiomorphe Biotite. Beide Ganggesteine zeigen außer Klüftung keine tektonische Beanspruchung.

Quartäre Ablagerungen:

Der Draugletscher hinterließ eine im kartierten Gebiet weitverbreitete aber meist geringmächtige (ca. 1–10 m) Überdeckung von Moränenmaterial mit gerundeten Quarz- und Kristallin-Geröllen.

Besonders deutlich ausgeprägte Moränenrücken verlaufen bei Vorderdorf in E/W-Richtung entlang der Zwikkenberger Straße und in N/S-Richtung bei den Lochbauern.

Größere Bereiche zwischen Rabantberg und Bretterkofel, auf den Mooswiesen und um Sittnitz, stellen Verebnungsflächen dar und zeigen z. T. eine postglaziale Bodenbildung mit Mächtigkeiten bis ca. 1 m. An diese Ablagerungen sind häufig größere Vernässungsbereiche gebunden.

Die jüngsten holozänen Sedimente sind die Schwemmfächer von Oberdrauburg und Simmerlach am Ausgang des Wurnitzgrabens bzw. der Simmerlacher Klamm (Tobelbach), ebenso die fluviatilen Schluffe, Sande und Schotter des Drautales und des Tobelbaches (Junge Talfüllungen).

Hang-Übersteilungen im Bereich des Tobelbaches führen verbreitet zu einer Auflockerung des Gesteinsverbandes. An Trennflächen erfolgen größere Rutschungen in den besonders bei Feuchtigkeitszutritt rutschungsanfälligen, phyllitischen Granatglimmerschiefern (unterhalb Gehöft Wallner). Im Zwickenberger Quartär konnten darüberhinaus kleinere Anbrüche in Moränenmaterial auskartiert werden.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Sadnig-Gruppe auf Blatt 180 Winklern

Von Manfred Linner
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde der Südwestkamm der Sadnig-Gruppe vom Leitenkopf bis zum Ebeneck und der anschließende bewaldete Sporn, der an der Steiner Wand bei Winklern endet. Weiters die Gebiete um die Stadler Alm und ums Marterle sowie der Lobersberg. Die flach lagernde Hoferkopf-Serie ist mit einer Mächtigkeit von rund 1600 m aufgeschlossen. Der Lithologie und den Mineralparagenesen zufolge findet sich vergleichbares Kristallin in der Schobergruppe (G. Troll et al., Geol. Rdsch., 1976) und in der nordöstlichen Kreuzeckgruppe (Polinik-Einheit nach L. Hoke, Jb.Geol.B.-A., 1990).

Lithologie

Gebankte Paragneise, Zweiglimmergneise bis -schiefer und untergeordnet Hellglimmer- und mineralreiche (Granat, Staurolith, Turmalin) Schiefer bilden die Hauptmasse der Serie. Die gebankten Paragneise erscheinen durch einen hohen Quarzanteil oft quarzitisch und brechen plattig entlang von feinen Biotitlagen. Oberhalb von 1600 m Seehöhe sind die Paragesteine zunehmend metablastisch. Im Kammbereich und ums Marterle ist die Metablastese weit fortgeschritten. Die Gneise sind grobkörniger, dickbankiger und die Quarz-Feldspat-Substanz ist zu linsigen Aggregaten rekristallisiert. Dadurch erscheint das Gefüge etwas aufgelöst, und die Gneise sind insgesamt massiger. In den Zweiglimmerschiefern bildeten sich bei der Metablastese Glimmer- und Feldspat-reiche Lagen, wobei sich ein schlierig unruhiges Gefüge entwickelte. Retrograde Hydratisierung ist im Gelände an der Vergrünung der Gesteine erkennbar. Im Dünnschliff zeigt sie sich als Chloritisierung der femischen Mineralphasen. Die Gesteine im Kaltenbrunnerwald sind bereichsweise deutlich vergrünt und auch sonst sind Zonen mit stärkerer retrograder Beeinflussung vorhanden, bei der Kartierung aber nicht abtrennbar.

Granitgneise sind zwischen Namlach und den Ledererwiesen als geringmächtige, konkordante Lagen zahlreich, sonst treten sie nur sporadisch auf. Östlich der Ledererwiesen sind einige größere Granitgneiskörper ebenfalls konkordant eingelagert. Der Kontakt zum umgebenden Paragneis ist scharf. Zwei Granitgneistypen sind zu unterscheiden: Augengranitgneis mit bis zu 3 cm großen Mikroklinaugen und leukokrater, mittelkörniger Granitgneis mit wenig, aber grobblättrigem Biotit. Muskovit ist in geringen Mengen in beiden Granitgneistypen enthalten.

Ein großer Amphibolitkörper baut den Gupf südlich der Ledererwiesen auf und mehrere, zehnermeter mächtige, Amphibolitzüge durchziehen die Rippe bei Am Stein. Im Kern sind unverschieferte Eklogitamphibolite erhalten, für die neben Granat eine gelblichgrüne Symplektitmatrix typisch ist. Im Dünnschliff findet man in den feinstkörnigen Symplektiten Klinopyroxene. Gegen den Rand der Körper sind die Eklogitamphibolite zunehmend verschiefert und hydratisiert. Hornblenden kristallisierten entlang der jüngeren s-Flächen. Am Rand dominieren Granatamphibolite und helle, Plagioklas-reiche Amphibolite mit Mobilisaten aus Plagioklas und Hornblende. Geringmächtige Amphibolitkörper oder -lagen treten als Schwärme im gesamten kartierten Bereich auf. Sie sind entweder gebändert und reich an Plagioklas oder grobkörnig und homogen, wobei Hornblende dominiert. Letztere führen öfters Granat und manchmal auch Erz. Die seltenen Kalksilikatgneise sind den gebänderten Amphiboliten ähnlich, wodurch ihre kartierungsmäßige Abtrennung erschwert wird.

Tektonik

Die Gesteine lagern flach (0–30°) und sind um flache Achsen (bis 15°) leicht verfaltet. Die Fallrichtungen und die Richtungen der Faltenachsen sind auf Grund der flachen Lagerung sehr variabel. Die Orthogneise und die konkordanten Pegmatite sind gemeinsam mit den umgebenden Paragesteinen verfaltet. Quarzreiche Pegmatitlagen und schmächtige Amphibolitlagen sind boudiniert. Die Paragneise sind in der Umgebung der großen Amphibolitkörper steil verfaltet. Als relativ starre Körper wirkten die Amphibolitkörper innerhalb der mobileren Paraserie wie riesige Boudins.

Der Mühlgraben trennt Lobersberg und Wenneberg voneinander. Vom Lobersberg ziehen quarzitische, gebankte Paragneise in den Mühlgraben. In der Ostseite des

Grabens und am Wenneberg sind Zweiglimmerschiefer und leicht metablastische Gneise aufgeschlossen. Die unterschiedliche Lithologie zu beiden Seiten des Mühlgrabens und der Verlauf des Grabens selbst weisen auf einen senkrechten Bruch hin.

Westlich von Witschdorf treten steilgestellte Gneise und Schiefer auf. Lithologisch entsprechen sie der Hoferkopf-Serie. Die Steilstellung könnte durch die Störung, die das Mölltal von Wöllatratten bis Lainach durchzieht und weiter über Zwischenbergen ins Drautal zieht, erfolgt sein.

Quartär

In den Karen nördlich vom Kamm Leitenkopf – Ebeneck weisen einige Moränenwälle auf ehemalige, lokale Vergletscherung hin. Das Moränenmaterial spiegelt die Lithologie der Hoferkopf-Serie wieder. Im übrigen Gebiet ist die Moränenbedeckung gering, nur am Lobersberg sind größere Moränenflecken. Diese Moränen enthalten bis blockgroße Serpentinite.

Der Mölltalgletscher hat am Sporn zwischen Ebeneck und Steiner Wand härtere Gesteinszüge herausmodelliert. Die Amphibolitkörper bilden Härtlingsrippen und die Granitgneise treten bevorzugt in Felswänden zu Tage. Ein Moor hat sich im Sattel westlich der Wiesbaueralm entwickelt.

Absetzungen mit Zerrspalten und die damit verbundene Hangauflockerung und Blockhaldenbildung sind verbreitete Ausgleichsbewegungen der übersteilten Talflanken. Große Rutschmassen liegen zwischen Haselwand und Blasbauer und südlich vom Zellinkopf. Die Wandstufe zwischen Kaltenbrunnerwald und Ebeneck ist stark zerissen, hausgroße Felstürme sind abgesetzt und herausgerückt. In der Steiner Wand hängt eine kleine Bergsturzmasse.

Rezente Anschwemmungen der Möll bedecken den Talboden. Eine Niederterrasse der Möll ist zwischen Grubenbauer und Namlach auf der linken Talseite erhalten.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Südostrand des Tauernfensters auf Blatt 182 Spittal an der Drau

Von Regina Elsner
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Die geologischen Aufnahmsarbeiten wurden im vergangenen Geländesommer im Bereich des Eckbergs und im Kammbereich Hummelkopf, Böse Nase, Gurglitzen, Roßalm und Ochsenhütten durchgeführt.

Im Bereich des Eckbergs stehen ostalpine Glimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Quarzite an. Die Serien Streichen WNW–ESE und Fallen mit 40-50° nach Süden ein. Die hangende Serie an der Südflanke wird von Granatglimmerschiefern dominiert. Darunter folgen quarzitische Glimmerschiefer und Quarzite, jeweils als dünne Lagen. Sie dürften den langgestreckten Eckbergrücken aufbauen. Der Gipfelbereich des Eckbergs ist von quartärer Moräne bedeckt. Die liegendste Einheit an der Flanke zum Steinbrückenbach bilden Phyllonite und diaphthoritische Glimmerschiefer.

Der Kammbereich zwischen Kolm und Hummelkopf wird von Prasiniten und Kalkglimmerschiefern aufgebaut. Auf ca. 1600 m ist eine Doppelrückenbildung feststellbar. Sie dürfte verursacht werden durch eine NW–SE-streichende Störung, ebenso wie die Sackungs- und Vernässungsbereiche am Kolmrücken. Es handelt sich bei der Störung um eine Parallel-Störung zum Mölltal-Lineament. Sie paßt damit in das großräumige Störungsmuster am Südostrand des Tauerndoms (Elsner, 1991).

Im Bereich des Hummelkopfes stehen Kalkglimmerschiefer mit Schwarzschieferlagen an. Im gesamten Kammbereich kann eine intensive Doppelgratbildung festgestellt werden.

Die Grenze zwischen Äußerer Schieferhülle und Habach-Serie wird von einer diskordanten Auf- bzw. Überschiebung gebildet. Entlang dieser tektonischen Grenze werden Quarzite und Biotitschiefer abgeschnitten. Hinweise auf eine Wustkogel-Serie fehlen.

Dem Grat folgend stehen auf ca. 1980 m hydrothermal überprägte Zentralgneise an. Sie sind gekennzeichnet durch dichtgepackte idiomorphe Feldspäte. Das Gestein läßt eine Schieferung erkennen. Parallel zum Grat verlaufend ist in diesem überprägten Zentralgneis ein Quarzgang zu beobachten.

Auf 2060 m folgen am Grat Grobkornamphibolite und Granatamphibolite der Habach-Serie.

Der Gipfel der Bösen Nase wird von gebänderten Plagioklasgneisen des penninischen Altkristallins aufgebaut. Im Bereich der Tröbacher Alm liegen auf 1920 m Bergsturzmassen aus Plagioklasgneisen. Die Flanke einer Lokalmoräne auf ca. 1880 m wird ebenfalls aus Bergsturzmaterial (Feldspatgneise) gebildet.

Am Gurglitzen stehen massige Zentralgneise an. In einer Scharte östlich des Gipfels sind Kataklasite einer NNE–SSW-streichenden Störung erkennbar. Möglicherweise sind dabei auch Pseudotachylite mitvertreten.

Im Bereich der Roßalm stehen dunkle, feinkörnige Biotitgneise ohne Feldspatblasten an. Diese sind vergesellschaftet mit Amphiboliten. Oberhalb der Roßalm finden sich Serpentinit-Späne. Die Dehnungsklüfte (z.B. 300/70) in den Amphiboliten sind gekennzeichnet durch Mineralisationen (Quarz, Chlorit etc.). Manche dieser Klüfte stehen heute offen. Diese Gesteinsvergesellschaftung wird der Habach-Serie zugeordnet.

Im Liegenden folgen massige quarzbetonte Aplite und gebänderte Gneise des penninischen Altkristallins.

Die Abfolgen der westlichen und östlichen Flanke des quartär-verfüllten Reinitzbachs stimmen nicht exakt miteinander überein und erscheinen auch lokal gegeneinander versetzt. Daher ist im Bereich des Bachs eine Störung anzunehmen.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Kristallin des Nockgebietes auf Blatt 182 Spittal an der Drau

Von Julian Pistotnik

Es wurde der zum Kristallin des Nockgebietes gehörige Bereich zwischen Eisentratten – Gmünd – Treffling – Trefflinger Alm und dem östlichen Blattrand aufgenommen.

Dominierend treten in dem gesamten Gebiet Granat-Hellglimmerschiefer auf, die meist stärker quarzitisch ausgebildet sind und auch immer wieder in einige m mächtige Einschaltungen von vorwiegend dünnbankigen (Hellglimmer-)Quarziten übergehen. Die Granate in den Glimmerschiefern sind 2 bis 5 mm groß, die kleinen Körnchen wirken frisch, während bei den größeren vielfach

randliche Chloritisierung erkennbar ist. Die Hellglimmer sind individuell ausgebildet, nur in Zonen stärkerer Durchbewegung liegen sie neben dem grobblättrigen Altbestand auch sericitisch vor. Manchmal auftretende, bis cm große, nestartige Aggregate von Hellglimmer ersetzen möglicherweise ehemalige Staurolithe, doch wurden nirgendwo diese selbst oder ihre Relikte erkennbar angetroffen. Neben den hellen Glimmern tritt lagenweise, aber immer untergeordnet, Biotit hinzu. Fast allgemein ist den Glimmerschiefern ein meist nur geringer Feldspatgehalt, der aber in den quarzitischen Einschaltungen vielfach auf über 10 % ansteigt, ohne allerdings gneisige Typen auszubilden.

Die relativ gleichförmige Glimmerschieferentwicklung dieses Gebietes wird nur stellenweise durch, höchstens einige Meter mächtig werdende, Einschaltungen von Paragneisen unterbrochen. Lediglich im Gipfelbereich und nördlich des Tschiernocks erreichen sie größere Mächtigkeit und Verbreitung. Es sind plattig-bankige, überwiegend feinerkörnige Zweiglimmergneise mit Biotitvormacht. Noch sporadischer und nur gering mächtig finden sich vereinzelte Lagen von feinkörnigen, chloritisierten und biotitisierten Amphiboliten, von denen nur der am Kamm SE des Tschiernocks auftretende erkennbar Granat führt (ebenso wie die hier benachbarten Quarzite).

Megaskopisch auffällige, durchgreifende Diaphthorese ist lediglich in den tiefsten Anteilen des Kristallins, im Liesertal zwischen Eisentratten und Gmünd, vorhanden. In den höheren Bereichen sind retrograde Erscheinungen auf eng begrenzte Lagen intensiver Durchbewegung beschränkt.

Gefügemäßig bedingt die Nähe der Tauernkulmination ein allgemeines Einfallen der Schieferungsflächen gegen Ost, das lokal allerdings durch den intensiven Faltenbau in Dimensionen von mm bis Zehnermetern gestört wird. Abgesehen von älteren, an umgefalteten und gestengelten Quarzlagen erkennbaren Deformationsakten wird ein älteres Faltensystem um WSW–ENE-Achsen von einem jüngeren mit WNW–ESE-Achsen überholt. Eine starke Streuung erfahren aber alle Gefügewerte duch die überall wirksame junge Hangtektonik, die in den Kammbereichen Doppelgratbildung und an allen Hängen die Ausbildung von Rutschkuchen (in allen Größenordnungen) hervorruft.

Die quartäre Bedeckung tritt als Grundmoräne unterhalb von etwa 1800 m SH, vor allem an den Osthängen zum Nöringgraben, weitgehend verhüllend auf. Im Liesertal sind die Talflanken unterhalb von ca. 900 m SH fast durchgehend mit Terrassen verkleidet, die bei der Mündung des Liesertals in das Drautal in der Umgebung von Treffling großflächige Verbreitung erlangen.

Blatt 184 Ebene Reichenau

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke (Stolzalpen-Teildecke) auf Blatt 184 Ebene Reichenau

Von Waltraud Antonitsch
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Jahr 1991 wurde das Gebiet südlich des Krukkenspitzkammes, vom Eggenriegel, über den Kotzgraben und das Streiteck bis zum Zmolnigboden kartiert.

Wie schon im vorjährigen Kartierbericht erwähnt, werden die Gesteine der Stolzalpen Teildecke des Gurktaler Deckensystems zugeordnet. Im Gegensatz zu den nördlich der Kruckenspitze gelegenen, nahezu ungestörten vulkanogenen und klastischen Serien, ist das südliche Gebiet durch eine flache ESE–WNW-Überschiebung, mehrere Einschuppungen und Störungen gekennzeichnet. Das flache generelle Einfallen der Schichten ist nicht einheitlich, da die Gesteine von einer flachwelligen Verfaltung überprägt sind, deren B-Achse mit nur wenigen Graden nach SSW einfällt. Die Einfallsrichtung variiert von SSE bis E.

Die Abfolge vom Liegenden ins Hangende beginnt mit einer glimmerreichen (Sub-)Arkose, die am Eggenriegel aufgeschlossen ist. Feldspat, Quarz und Hellglimmer stellen den Hauptmineralbestand dieser (Sub-)Arkose dar.

Darauf folgt, tektonisch abgetrennt, ein grünlich-weißes, saures, hochdeformiertes Gestein, das als Quarzporphyr ausgeschieden wurde. Der Hauptmineralbestand des Porphyrs setzt sich hauptsächlich aus Quarz und Feldspat zusammen. Aufgrund der hohen Deformation und der diskordanten Grenzen zu den Nachbargesteinen kann der Bereich des Quarzporphyrs als eine Überschiebungsbahn gedeutet werden. Ob der Porphyr als Allochthon oder als Paraautochthon vorliegt, ist aufgrund der fehlenden stratigraphischen Einordnung nicht möglich.

Innerhalb dieses Quarzporphyrs treten noch tektonisch eingeschuppte Bombentuffe und ein durch Störungen begrenzter, stark verfalteter Phyllithorizont auf. Stellenweise wechseln Phyllit- mit Sandstein-, bzw. (Sub-)Arkosenlagen und ergeben somit eine Bänderung im Gestein.

Die nächste Gesteinsgrenze im Hangenden ist wiederum eine tektonische Grenze, da die über dem Quarzporphyr liegenden Bombentuffe in Richtung Liegendgrenze (= Quarzporphyr) zunehmend deformiert sind, was sich in einer extremen Längung der einzelnen Bomben zeigt.

Als Bomben treten hauptsächlich Laven sowie grüne und violette Eisenhutschiefer auf, die von einer mit Lapillis durchsäten, grünlich-weißen, feinkristallinen Eisenhutschiefermatrix zusammengehalten werden. Die Größe der Lapillis und Bomben variiert zwischen 1 cm und 15–20 cm.

In diesem relativ mächtigen Bombentuff stecken unregelmäßig verteilt größere und kleinere massige Lavazüge. Die grünlich-grauen Laven sind durch 1–5 mm große Einsprenglinge, Plagioklase und Pyroxene, die in einer gleichmäßig-feinkristallinen, grünlichen Matrix schwimmen, charakterisiert.

Das hangendste Gestein innerhalb des Kartiergebietes ist ein sehr feinkörniger Sandstein, dessen Hauptmineralbestand sich aus Quarz, Feldspat und Hellglimmer zusammensetzt.

Da sich oberhalb und unterhalb des hochdeformierten Quarzporphyrs die gleiche Schichtabfolge zeigt, kann eine Schichtverdoppelung angenommen werden.

Bericht 1990/91 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum (Gurktaler Decke) auf Blatt 184 Ebene Reichenau

Von Julian Pistotnik

Die Aufnahmen wurden im Bereich der Südhänge des Höhenzuges zwischen Gurktal und Teuchen bis zum südlichen Blattschnitt sowie in der Umgebung von Wachsenberg durchgeführt.

Das Grundgebirge betreffend, dominieren im gesamten Abschnitt dunkelgraue, meist feinstlagig-quarzitische Phyllite. Dem Auftreten von einige m mächtig werdenden silbrigen, feinblättrigen Typen sowie feinbänderigen Metasiltiten kann wegen der geringen Aufschlüsse keine Regelmäßigkeit zugeordnet werden.

Im Gebiet von Hinterwinkl sind in die – randlich chloritreichen – Phyllite mehrere Züge von Kalkschiefern (im Grenzbereich zu den Phylliten) bis Bändermarmoren eingeschaltet, die bis ca. 20 m Mächtigkeit erreichen und, dem NE-vergenten Faltenbau entsprechend, NW–SE-streichend bis in ca. 1400 m SH verfolgbar in die überlagernden Phyllite eintauchen und in den höheren Hangbereichen nicht mehr auftreten.

Bemerkenswert erscheint die lithologische Ähnlichkeit dieser Karbonatgesteine mit jenen, die am Nordrand der Gurktaler Decke an der Basis des Stangalm-Mesozoikums auftreten und (früher auch vom Autor) als letzterem zugehörig angesehen wurden.

Im Hangbereich südlich des Dürrenbaumberges treten in den Phylliten, offenbar einem eher E–W-axialen, isoklinalen bis zerscherten Faltenbau folgend, in Begleitung von Metasiltiten fein- bis mittelkörnige Metatuffite auf, die die westliche Fortsetzung der Grünschiefereinschaltungen darstellen dürften, die auf der Nordseite des Höhenzuges von der Prekowahöhe über Kirchergraben bis zur Marktlhütte angetroffen wurden.

Am Ostende des Rückens, in der Umgebung der Kuppe 1512, ist in die Phyllite eine gering (2–3 m) mächtige, braun verwitternde Lage eines vermutlich sauren bis intermediären Tuffits (? Metakeratophyr) eingeschaltet, die im Kammbereich über einen km lang verfolgbar ist.

Weiter östlich wird das Quartär durch den Burgfelsen nördlich Oberboden von Grünschiefern in Wechsellagerung mit Kalkschiefern durchbrochen, die ihre östliche Fortsetzung in den Aufschlüssen in der Umgebung des Gehöftes Kösting (NE Himmelberg) haben.

Die Lagerung im beschriebenen Bereich ist überwiegend flach bis mittelsteil ost- bis nordostfallend, der Deformationsplan entspricht mit den älteren, E–W-orientierten und jüngeren, N–S-verlaufenden Faltenachsen dem bereits früher aus den angrenzenden Arealen beschriebenen.

Dominant sind in dem kartierten Bereich die quartären Phänomene.

Der Höhenrücken vom Dürrenbaumberg gegen Osten bis Himmelberg und die Quelltrichter und Kare zur Teuchen werden weitgehend von z.T. verschwemmter Grundmoräne eingenommen, die nur vereinzelt von Grundgebirge durchstoßen wird.

Gleiches gilt für das Gebiet um Dragelsberg und Wachsenberg östlich der B 95. Knapp südlich der Kote 1512 am vorhin erwähnten Rücken sind mehrere Trockentälchen, ehemals gegen Ost entwässernde Eisumfließungsrinnen, ausgebildet. Vereinzelte Wallmoränen(reste) wurden auf der Verebnung westlich der Ruine Oberboden und östlich Wöllach angetroffen.

In den tieferen Hanglagen zwischen Auf der Preggam (früher Prekowahöhe) und Himmelberg, bei Oberboden, im Bereich der Teuchenbachmündung, bei Wachsenberg und NE Hinterkaidern sind mehrere Terrassenniveaus unterscheidbar, deren Genese (Eisrand- bzw. Fluvialterrassen) und mögliche Korrelation durch die äußerst komplexe glazialgeologische Situation in diesem Gebiet vorläufig aber nicht überall befriedigend erschließbar ist.

Blatt 185 Straßburg

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen an der Basis der Murauer Decke und in der Stolzalpendecke auf Blatt 185 Straßburg

Von GEORG KLEINSCHMIDT, BRUNO BRIGGMANN, BERT KLINGEL & MARTIN LENSER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Wie im Vorjahr lag die Aufnahmstätigkeit zum einen im Grenzbereich des Gurktaler Deckensystems gegen das „Altkristallin" im NE des Blattes nördlich Straßburg (Gebiet 1), zum andern in sehr schwach bis schwach metamorphen Gesteinen der Stolzalpendecke im Zentrum des Blattes um Weitensfeld und von da westwärts (Gebiete 2–4).

In diesen (sehr) schwach metamorphen Einheiten konnten mikroskopisch Relikte von Porphyrquarzen mit hypidio- bis idiomorphen Umrissen und Korrosionsschläuchen SW Glödnitz nachgewiesen werden (KANNENGIESSER, 1992). Derartige Porphyrquarze sind einerseits 15 km nordwestlich von hier am Nordwestrand der Gurktaler Decke bekannt (BECK-MANNAGETTA, 1959, mit weiteren Zitaten), andererseits 55 km ESE von hier aus der Magdalensbergserie der südlichen Saualpe (BECK-MANNAGETTA, 1963, KLEINSCHMIDT & WURM, 1966). Dieser neue Nachweis ist daher ein weiteres Argument dafür, daß die (sehr) schwach metamorphen Einheiten hier im Zentrum des Gurktaler Deckensystems ebenfalls der altpaläozoischen Magdalensbergserie bzw. der Stolzalpendecke angehören (vgl. Berichte für 1989 und 1990).

Von den vier Teilgebieten, von N nach S und W nach E, sind Nr. 2 bis 4 Diplomkartierungen der Universität Frankfurt:

1) Gruschitz – Mannsdorf (G. KLEINSCHMIDT)
2) Brenitz – Kleinglödnitz – Zammelsberg (B. KLINGEL)
3) Altenmarkt – Weitensfeld – Sadin – Aich (B. BRIGGMANN)
4) Zammelsberghang südlich Kaindorf – Hardernitzen (M. LENSER)

1) Gruschitz – Mannsdorf (KLEINSCHMIDT)

Die Kartierung wurde von Winklern aus in Richtung E (Gruschitz) und S (Mannsdorf) fortgesetzt und im Raum Winklern/Kreuzen präzisiert. Die Gesteinszüge ließen sich von Winklern her wenigstens z.T. weiterverfolgen: Der „schwach graphitische, z.T. mylonitische Schiefer" knapp südlich des Punktes 1223 streicht weiter ostwärts W Just vorbei auf Weichboth zu; der diaphthoritische Granatglimmerschiefer von Winklern (Unterflechl – Lady – Maier) führt auf der Höhe halbwegs zwischen Lady und Hirtz Chloritoid und löst sich NE Pommer/NW Wirschl/b. Just in mehrere Teilzüge auf. Der Quarzit von Pommer hat im Liegenden mehrere Parallelzüge; ebenso wiederholt sich der Grünschieferzug beim Pommer nochmals im Liegenden. Nach der Karte gewinnt man den Eindruck, daß sich die Grünschieferzüge von Pommer im Amphibolit von Just fortsetzen. Eine solche Parallelisierung erscheint zunächst nach der Mikroskopie und nach dem Geländeeindruck abwegig, denn der Grünschiefer ist klar schwach metamorph, der Amphibolit typisch wie sonst in der „altkristallinen" Glimmerschiefergruppe ausgebildet (Bericht für 1990). Bei der Neuaufnahme wurden nun an

seiner West-(Hangend-)Grenze wunderschöne Pseudomorphosen von grüner Hornblende nach Pyroxen gefunden. Die Pseudomorphosen erreichen 1,5 cm Länge, wittern z.T. seifenartig heraus, zeigen noch völlig die Kristallform von Augiten und enthalten u.d.M. vereinzelt im Innern noch Reste von Pyroxen! Aus dem Altkristallin der Muralpen (d.h. Glimmerschiefergruppe/Mittelostalpin) sind derartige Relikte bisher unbekannt. Beschrieben wurden dagegen ähnliche Bildungen aus „Metadiabasen" (d.h. aus der Stolzalpendecke) (ANGEL, 1932, 1955) und aus der Phyllitgruppe der Saualpe (d.h. Murauer Decke) (THIEDIG, 1962). Da in den Schliffen bisher kein Feldspat und kein Granat gefunden wurde, muß eine mineralfazielle Zuordnung des Amphibolits von Just momentan offen bleiben.

Abgesichert wurde von Gruschitz (Wirschl) bis Obermannsdorf und schließlich auch SE Untermannsdorf die Verbreitung des (±diaphthoritischen) quarzitischen Biotit-Feldspat-Glimmerschiefers. SE Untermannsdorf (0,5–1,25 km N Straßburg) häufen sich Quarzite der Glimmerschiefergruppe, d.h. des Altkristallins. Die quarzitischen Biotit-Feldspat-Glimmerschiefer wurden auch im Bereich Langwiesen nachgewiesen. Gelegentlich schalten sich in diese Gesteine auch geringmächtige Graphitquarzite ein: 200 m W Wirschl, 250 m NW Gruschitzer Kreuz und 800 m SE Hausdorf.

Die Lagerungsverhältnisse sind durch die Hauptschieferung (s_3) geprägt, die im Altkristallin und im Hangenden gleichartig flach NW-fallend ist; lediglich im Langwiesenbachtal gibt es störungsbedingt(?) z.T. flaches SE-Fallen. s_4 konnte in den „diaphthoritischen Granatglimmerschiefern" und in „stark quarzitischen Glimmerschiefern" mehrfach als ecc-Gefüge mit ost- bis südostwärtiger Schubrichtung eingemessen werden und so unsere früheren Angaben bestätigen. Der entgegengesetzte tektonische Transportsinn ergibt sich für ältere Bewegungen aus den Lang-Kurzbeziehungen von B_2- oder B_3-Kleinfalten (z.B. 500 m E Maier).

Die Basis der Murauer Decke (d.h. des Gurktaler Deckensystems) ist bis jetzt nicht exakt faßbar, zum einen weil die Aufschlußverhältnisse im Aufnahmsgebiet sehr mäßig sind, insbesondere um den kritischen Gratbereich des Höhenrückens Saumarkt – Gruschitzer Kreuz – Mannsdorf herum, zum andern weil der Grenzbereich offenbar sehr kompliziert gebaut ist.

Dieser Grenzbereich umfaßt nahezu das gesamte Aufnahmsgebiet (bis auf das sichere „Altkristallin" im Ratschachgraben), ist etwa 300 bis 400 m mächtig, insgesamt mehr oder weniger stark diaphthoritisch und/oder mylonitisch, letzteres besonders 300 m NW Obermannsdorf und 300 m E Lady. Das entspricht einem geologischen Abstand von ca. 150 m.

Das Liegende dieser Zone aus quarzitischen Biotit-Feldspat-Glimmerschiefern dürfte ausschließlich dem mittelostalpinen „Altkristallin" entstammen. Die „diaphthoritischen Granatglimmerschiefer" und die davon umhüllten Gesteine (Quarzite, Grünschiefer, Amphibolit) sind in ihrer tektonischen Stellung unklar, mögen eine Mélange darstellen, wie sich möglicherweise durch den Hornblendepseudomorphosen führenden Amphibolit belegen läßt.

Das Störungsmuster ließ sich hingegen besser erfassen: Die Fortsetzung der WSW-Abschiebung vom Prekova-Paß her konnte weiterkartiert werden. Im Abschnitt Pommer – Obermannsdorf scheint sie die mutmaßliche Basiszone der Gurktaler Decke mit etwa 100 m Sprunghöhe nach WSW zu versetzen. Ihr weiterer Verlauf nach ESE parallel zum Ratschachbach wurde in erster Linie aufgrund morphologischer Argumente vermutet.

Durch aufgeschlossene Kataklasite gesichert ist das Störungsbündel zwischen Straßburg und Untermannsdorf (NW–SE-streichend), bereits von BECK-MANNAGETTA (1959) z.T. festgehalten, und das südöstlich Steiner in Langwiesen (NE–SW-streichend, SE-abschiebend). Beide Scharen liegen nach der bisherigen Aufnahme innerhalb des mehr oder weniger diaphthoritischen „Altkristallins".

2) Brenitz – Kleinglödnitz – Zammelsberg (KLINGEL)

Das Aufnahmsgebiet wird ausschließlich aus (sehr) schwach metamorphen Gesteinen der „Metadiabasserie" bzw. „Magdalensbergserie" bzw. Stolzalpendecke aufgebaut. Sie weisen durchweg zwei Schieferungen auf: s_1 oft nicht von s_0 trennbar, s_2 meist als Transversalschieferung ausgebildet.

Prostratigraphisch Tiefstes ist ein in der Depression zwischen Brenitzberg und Kuhbichler auf 800 m Länge angeschnittener Grünschiefer, der mit 20° bis 40° nach NW einfällt. Darüber folgen zwischen Wernig, Altenmarkt und St. Johann großräumig phyllitische Tonschiefer bis tonschiefrige Phyllite. Nördlich der Linie Teichentaler – Wernig – Moser werden die Metapelite wiederum von Grünschiefer überlagert, der weniger penetrativ geschiefert ist als der liegende.

Südlich der Gurk bilden – vielleicht stratigraphisch den nördlich der Gurk gelegenen Metapeliten entsprechend – phyllitische Tonschiefer bis tonschiefrige Phyllite zwischen Pichler und Zammelsberg sowie zwischen Braunsberg und Sabitzer das Liegende einer Eisendolomit-Grünschiefer-Assoziation. Am Hang südlich und südwestlich Pichler dominieren Eisendolomite, südlich Gugler/Braunsberg Grünschiefer. 400 bis 500 m W Pichler fällt das steile Westfallen von Eisendolomiten und einer Grünschiefereinschaltung aus der üblichen flacheren Lagerung heraus. W bis NW des Ortes Zammelsberg enthalten die Eisendolomite mehrere schlecht abgrenzbare Grünschiefervorkommen. Sie weisen einen stark verfalteten Lagenbau (s_0 oder s_1?) auf, der seinerseits verschiefert ist (flaches s_2).

Zwischen Kleinglödnitz und Pirkerhof sind im Bereich des Steilufers der Gurk (von der Gurkbrücke westwärts) tonschiefrige Phyllite aufgeschlossen, die hier graphitführend sind und wesentlich stärker deformiert erscheinen als sonst im Aufnahmsgebiet. Vergenz und Lang-Kurzbeziehungen der B_2-Falten (und s_2) sind konsistent mit dem s_4-Ost- bis -Südostschub in den tieferen Serien der Murauer Decke des Blattes Straßburg. Hinzukommen flach westfallende diskretere Scherzonen mit demselben ostwärtigen Schub. Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Bewegungszone nahe der Basis der Stolzalpendecke liegt und etwa den stark durchbewegten Phyllitaufschlüssen knapp östlich Weitensfeld entpricht (s. Bericht Nr. 3).

3) Altenmarkt – Weitensfeld – Sadin – Aich (BRIGGMANN)

Die Zuordnung der Gesteine des Aufnahmsgebietes zu den tektonisch-stratigraphischen Großeinheiten Stolzalpendecke/Magdalensbergserie einerseits und Murauer Decke/Phyllitgruppe andererseits ist vielfach noch unklar. Zur Stolzalpendecke zu rechnen sind als Fortsetzung vom Gebiet 2 her die Metapelite des Rückens Höhe 917 – Altenmarkt. Allerdings tauchen im Liegenden davon unmittelbar NE Altenmarkt (Straßenaufschluß) ohne scharfe Grenze Phyllite s.s. auf.

Phyllite unklarer stratigraphisch-tektonischer Stellung nehmen den Zentral- und Südteil des Gebietes beiderseits des Eisankbaches und die gesamte Ortslage Sadin bis an die Gurktalstraße zwischen Weitensfeld und Aich ein.

Quarzphyllite bilden das Hauptgestein im Norden des Aufnahmsgebietes im Umfeld von Nassing und St. Andrä. Sie dürften der Phyllitgruppe, d.h. der Murauer Decke angehören.

Bei den Grüngesteinen ließen sich Grünschiefer i.a., karbonatische Grünschiefer, quarzitische Grünschiefer, Chloritphyllite, Magnetitporphyroblastenschiefer und Meta-Agglomerate unterscheiden. Sie sind zum einen in kleineren Linsen in die Phyllite eingelagert, so z.B. karbonatische Grünschiefer bei der Schreinerei SW der Höhe 967 (Sadin) und Meta-Agglomerate von der Höhe 908 gegen NNE (Reinsberg). Zum andern bilden die Grüngesteine weiter verfolgbare Züge: Die Grünschiefer des Gebietes 2 setzen sich nach einem Versatz entlang des Mödringbaches bis zum Felder fort. Ob das Grünschieferband von Passegger bis N Lassenberger dem entspricht, ist noch nicht klar. Es trennt den Quarzphyllit- im N vom Phyllitbereich im S des Aufnahmsgebietes.

In der prägenden Schieferung (s_2) dieses Grünschieferzuges liegen Magnetitblasten mit asymmetrischen Streckungshöfen. Sie und andere Schersinnindikatoren lassen auf einen D_2–Südschub im Bereich des Grünschiefers schließen.

In den Phylliten südlich davon treten immer wieder Indikationen für Ostschub auf: 250 m SE Strutz am Ausgang des Eisankgrabens, sowie am Hang gegenüber 150 m NE des Punktes 708, nördlich davon beim Lippitzer und ca. 1 km weiter östlich beim Wurzer. Hauptindikator für den tektonischen Transport ist die als „ecc" ausgebildete Schieferung. Sie konnte nur als s_3 indiziert werden und weicht darin vom üblichen ecc-Gefüge der Murauer Dekke (= s_4) ab, unterscheidet sich auch von den an s_2 gebundenen, flach ostaufschiebenden Strukturen der schwächer metamorphen Metapelite im Nachbargebiet (Nr. 2).

Besonders deutlich und kräftig ist dieser flach ostaufschiebende Charakter in einer >10 m mächtigen Bewegungszone im Zentralabschnitt des Straßenaufschlusses unmittelbar östlich Weitensfeld ausgeprägt. Die Zone ist besonders reich an Quarzmobilisaten, konsistenten Phacoid- und ecc-Strukturen.

Es ist nicht ausgeschlossen, daß diese Bewegungszone die tektonische Fortsetzung der bei Kleinglödnitz an der Gurk aufgeschlossenen darstellt (Gebiet Nr. 2). Dazu ist jedoch die Annahme ostabschiebender, etwa N–S-verlaufender Verwerfungen nötig, wie sie im Mödringbachtal vermutet werden (s.o.), und wie sie im Kleinformat im Straßenaufschluß bei Weitensfeld selbst aufgeschlossen sind.

Im Aufnahmsgebiet sind außerdem quartäre und vielleicht tertiäre Bildungen von Bedeutung. Roterden (Quartär oder Tertiär?) wurden ca. 400 m nördlich und gut 1 km nordöstlich von Altenmarkt in 800 m bzw. 900 m Seehöhe in geringer Verbreitung gefunden (jeweils um 500 m²).

Die fluvioglazialen Schotter der höchsten Gurktalterrasse, die den Südrand des Aufnahmsgebietes beherrschen, reichen oberhalb von Weitensfeld bis in 770 m SH, unterhalb knapp 760 m und nehmen in ihrer Mächtigkeit zwischen Altenmarkt und Aich deutlich ab. Sie und Glazialrelikte in 800 bis 900 m SH wurden bereits im Bericht für 1990 genannt.

4) Zammelsberghang südlich Kaindorf – Hardernitzen (LENSER)

Das gesamte Aufnahmsgebiet ist sehr schlecht aufgeschlossen, die Kartierung basiert daher überwiegend auf Lesesteinen, eine exakte Grenzziehung war nur ausnahmsweise möglich. Die quartäre Verhüllung wurde bereits im Bericht 1990 beschrieben.

Der überwiegende Teil des Gebietes wird von tonschiefrigen Phylliten aufgebaut. Völlig trifft diese Gesteinsbezeichnung allerdings nur für den Gipfelbereich des Zammelsberges und von da ein paar 100 m südwärts und 800 m ostwärts zu. Im übrigen sind die sehr schwach metamorphen Metapelite mehr oder weniger quarzitisch ausgebildet. Sie beherrschen den gesamten Zammelsbergnordhang vom Rücken mit dem Punkt 934 im Westen bis an die Straße Hardernitzen – Gruska/Grua im Osten. Der Quarzgehalt kann örtlich bis zur Ausbildung unreiner, feinkörniger Quarzite ansteigen, so etwa 100 m S Punkt 934, 350 m SW Flotthube und etwa 900 m SW Granglitzhof.

Abkömmlinge vulkanischer Edukte konnten in der monotonen tonschiefrigen Phyllitfolge gelegentlich nachgewiesen werden: Eine gut 100 m verfolgbare Metabasitlinse liegt in etwa 900 m SH SSE Hardernitzen. Eine weitere, schmale Grüngesteinslinse bildet halbwegs zwischen den Gipfeln von Zammelsberg und Wullroß einen etwa NW–SE streichenden Rücken und ist auf 600 m Länge nachweisbar. Sie besteht aus einem dunkelgrünen Kernbereich mit kleinen Chloritflatschen und einem helleren, mm-weise gebänderten Rand.

Aus der monotonen tonschiefrigen Phyllitfolge (mit ihren Einschaltungen) fällt lediglich der Rücken von Hardernitzen zum Magdalenberg (1008 m) mit seinen „karbonatischen Quarzphylliten" (inkl. Varietäten) heraus. Hier könnten Äquivalente der Phyllite des Gebietes Nr. 3 vorliegen.

Dieser Ostteil des Gebietes wird von den sonst vorherrschenden tonschiefrigen Phylliten durch eine bereits 1990 vermutete NNW–SSE-verlaufende Störung Hardernitzen – Grua getrennt. Neue Indikatoren für diese Störung sind kleine Parallelverwerfungen unmittelbar östlich der ersten Kehre der Straße Hardernitzen – Gruska/Grua. Die nördliche Fortsetzung dieser Störung könnte sinnvollerweise im Tälchen Strutz – Grabner und/oder im Mödringbachtal (beides Gebiet Nr. 3) verlaufen.

Aus dem Mödringbachtal streicht vermutlich eine N–S-Störung etwa in der Depression Flotthube – Zammelsberg, weiter 400 m östlich des Zammelsberggipfels und schließlich knapp westlich Speckbauer in die Ortslagen Dolz/Kötschendorf. Indikationen für diese Störung sind außer der Morphologie harnischbesetzte Kluftflächen in tonschiefrigen Phylliten am Gurkufer S Brugger und mehre-re kleine Störungs- und Kakiritzonen 150 m NW Speckbauer.

Im Gratbereich Zammelsberg – Wullroß häufen sich intensive Rotfärbungen auf Klüften von tonschiefrigen Phylliten und Metabasiten, mögliche Anzeichen einer tertiären(?) Roterdebildung.

Blatt 186 St. Veit a. d. Glan

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 186 St. Veit a. d. Glan

Von THOMAS APPOLD
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahre 1991 wurden im Norden des Blattes 186 St. Veit a. d. Glan kleinere Nachkartierungen durchgeführt. Zum einen wurde das Gebiet nördlich von St. Martin am Silberberg begangen, zum anderen westlich von Friesach im Bereich südlich des Pirkerkogels eine Lücke zwischen den Begehungen 1986 und 1987 geschlossen.

Gebiet südlich St. Martin am Silberberg

Nachdem 1989 im äußersten Nordosten des Blattes unweit der St. Martiner Hütte Vorkommen der Plankogelserie entdeckt werden konnten (APPOLD & THIEDIG, 1990), wurden im westlich anschließenden Gebiet zwischen dem Gehöft Kochbauer und dem Steirerbachtal die obersten Anteile der Schiefergneis-Gruppe (SG1 nach WEISSENBACH [1989], früher Injizierte Glimmerschiefer) überprüft. Es konnten jedoch keine weiteren Vorkommen der Plankogelserie aufgefunden werden.

Bei den hier auftretenden Schiefergneisen und Glimmerschiefern handelt es sich um helle, plattige oder schiefrige Gesteine mit hohem Quarz-Feldspat-Gehalt und großen bis sehr großen Muskoviten. Auffälligstes Merkmal sind zum Top hin zunehmende Einlagerungen von mm- bis dm-mächtigen (Turmalin-)Pegmatit-Schnüren, die allerdings nur selten kartenmäßig darstellbare Größen erreichen. Interessant sind geringmächtige Einlagerungen von Biotit-Glimmerschiefern und Granat-Glimmerschiefern, die z. T. an Gesteine der Glimmerschiefer-Gruppe erinnern. Ob es sich hierbei um eingeschuppte Teile der Glimmerschiefer-Gruppe handelt, oder aber nur um Inhomogenitäten innerhalb der Schiefergneise, kann hier nicht entschieden werden. Daneben finden sich gelbliche, grobkörnige Dolomitmarmore sowie mehrmeter-mächtige Amphibolite im Bereich des Gehöftes Kochbauer.

Teile der höheren Bereiche der injizierten Glimmerschiefer besonders aber die Pegmatit-Linsen sind intensiv zerschert und mylonitisiert. Dies deutet auf eine junge tektonische Überprägung der Einheiten hin.

Große Bereiche des Gebietes sind von intensiven Rutschungen oder Hangzusammenbrüchen betroffen, die sich in das nördlich benachbarte Kartenblatt weiter verfolgen lassen (vgl. THURNER & VAN HUSEN, 1978). Vor allem der Hang zum Steirerbachtal ist äußerst instabil. Von einer Abrißkante bei 1260 m bis 1300 m NN aus gehen mächtige Schuttströme zu Tal, die z. T. große bis sehr große Schiefergneisschollen enthalten. Die Rutschhänge mit typisch buckliger Oberfläche und Staunässe lassen sich weiter nach Süden über St. Martin hinaus verfolgen.

Gebiet westlich von Friesach

Bei den vorangegangenen Geländeaufnahmen war in diesem Gebiet ein schmaler Geländestreifen zwischen Pirkerkogel und Eggerhöhe bis hinunter ins Stadtgebiet von Friesach übriggeblieben.

In diesem Bereich gehen die mächtigen Marmore der (?)Plankogelserie (Eggerhöhe, Deutschhauserberg) nach Norden hin in überwiegend von dunklen Glimmerschiefern geprägte Abschnitte über. Im Grenzbereich wechseln geringmächtige Lagen von dunklen und hellen Glimmerschiefern mit dünnen Marmorlagen. Interessant sind Amphiboliteinschaltungen von z. T. größerer Mächtigkeit (um 30 m). Im Westen und Norden werden diese Gesteine von hellen meist quarzitischen Glimmerschiefern und Quarziten überlagert (Moschitzberg-Osthang, Pirkerkogel), die in die Kräupingserie gestellt werden können. An der Ostseite (Hang oberhalb von Friesach) unterlagern helle und dunkle Glimmerschiefer mit auffallend großem Biotitgehalt (Biotit-Glimmerschiefer) die Serien. Im Stadtbereich von Friesach finden sich überwiegend karbonatische Glimmerschiefer z. T. mit Einlagerungen von Plankogelglimmerschiefern (Petersberg) sowie Marmore (Schloßberg).

Ebenso wie im Mettnitztal und im nördlich anschließenden Gebiet können auch hier großräumige Hangzusammenbrüche festgestellt werden. Im unteren Hangbereich finden sich vereinzelt Umfließungsrinnen. Viele der meist isolierten Glimmerschiefervorkommen sind als Gleitschollen zu interpretieren.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von HANS-UWE HEEDE
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1991 wurden die Kartierarbeiten zur Aufnahme des Kartenblattes (St. Veit an der Glan) mit Begehungen im Raum von Straßburg (Ratschach- und Wildbach-Graben), von Moschitzberg und von Barbarabad (südöstlich von St. Salvator) zum Abschluß gebracht. Als Grundlage für die Arbeiten konnte auch dieses Jahr die von ZADORLAKY-STETTNER (1961) bearbeitete Karte herangezogen werden.

Im Bereich des Gurktales (nordöstlich von Strassburg) überwiegen helle, fein- bis mittelkörnige Biotit-Muskovit-Glimmerschiefer, die verbreitet Feldspat führen und generell West–Ost streichen (überwiegend mittelsteiles südliches Einfallen). Als Einschaltungen treten vor allem straff planar geschieferte Graphit-Glimmerschiefer (ohne Granat) und (z.T. gebänderte) Graphit-Quarzite auf. Von Straßburg bis Mellach lassen sich bis zu 25 m hohe fluviatile Terrassenschotter beobachten.

Im Ratschachgraben werden die hellen, mürben (Feldspat-) Glimmerschiefer-Varietäten nach Norden hin (durch zunehmende Biotit-Gehalte) tendenziell dunkler, ehe sie (südlich von Dobernig) von Muskovit-reichen, grobkörnigen Glimmerschiefern abgelöst werden, die häufig quarzitisch ausgebildet sind und überwiegend Granat (max. ca. 5 mm) enthalten. Die Raumlage der (über die zweite Isoklinalfaltung von Quarzgängchen als s_3 zu indizierenden) s-Flächen variiert in diesem Bereich sehr stark, erreicht aber mit nördlichen bis nordöstlichen Einfallsrichtungen ein Maximum. Während weite Flächen der westlichen Talflanke des Wildbachgrabens (südöstlich von Dobernig) von Hangschuttmassen bedeckt werden, können nördlich von Dobernig überwiegend helle, teilweise quarzitische Biotit-Muskovitschiefer ausgeschieden werden, in denen verbreitet (Mylonit-)Quarzit-, seltener auch Amphibolitlinsen und (nordwestlich des Gehöfts Wildbacher) auch ein kleines Pegmatitvorkommen (Mus-

kovit/Plagioklas/Quarz) beobachtet werden können. Westnordwestlich von Unteraich treten als Einschaltungen in den hellen Glimmerschiefervarietäten neben grobkörnig-hellen Granat-Glimmerschiefern, (stellenweise ?dolomitischen) Marmoren auch dunkle Granat-Glimmerschiefervarietäten auf, die APPOLD (freundl. mündl. Mitt.) der Plankogelserie zuordnet. Auf einer der zahlreichen verlehmten Flächen östlich von Dobernig können nach ZADORLAKY-STETTNER (1961) pliozäne Schotter nachgewiesen werden.

Im Metnitztal bilden West–Ost-streichende blaugraue, mittelkörnige und überwiegend Glimmer-reiche Marmore mit zahlreichen Einschaltungen von geringmächtigen Glimmerschieferlagen die Basis der Aufschlüsse. Der Marmorzug wird von hellen und teilweise quarzitisch ausgebildeten Glimmerschiefern überlagert. Nordöstlich von Pöllarsch dominieren Biotit-reichere, dunklere Glimmerschiefertypen mit Einschaltungen charakteristischer Glimmerschiefertypen der Plankogelserie. Über einem Niveau von ca. 800 m üNN werden weite Anteile des Gebietes zwischen Barbarabad und dem Moschitzberg von Hangschutt-, Lehm- und von Moränenablagerungen bedeckt. In einigen Tälern und Mulden mit äußerst unruhigem Relief lassen sich Zonen von Großrutschungen beobachten, in denen teilweise auch Felssturzmaterial verfrachtet werden kann. Nur in wenigen Aufschlüssen treten nordöstlich des Moschitzberges verschiedene Glimmerschiefervarietäten auf.

Quarzitische phyllitische Glimmerschiefer der Schuppenzone bilden den Gipfelbereich des Moschitzberges aus und überlagern Feldspat-reichere phyllitische Glimmerschiefer-Varietäten. Neben einigen kleineren (Mylonit-)Quarzitlinsen lassen sich (vor allem westlich des Gehöftes Ofner) einige Amphibolitkörper feststellen.

Südlich der Ortschaft Moschitz beißen dann erneut Gesteine der die Schuppenzone tektonisch unterlagernden Glimmerschiefergruppe aus. Neben quarzitischen und Feldspat-haltigen Glimmerschiefervarietäten lassen sich auch deutlich chloritische Biotit-Muskovitschiefer feststellen. Lediglich im Bereich des nördlichen Wildbachgrabens (südöstlich von Kraßnitz) tritt ein merklicher Granatgehalt hinzu. Bis auf vereinzelte Glimmerschieferaufschlüsse und einige kleinere verlehmte Verebnungsflächen wird der Talkessel-artige Bereich von Olschnögg von Hangschutt- und/oder von Hangrutschmassen bedeckt.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in der Krappfeld-Trias und im Phyllitgebiet auf Blatt 186 St. Veit an der Glan

Von FRIEDHELM THIEDIG & EIBE WILKENS
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurden abschließende Korrekturen, Überprüfungen und Ergänzungen früherer Aufnahmen durchgeführt. Schwerpunkte bildeten das zentrale Krappfeld nordöstlich des Längsees und die Verbreitungsgebiete der Phyllit-Gruppe zwischen Althofen, Schelmberg und Waitschach. Ergänzend erfolgten Begehungen im Bereich der Ostflanke des Görtschitztales zwischen Obersemlach und Kitschdorf.

Nordöstlich des Längsees werden im Untergrund anstehender Hauptdolomit und Oberkreide weitgehend durch quartäre Ablagerungen verdeckt. Erosionsrelikte von Schotterkörpern und isolierte größere Gerölle bzw. Geschiebe auf den morphologisch stark herauspräparierten Hochlagen des lokal zutage tretenden Hauptdolomites belegen eine ursprünglich vollständige Verhüllung. Vereinzelt wurden rötlich gefärbte Dolomite nachgewiesen.

Die Nordwestflanke des Höhenzuges nördlich Töplach zeigt einzelne Klippen aus Hauptdolomit. Im Steilhang der Gurk östlich von Wolschart auftretende oberkretazische Sedimente entstammen der Turbiditfazies und bestehen aus Mergeln sowie teilweise quarzreichen bioklastischen Kalken. Orbitoiden konnten nicht nachgewiesen werden. Auf der bewaldeten Hochfläche nördlich der B83 zwischen Mail und Gaminger Kreuz treten keine anstehenden Festgesteine auf.

Das Verbreitungsgebiet der Phyllit-Gruppe nördlich der Krappfeld-Nordrandstörung beinhaltet mächtige Grünschiefer und sehr vielfältige, heterogen zusammengesetzte Phyllite. Gebunden an karbonatische Phyllite treten vereinzelt zumeist unreine Marmore auf. Die Gesteine zeigen überwiegend eine flache Lagerung bzw. ein vorherrschendes Einfallen in südliche Richtungen. Im Rahmen des Untersuchungsgebietes treten daher nach Norden zunehmend tiefere Einheiten auf.

Übereinstimmende lithologische Abfolgen lassen eine Pseudostratigraphie mit Parallelen zu entsprechenden Darstellungen angrenzender Gebiete (u.a. THIEDIG, 1962) erkennen: Wechsellagerungen gerunzelter hochglänzender Serizit-Phyllite mit großen Quarz-Mobilisaten und harten, teilweise einen straffen Lagenbau aufweisenden karbonatischen Phylliten gehen kontinuierlich in mächtige Grünschiefer über. An der Basis der Grünschiefer treten lokal zusätzlich Einschaltungen quarzitischer Phyllite mit hoher morphologischer Wertigkeit auf.

Östlich von Urtl und am gesamten Westhang des Görtschitztales zwischen Mösel und Josefibauer sind die Verbreitungsgebiete der Grünschiefer durch die Entwicklung größerer Klippen gekennzeichnet. Häufig straff geregelte, teilweise ausgewalzte Biotit-Flatschen aufweisende feldspatreiche Grünschiefer mit Einschaltungen von karbonatischen Bereichen und chloritreichen Phylliten charakterisieren SE des Urtl-Hochofens den Übergang in Wechsellagerungen grüner Phyllite und Grünschiefer mit verbreiteten Quarz-Mobilisaten. Lokal treten Einschaltungen straff geregelter dunkler, teilweise quarzitischer Phyllite auf.

Im Hangenden folgen zunächst häufig chloritreiche grünliche Phyllite, welche schließlich in mächtige graue Phyllite übergehen. Der Bergrücken zwischen Deinsberg und dem Urtl-Graben wird überwiegend aus derartigen Phylliten aufgebaut. In den morphologisch höchsten Teilbereichen zeigen diese Gesteine Einschaltungen von grünlichen Phylliten sowie heller bis grauer Phyllite. Sie werden schließlich durch geringmächtige gröbere Wechselfolgen heller karbonatischer bzw. feldspatreicher Grüngesteine abgelöst. Feldspäte können in einigen Lagen Mittelsandgröße erreichen.

Helle feldspatreiche Gesteine, umgeben von teilweise sehr widerstandsfähigen schwarzgrauen bis grauen Phylliten, überlagern diese Abfolge. Karbonatische Phyllite mit linsenförmigen Einschaltungen unreiner Marmore im Bereich nördlich Mösel sind vermutlich ins Hangende dieser Entwicklung einzustufen. Im Bereich zwischen Urtl-Graben und Deinsberg kann mit Hilfe dieser Leithorizonte ein staffelförmig parallel zum Krappfeldnordrand erfolgender Versatz der Gesteine der Phyllit-Gruppe wahrscheinlich gemacht werden.

Auf dem Bergrücken zwischen Waitschach und Schelmberg wird die Phyllit-Gruppe großflächig durch Erosionsrelikte miozäner Waitschacher Schotter überlagert. Sie beinhalten Wechsellagerungen grober Schotter mit schlecht sortierten sandig schluffigen Abfolgen, für die ein Einfallen in westliche Richtungen wahrscheinlich gemacht werden kann. Insbesondere an der Basis der Waitschacher Schotter auftretende lokale Rotverfärbungen und die weitgehend auf feinklastische Gesteinsanteile beschränkte starke bis vollständige Zersetzung eingestreuter gröberer Lithoklasten dokumentieren intensive Verwitterungsprozesse. Permoskyth-Sandsteine und Pegmatite bilden charakteristische Bestandteile der Geröllassoziationen. Unmittelbar am Kamm ansetzende Abrißnischen großflächiger Rutschungen bestätigen eine rezent anhaltende starke Mobilität. Rutschkörper erstrekken sich teilweise bis zum Talboden des Urtl-Grabens. Beschränkt auf die Umgebung des Gehöftes vlg. Leitner treten bis in eine Höhe von 960 m innerhalb umgelagerter Schotter bis mehrere Kubikmeter große Lithoklasten alttertiärer Sedimente auf (CLAR & KAHLER, 1953; WILKENS, 1991).

Flachlagernde Phyllite unterbrechen im Bereich der Kote 947 mit einer ausgeprägten Verebnungsfläche das Verbreitungsgebiet der Waitschacher Schotter. Kennzeichnend ist das Auftreten starker Verwitterungserscheinungen. Aus der Verbreitung und den Lagerungsverhältnissen der Waitschacher Schotter können ein starkes präsedimentäres Relief bzw. postsedimentäre Verstellungen abgeleitet werden.

Der Verlauf der Krappfeldnordrand-Störung zwischen Guttaring und Mösel ist infolge intensiver quartärer Umlagerungen nur selten genau faßbar. Mächtigere anstehende Rotlehme (Miozän) sind nur im Bereich der Einsattelung östlich Schelmberg erhalten. Die starke Mobilität dieser Ablagerungen kann ebenso wie unmittelbar aus dem Verbreitungsbereich der Phyllit-Gruppe abzuleitende Produkte lateritischer Verwitterung für die weitverbreiteten rötlichen Färbungen der quartären Sedimente dieses Raumes verantwortlich gemacht werden. Östlich von Guttaring konnten drei unscharf begrenzte quartäre Verebnungsniveaus unterschieden werden.

Blatt 192 Feldbach

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen am Gleichenberger Kogel auf Blatt 192 Feldbach

Von VOLKER DÖHRN
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Berichtsjahr wurde die 1990 begonnene Kartierung am Gleichenberger Kogel abgeschlossen.

Das Arbeitsgebiet reicht von den Nordhängen des Gleichenberger Kogels beziehungsweise Bschaid Kogel bis zur Albrechtshöhe bei Gleichenberg im Süden. Das Vulkanmassiv läßt sich im wesentlichen vom Hangenden ins Liegende in drei Einheiten gliedern, die generell nach Süden einfallen:

- Biotitführende Latitlaven
- Eruptivbrekzien
- Biotit-und klinopyroxenführende Latitlaven

Biotitführende Latitlaven
bedecken mehr oder weniger die Südhänge des Gleichenberger Kogels und des Bschaid Kogels. Zwei isolierte Vorkommen finden sich auf der Anhöhe des Schloß Gleichenberg und in einer Schlucht nördlich des Kurhauses. Die auffällig rosa- bis rot-, zuweilen auch graugefärbte Grundmasse enthält neben Biotit- und Plagioklaseinsprenglingen (teilweise zonar umrandet von Sanidin) ganz charakteristische, bis einige Zentimeter große Sanidine. Auffallend ist die unterschiedliche Ausbildung der Laven innerhalb weniger Meter.

Kartierbare Lavaströme sind selten, der größte Teil des Südhanges wird von großen, zum Teil stark umgesetzten, biotitführenden Latitblöcken bedeckt. Im Süden tauchen sie unter jungtertiäre Sedimente, im Zentrum von Gleichenberg (nördlich des Kurhauses), unter basaltische Tuffe ab.

Eruptivbrekzien
bedecken den größten Teil des Vulkanmassivs. Von der Gleichenberger Klause über den Nordhang des Gleichenberger Kogels bis zum Eichgraben im Osten erstreckt sich diese sehr uneinheitlich gebaute Eruptivmasse. Im Klausenbruch ist der Charakter dieser Abfolge am deutlichsten zu erkennen. Diese polymikten, matrixgestützten Brekzien mit weißgrauer oft auch gelblicher Matrix enthalten Komponenten unterschiedlichster Größe. Die Komponenten bestehen überwiegend aus mitgerissenen biotit- und klinopyroxenführenden Latitstücken, manchmal sind auch ganze Lavaströme dieses Typus eingelagert. Die Matrix ist stark umgesetzt, die Komponenten sind meist von einem breiten Umwandlungssaum umgeben, in dem der ursprüngliche Mineralbestand kaum mehr zu erkennen ist. Leider sind diese Merkmale nur in den beiden großen Aufschlüssen des Klausenbruches und des Trassbergbaues zu beobachten. Die starke postvulkanische Umwandlung (besonders in diesen Eruptivbrekzien) und die damit verbundene tiefgründige Verwitterung ermöglichen keine laterale Abgrenzung der wenigen eingelagerten Lavaströme. Gegen Norden nimmt der Umsetzungsgrad zu. Das Umwandlungsprodukt, bestehend aus Alunit, Opal, Christobalit und Tridymit, wird im Norden bei Gossendorf als „Trass" abgebaut. Weiters ist das vermehrte Auftreten von Opal im Eichgraben auffällig.

Biotit- und klinopyroxenführende Latitlaven
sind an den Eruptivbrekzienzyklus gebunden, treten aber vermehrt in dessen Liegendem auf. Lediglich das Fehlen von Sanidineinsprenglingen unterscheidet sie von den biotitführenden Latitlaven.

Noch weiter im Liegenden findet sich eine dunkle, grün bis schwarze, glasige Lava. Nur Plagioklas und Biotit sind als winzige Einsprenglinge zu erkennen, Sanidin scheint völlig zu fehlen. Sein seltenes Auftreten (Klausenbruch, Bschaidkogel, Eichgraben), geringe Mächtigkeit und niedriger Verwitterungsgrad lassen eine schichtparallele, subvulkanische Intrusion möglich erscheinen.

Im Osten (Steinbach) schneidet ein Quarztrachyt als Quellkuppe die Eruptivmasse des Gleichenbergerkogels ab, der direkte Kontakt ist aber nicht aufgeschlossen. Das weiße Gestein enthält bis ein Zentimeter große Einsprenglinge von Quarz, Sanidin und Plagioklas und kleine Einsprenglinge von Biotit.

Am Südhang des Bschaidkogels sind im Mühlsteinbruch miozäne Schotter aufgeschlossen, die als plötzliche Verflachung morphologisch deutlich hervortreten.

Pliozäne, basaltische Tuffe bauen die Albrechtshöhe und einen kleinen Bereich weiter östlich (Muhrn) auf. Dabei handelt es sich um Lapillituffe (wobei sich die Komponentengröße lokal ändern kann), die leicht (0°–10°) nach SSW einfallen. Das Hangende der Albrechtshöhe bilden tuffitische Maarsedimente (KOLLMANN, 1965).

Generell scheinen die latitischen Laven des Gleichenberger Kogels sehr steil von NW nach SE geflossen zu sein. Der nördlichen Lage des ursprünglichen Schlotes würde auch die verstärkte Umsetzung der Latite nach Norden, also eine erhöhte hydrothermale Tätigkeit, entsprechen. Dies ist auch für die schlechten Aufschlußverhältnisse verantwortlich, lithologische Grenzen sind im Gelände meist nicht erkennbar.

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gebiet von Kalch auf Blatt 192 Feldbach

Von MARTIN EISNER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 1991 wurde das Gebiet im Raum Kalch im Maßstab 1 : 5.000 kartiert. Die Begrenzung des Gebietes erfolgt im Osten durch den Klausenbach, im Westen durch den Roberbach, im SW und SE durch die Lendva bzw. die Staatsgrenze und im Norden durch den Kalchberg.

Der Bereich bei Kalch entlang der Straße in Richtung Zollhaus wird von hellgrauen bis hellgrünen Phylliten des Paläozoikums aufgebaut. Diese sind teilweise stark zerklüftet und verfaltet und von dm-dicken Quarz- bzw. Kalkbänken durchzogen. Messungen an den Kalkbänken ergeben ein Einfallen gegen N bis NW mit durchschnittlich 30 Grad. Dieses Vorkommen ist entlang der Straße aufgeschlossen, konnte aber jenseits der Straße im Leinergraben bis zur Staatsgrenze nicht mehr aufgefunden werden.

Der Kontakt zu den darüberliegenden sarmatischen Schichtfolgen wird lokal durch Transgressionskonglomerate gekennzeichnet (Waldgrenze entlang der Forststraße bei Wachtriegel). Die übrige Grenzziehung zur sarmatischen Schichtfolge, welche aufgrund schlechter Aufschlußverhältnisse nicht genau durchgeführt werden konnte, erfolgte durch markante Geländeknicke.

Der sarmatische Bereich ist durch zyklische Wechselfolgen von feinklastischen, sandigen bis kiesigen Material gekennzeichnet. Lokal sind „fining-upwards"-Sequenzen innerhalb generell vorkommender „shoaling-upwards"-Sequenzen zu beobachten.

Die Karbonatbänke sind in unterschiedlicher Mikrofazies aufgebaut (nähere Untersuchungen sind derzeit noch nicht vorhanden). Es können in vertikaler Abfolge vier Horizonte makroskopisch unterschieden werden:

- Weniger gut zementierter Kalk mit Molluskensteinkernen, die eine Größe von bis zu 8 cm erreichen können (am Waldrand entlang der Straße von Kalch in Richtung Haselmühle).
- Grobkörnige Schillhorizonte mit wechselnder Fossilführung (Gastropoden und Lamellibranchiaten, am SW-Hang von Liembleck).
- Feingeschichtete Sande mit Lamellibranchiatenschalen.
- Karbonatisch zementierte Sandsteinbänke.

Diese unterschiedlichen, maximal 50 cm dicken Karbonatbänke sind im Raum Liembleck anzutreffen. Messungen an kompakten Bänken (am südöstlichen Hang, Waldgrenze von Liembleck) ergeben ein sehr flaches Einfallen nach N bzw. NE. Der Hangendbereich von Liembleck wird von kiesigem Material gebildet. Einzelne Kiesbänke sind in den Gräben und an den durch Rutschungen freigelegten Hängen zu sehen. Diese und teilweise sandige Vorkommen weisen Schrägschichtungskörper auf. Eine laterale Verfolgung der Kies- bzw. Kalkbänke über mehrere Gräben hinweg ist nur bedingt möglich.

Als Wasserstauer fungieren in diesem Raum feinklastische Sedimente der Neogenabfolge. Diese führen im weiteren zum Austritt von einzelnen Quellen. Eine genaue Grenzziehung zwischen den neogenen Sedimenten und den holozänen Ablagerungen ist nicht durchführbar. Sie wird entlang von z.T. wasserführenden Gerinnen und überarbeiteten Geländeknicken vermutet. Rutschungskörper sind vor allem in wasserübersättigten, feinklastisch dominierten Abschnitten gegenwärtig.

Blatt 195 Sillian

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Gailtalkristallin auf Blatt 195 Sillian

Von WOLFGANG SPRENGER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Sommer 1990 und 1991 wurden die noch ausstehenden Anteile des Gailtalkristallins neu aufgenommen. Im Vordergrund des wissenschaftlichen Interesses stand die strukturgeologische Bearbeitung der Gefügeelemente hinsichtlich ihres Zusammenhangs mit Bewegungen am Periadriatischen Lineament und an der Drauzug-Südrandstörung. Die Gesteinsnomenklatur ist analog zur Legende der Manuskriptkarte von Nachbarblatt 196 Obertilliach, wie sie in den entsprechenden Aufnahmsberichten dargestellt wurde (HEINISCH, 1984, 1987).

Abgesehen von wenigen Besonderheiten besteht das Gailtalkristallin auf Blatt Sillian aus einer monotonen Wechselfolge von Paragneisen, Glimmerschiefern und Glimmerquarziten, die größtenteils retrograd metamorph überprägt ist. Vorwiegend im nördlichen Abschnitt sind mehrere E–W-streichende Amphibolitzüge zwischengeschaltet.

Bereich Dorfberg

Das Gailtalkristallin wird in diesem Bereich von einer monotonen Abfolge diaphthoritischer Gneise und Glimmerschiefer repräsentiert, die im Kontakt zu mehreren N–S-streichenden Störungen stark kataklastisch deformiert ist. Die Foliation fällt überwiegend steil nach S ein. Auf Höhe des Dorfberges und an dessen Südhang geht die retrograd metamorphe Überprägung merklich zurück. Harnischmessungen an markanten N–S-Störungen belegen einen Versatz des jeweiligen Westblockes nach N.

Am Grat ca. 650 m östlich des Dorfberges, noch innerhalb der Diaphthoresezone, ist ein mehrere Meter mächtiger Amphibolitzug aufgeschlossen. Weitere 700 m östlich sind massige Anteile des leukokraten Orthogneiskörpers vom Pfannegg anstehend.

Nordöstlich der Storfenhütte ist eine Schar von Ganggesteinen (u.a. Malchite) intrudiert, die anschließend mehrfach bruchhaft deformiert wurde. In eine ebenfalls dort aufgeschlossene, vermutlich E–W-streichende Störungszone sind auch Anteile des Drauzug-Permomesozoikums, nämlich Sandsteine der Gröden-Formation, eingeschuppt und extrem zerbrochen worden.

Bereich Sillian

Im unteren Abschnitt des Nordhanges zwischen Frauenbach und Sägebach sind die Aufschlußverhältnisse infolge der starken glazigenen Überformung extrem schlecht. Außer östlich der grünen Riese, wo in 1280 m Höhe paläozoische Tonschiefer des Südalpins aufgeschlossen sind, waren keine verwertbaren Aufschlüsse aufzufinden. Etwa 100 m südwestlich des einzigen Aufschlusses, in 1340 m Höhe, zeugen fast senkrechte Wände aus Eisrandsedimenten und Moränenmaterial von der mächtigen glazigenen Überdeckung.

So konnte der weitere Verlauf des Periadriatischen Lineaments und das Auskeilen des Gailtalkristallins in westlicher Richtung nur näherungsweise geklärt werden.

Bereich St. Oswald – Hofer Wald – Auenbach

Der Südhang des Pustertales zwischen St. Oswald und dem Auenbach besteht überwiegend aus einer monotonen Abfolge diaphthoritischer Granat-Gneise, die fast ausschließlich in Gräben und in geringem Maß auch an Forststraßen aufgeschlossen ist. Die Foliation der Paragesteinsserie, aber auch die tektonische Orientierung der Orthogesteine, streicht E–W und fällt mittelsteil bis steil nach S ein.

Die Staurolith-Isograde wurde während der prograden mittelgradigen Metamorphose hier nicht überschritten. Eine mögliche Ursache hierfür ist das partielle Zurücktreten der Granat-Glimmerschiefer im nördlichen Abschnitt des Gailtalkristallins. Nach S zu, besonders im Bereich der Dorfberg-Lifttrasse, fällt eine Zunahme der Kataklase und des Anteils an diaphthoritischen Granat-Glimmerschiefern auf.

Über das gesamte Arbeitsgebiet sind kompetente, mehrere Meter mächtige Glimmerquarzite verteilt. Im unteren Teil des Hanges ist eine Vielzahl von Granat-Amphiboliten, untergeordnet auch Biotit-Hornblende-Gneisen, eingeschaltet. Teils zeigen die Granat-Amphibolit-Züge eine beträchtliche E–W-Erstreckung, teils handelt es sich um singuläre linsenförmige Körper.

Erwähnenswert sind mehrere Phyllit-Schuppen (Südalpines Paläozoikum) im Oberlauf des Mühlbaches an der Forststraße auf 1500 m Höhe. Die Aufschlüsse erstrecken sich E–W, die Einschuppung erfolgte jedoch wahrscheinlich von S. Letzteres läßt sich aus der Raumlage der Foliation in den tektonischen Schuppen (steil nach E einfallend) und aus dem direkten Kontakt zu einer deutlichen, auch im Satellitenbild gut sichtbaren N–S-Störung vermuten.

Ausblick

Mit dieser Aufnahme ist die Kartierung des Kristallinsanteils weitgehend vollendet. Die noch verbliebenen, geringfügigen Lücken werden von H. HEINISCH im Zuge der abschließenden Kompilation geschlossen werden. So ist die Gewähr für eine einheitliche Darstellung des Gailtalkristallins von ÖK 195 Sillian bis ÖK 199 Hermagor gegeben und eine tektonische Synthese und geologische Interpretation des Gailtalkristallins über den gesamten Bereich ermöglicht.

✾

Siehe auch Bericht zu Blatt 178 Hopfgarten von T. SCHMIDT & J. GRÖSSER.

Blatt 196 Obertilliach

Siehe Bericht zu Blatt 179 Lienz von J. BLAU, B. GRÜN & W. BLIND.

Blatt 197 Kötschach

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen in den südöstlichen Lienzer Dolomiten auf Blatt 197 Kötschach

Von MARTINA HENRICH & THOMAS HEYER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Anschluß an die Kartierung im Sommer 1990 wurden im Gebiet „Auf der Mussen – Gailbergsattel" zwei Teilbereiche nochmals begangen.

Dabei ergaben sich für das Profil Rautalm – Mukulinalm – Schartenkopf neue Erkenntnisse:

Auf dem Weg parallel des Podlanigbaches schließen sich im Bereich der Sinter (ca. 250 m nördlich Punkt 1156 m) Raibler Schichten und Wettersteinkalk nördlich der Normalabfolge (Grödener Sandstein, Alpiner Buntsandstein, Werfener Schichten, Muschelkalk und Fellbacher Kalke) an.

Die Raibler Schichten sind intern gefaltet und lassen sich, zum Teil durch Schutt bedeckt, über eine Strecke von 180 Profilmetern verfolgen. Der nachfolgende Wettersteinkalk streicht hier nur mit 60 m aus und wird dann durch die Kössener Schichten abgelöst.

Weiter im E sind die beiden Schichtglieder auf dem Forstweg zwischen Rautalm und Mukulinalm nochmals aufgeschlossen. Es lassen sich für die klastisch beeinflußten Raibler Schichten typische Tonschiefer- und Karbonathorizonte beobachten. Allerdings sind die Vorkommen durch Spezialfaltung und interne Störungen nicht vollständig erhalten und daher den einzelnen Horizonten nicht genau zuzuordnen. Erwähnenswert sind Pflanzenhäckselfunde aus dem Bereich des nördlichsten Schieferpaketes und Lesesteine einer Spat- und Kiesvererzung im Südteil des Profilabschnittes. Die Raibler Schichten verschmälern sich nach E und keilen südlich Punkt 2038 m aus.

Der schmale Zug von stark beanspruchtem Wettersteinkalk verbreitert sich dagegen bis Punkt 2038 m erheblich (ca. 400 m Ausstrichbreite). Charakteristisch für den Wettersteinkalk ist der Wechsel zwischen gutgebankten, mikritischen Kalken und Dolomiten. Es bestehen große lithologische Ähnlichkeiten zu den liegenden Fellbacher Kalken. Der Wettersteinkalk ist jedoch heller ausgebildet und weit weniger bituminös. Im Anschlag überwiegen grau-bräunliche Farbtöne, während angewitterte Gesteinspartien durch ihre weißen bis gelblichen Farben auffallen. Neben Hornsteinlinsen und Breccien sind in den Kalken oft Megalodonten anzutreffen. Vereinzelt kommen auch Wurstelbildungen, vergleichbar den mittelanisischen Wurstelkalken, vor.

Es handelt sich nicht um die typische Ausbildung des Wettersteinkalk im W des Drauzuges (Diploporendolomite, Grüne Schichten, Plattendolomite), sondern um eine Übergangsfazies von den Fellbacher Kalken zum Wetterstein-Riffkalk (BECHSTÄDT et al., 1976).

Das Paket von Raibler Schichten und Wettersteinkalk ist im N als auch im S jeweils durch eine Störung begrenzt. Die südliche Störung verläuft zwischen den Fellbacher Kalken und den Raibler Schichten nordwestlich Punkt 1156 m (Sinter) nach NE und streicht ca. 100 m südöstlich Punkt 2038 m in den Abbruch des Gailbergbaches. Die nördliche Störung ist mit der im Bericht 1990 beschriebenen „Silbergrabenstörung" identisch, welche von SW kommend an der Mukulinalm (Punkt 1487 m) vorbei über den Abbruch südlich des Schatzbichls (Punkt 2090 m) in den Gailbergbachgraben zieht

❖

Eine weitere Änderung ergibt sich für das Gebiet Gailbergsattel und Haberjoch:

Nordöstlich des Guck (Punkt 1773 m) schließt sich an den Zwischendolomit eine auffällige Geländerippe an. Sie streicht in nordöstlicher Richtung bis an die Gailbergstraße ca. 450 m nördlich Punkt 981 m (Gailbergsattel) heran. Nördlich der Rippe schließen sich Fellbacher Kalke an, die östlich Punkt 1246 m von Schutt bedeckt werden.

Durch die starke Schuttbedeckung konnten die Fellbacher Kalke nicht weiter nach E verfolgt werden. Sie enden vermutlich an der Rippe, welche aus einer Breccie aufgebaut ist. Aufgrund der Lithologie der Breccie ist anzunehmen, daß Zwischendolomit, Fellbacher Kalke, Hauptdolomit sowie Plattenkalk an ihrem Aufbau beteiligt sind.

Die Größe der Komponenten variiert vom Millimeter- bis in den Meterbereich. Neben intern brecciierten Komponenten finden sich auch Partien, die noch eine Schichtung erkennen lassen. Innerhalb der Komponenten schwankt das Farbspektrum von hellgrau bis schwarz, wobei helle Verwitterungsfarben überwiegen.

Durch die starke tektonische Beanspruchung und die 'tiefgreifende' Verwitterung, ist dieser Zug keinem der bekannten Schichtglieder eindeutig zuzuordnen. Diese Zone ist deshalb als eigene Einheit ausgehalten worden.

Östlich der Gailbergstraße sind die brecciierten Kalke und Dolomite nicht weiter zu verfolgen. Im W des Brandriegels sind an der Gailbergstraße in Richtung N bis zur Doppelkehre Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten nacheinander aufgeschlossen. Die Serien des westlichen Gebietes werden von einer Störung in N–S-Richtung abgeschnitten und gegenüber dem E-Teil nach N versetzt. In südlicher Richtung ist der Verlauf dieser Störung durch die Schuttbedeckung im Bereich des Gailbergsattels nicht weiter rekonstruierbar.

Blatt 206 Eibiswald

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen auf Blatt 206 Eibiswald

Von PETER BECK-MANNAGETTA
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Ergänzungen im Kristallin des Blattes Eibiswald: Trotz engräumiger Begehungen im Gebiet S St. Lorenzen gelang es nicht, die von G. KLEINSCHMIDT (1977) angegebenen Manganquarzite anstehend aufzufinden. Die Amphibolite dieser Gegend sind weiter verbreitet und weisen an einer Stelle nach einer chemischen Analyse von P. KLEIN (1991) einen erhöhten Cr-Gehalt auf, der mit den in der Nähe anstehenden Serpentiniten in Zusammenhang stehen dürfte. Die Hohe Felswand zum Krumbach, E Kollmann K. 605, besteht aus dem „Zweibacher Plattengneis", der dem oberen blastomylonitischen Plattengneis von G. KLEINSCHMIDT (1983) angehört. Weiter NE zum Haderniggkogel (K. 1184) sind die Übergänge von Granatglimmerschiefer zu Gneis-Glimmerschiefer (P. BECK-MANNAGETTA, 1980) im W und E zu beobachten; alle Übergänge von Meister Lenz – Striegeleben über Malatschnig gegen ESE zu verfolgen. Die Grenze des Zweibacher Plattengneises gegen S verläuft ungefähr parallel zum Gerinne des Hadernigbaches; die ausgeprägte Lineation des Gneises weist gegen ENE bis WSW. Die Kuppe des Aiblkogels (T. P. 545) dürfte doch aus tertiärem Blockschotter bestehen, der den Rücken gegen ESE bildet und dem Schwanberger Schichten (K. NEBERT, 1980), Unter-Baden – Ober-Karpat, angehören soll. Die Durchtränkung der Schiefer dieses Raumes mit pegmatoiden Gängen (A. KIESLINGER, 1929) von Aibl zu Aichberg wurde genauer abgegrenzt.

Die Verfolgung quartärer Terrassen in das Tertiär S des Saggaubaches ist bis höchstens 600 m SH. durchzuführen. S und N Oberhaag könnten pleistozäne Reste nur bis oberhalb 400 m angenommen werden. Die Suche nach einem fossilführenden, tonigen Gesteinspaket innerhalb der Blockschotter von St. Anton (A. WINKLER-HERMADEN, 1929), die G. GEUTEBRÜCK in die Naturraumpotentialkarte der Steiermark 1 : 25.000, Bezirk Deutschlandsberg (1983) den Schwanberger Blockschichten als Hangendes zuordnet, war leider vergebens. Daher ist eine stark abweichende Alterseinstufung dieser Schichten (Ottnang – Unter Baden) in diesem Raum unsicher.

Die Gliederung des Quartärs nach M. EISENHUT (1992) und P. BECK-MANNAGETTA ist kartierungsmäßig sicher anwendbar. S und E St. Anton traten innerhalb der Schottermassen Abweichungen in der Geröllgesellschaft auf, die eine Abgliederung möglich erscheinen lassen.

Für die gewünschten Exkursionen mit Ungarn und Prof. R. TRÜMPY (Zürich) wurden bei Vorexkursionen bestimmte Punkte nicht mehr aufgefunden: Die Mullionsstrukturen eines Quarzites E und N der Straße auf die Weinebene, WNW Wh. Pfeifferstocker; die Verbiegung der Plattengneislineation in einem Hohlweg E Wh. Herkhütte, NW Deutschlandsberg. Im feinkörnigen Granitgneis, N Rieding, besteht derzeit ein kleiner Aufschluß im Wald am Hang N des Höllerbaches (W. MORAUF, 1980).

Blatt 207 Arnfels

Bericht 1991 über geologische Aufnahmen im Miozän auf Blatt 207 Arnfels

Von FRANZ SCHELL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das kartierte Gebiet wird im S und W vom Pößnitzbach, im E durch die Linie Teichbauer – Kollweber – Kohler und im N etwa durch die Verlängerung des Grabens südlich St. Johann im Saggautal in Richtung Kohler begrenzt.

Die vorliegenden Karten (WINKLER-HERMADEN, 1931; BEER, 1951; WEBER, 1964) weisen eine Abfolge von Grob- und Feinklastika des Karpatiums aus (Arnfelser Konglomerate, Leutschacher Sande), die im Hangenden von der Kreuzberg-Formation (Badenium nach KOLLMANN, 1965) überlagert wird.

Im folgenden Bericht werden die „Arnfelser Konglomerate" als Arbeitsbegriff geführt. Ältere, teilweise überflüssige Bezeichnungen für lithologische „Einheiten" werden im Sinne moderner Nomenklatur auf der Grundlage einer lithostratigraphischen Neugliederung des Gesamtraumes zu eliminieren oder zu ersetzen sein.

Im Westen bilden die Arnfelser Konglomerate eine mit etwa 20 Grad gegen NE einfallende basale Entwicklung von Konglomeraten im Wechsel mit Sanden, siltigen Sanden und Silten. Am steilen E-Abfall zum Saggautal zwischen St. Johann i.S. und Arnfels und in den Gräben sind die Sedimente mehrfach gut aufgeschlossen.

Die durchwegs schlecht sortierten Konglomerate sind massig-strukturlos bis geschichtet ausgebildet. Plattige Komponenten können gut eingeregelt sein. Einzelne Bänke zeigen laterale Übergänge in sandige Kiese und kiesige Sande. Die überwiegend im Korngrößenbereich Mittelkies bis Steine liegenden Komponenten sind gut gerundet. In der petrographischen Zusammensetzung dominieren Karbonatgerölle (dunkelblaugraue Kalke, helle Kalke, Dolomite) mit einem Anteil von bis zu 80 %. Untergeordnet sind Kristallingerölle (Quarze und Quarzite, Glimmerschiefer, Phyllite, Gneise) vertreten. Die Komponenten sind korn- bis schwach matrixgestützt. Je nach Grad der Zementation der sandigen bis siltigen Matrix zeigen die Konglomeratlagen geringe bis gute Verfestigung.

Am Steilabfall über dem Ort Arnfels treten 2,5 m mächtige und lateral über Zehnermeter verfolgbare Bänke in grauen Siltsteinen auf. Im Hangenden, nördlich Kranerseppl, sind die Konglomerate nachweisbar bis zu 10 m mächtig entwickelt. Undeutlich ausgebildete trogförmige Sets und inverse Gradierung können beobachtet werden. Die Sortierung ist hier teilweise schlechter, Einzelkomponenten erreichen bis zu 30 cm Durchmesser.

Im Gegensatz zu WINKLER-HERMADEN (1938:27), der den mehrfachen Wechsel von Grob- und Feinklastika als fluviatile Zyklen deutet, können die Konglomerate überwiegend als Ablagerungen von „high density turbidity currents" interpretiert werden.

Die feinklastischen Silt- und Sandsteinlagen sind in Aufschlüssen bis zu 4 m mächtig entwickelt. Es sind dies wechselnd stark karbonatisch verfestigte, hellglimmerreiche, gelbbraune bis graue Silte bis Sande von massiger bis gebankter Ausbildung. Einzellagen zeigen mitunter Parallellamination, Rippelschichtung, Spuren von Bioturbation und seltener Slumpings. Gröbere Sandsteinbänke können gradiert sein.

Die Feinklastika sind weitgehend mikro- und makrofossilfrei. Am Hang oberhalb des Sägewerks N Arnfels wurde ein Bruchstück eines Seeigelstachels sowie ein Gastropodenabdruck aufgefunden.

Gut erhaltene Blattreste wurden an der Auffahrtsstraße zum Schloß geborgen. Kohleschmitzen von mm- bis cm-Mächtigkeit sind häufig.

Manchmal ist die kohlige Substanz in den Silten fein verteilt, meist jedoch in den Schichtflächen angereichert.

Als Ast- und Stammreste deutbare hoch inkohlte Pflanzenteile finden sich auch in den Konglomeraten.

Besser verfestigte Bereiche weisen intensive bruchtektonische Zerlegung auf. Abschiebungen im cm- bis dm-Ausmaß bewirken mitunter kleinblockige Zerlegung der Sand- und Siltlagen. Die Kluft- und Bewegungsflächen weisen bevorzugte N–S-Orientierung mit steilem Einfallen gegen E auf.

Mit der Abnahme des Konglomeratanteils nach E hin entwickeln sich ab der Linie Schloßberg (Kote 455) – Maltschach Sande. Sie verzahnen sich zumindest in ihrem unteren Abschnitt mit den Arnfelser Konglomeraten, scheinen diese aber auch im Hangenden geringmächtig zu überlagern.

Im Bereich Eichberg – Arnfels ist die Trennung aufgrund der lithologischen Verhältnisse sowohl zu den liegenden Arnfelser Konglomeraten als auch zur hangenden Kreuzberg Formation nur undeutlich zu vollziehen. Den Aufschlüssen zufolge dominieren weitgehend strukturlose gelbbraune Fein- bis Mittelsande. Dispers verteilte Kiesgerölle und kleinere Konglomeratlinsen treten mitunter auf.

Weiter östlich handelt es sich um braune bis graue, weitgehend strukturlose hellglimmerreiche Mittel- bis Feinsande, in denen im Bereich Türkenkogel – Komar – Teichbauer mächtige Konglomerate ähnlich jenen bei Arnfels eingeschaltet sind. Die Komponenten sind gut gerundet, die sandige bis sandig-siltige und karbonatisch zementierte Matrix zeigt teilweise poröse Verwitterungserscheinungen. In der petrographischen Zusammensetzung der Komponenten dominieren wiederum die Karbonate, der Kristallinanteil ist jedoch gegenüber den Konglomeraten bei Arnfels deutlich erhöht.

Die mit etwa 15 bis 25 Grad gegen NE einfallenden massigen bis gebankten Sande sind in besser verfestigten Bereichen durch Scherklüfte blockig zerlegt. Kleine Kluftflächen sind karbonatisch verheilt, größere Dehnungsklüfte sandig verfüllt.

Einzelfunde von kleinen Muschelschalenbruchstücken sowie der Fund eines 1 cm großen Seeigels südlich Kollweber zeigen ein vorwiegend sandiges, flachmarines Environment an.

Nach E zu treten verstärkt siltige Anteile in mm-dünnen Lamellen in den Sanden auf.

Das Hangende der beschriebenen Schichten bilden Konglomerate, Sande, siltige Sande und Silte der Kreuzberg-Formation. Bedingt durch die flache Lagerung – Einfallen generell mit 10 bis 20 Grad gegen NE, im Bereich N Kollweber lokal auch gegen NW – greift sie an den Rücken lappig nach S vor.

Als im Kartiergebiet festgestellte Unterschiede gegenüber den Konglomeraten der Liegendschichten gelten insbesondere:

- Schlechtere Sortierung, Auftreten von Komponenten bis zu 50 cm Durchmesser.
- Auftreten intraformationeller Sandsteingerölle.
- Deutlich erhöhter Kristallinanteil (Quarze, Gneise, Pegmatite, Glimmerschiefer, Amphibolite).
- Erhöhter Dolomitanteil.

Schwermineraluntersuchungen ergaben keine signifikanten Unterschiede. Im Spektrum dominieren Granat mit 70 bis 90 %, die Minerale der Epidotgruppe mit bis zu 20 %. Untergeordnet sind Apatit, Hornblende, Chlorit und die stabilen Minerale Turmalin, Rutil, Zirkon und Titanit vorhanden. Granat kann lokal in den Sanden in rostbraunen Seifen angereichert sein.

Die Fein- und Mittelsande, seltener Silte, sind zumeist massig ausgebildet und arm an Sedimentstrukturen. Belastungsmarken und Entwässerungsstrukturen wurden manchmal beobachtet.

Die Kreuzberg-Formation wird als subaquatischer Teil eines „braid delta"-Komplexes gedeutet (FRIEBE, 1989), in dem „mass flow"-Ablagerungen das Sedimentationsbild beherrschen.

Quartär

Im Bereich Maltschach, an der Einmündung des Schirmerbaches in die Vorflut des Pößnitzbachtales, wurde bisher eine pleistozäne (höhere) Terrasse auskartiert. Einzelne Aufschlüsse zeigen in diesem Bereich allerdings Tertiär unter geringer Bedeckung. Deshalb und aufgrund der Lage an einer größeren Bachausmündungsstelle wird dieser Bereich genetisch als Schwemmfächer interpretiert, der unterlagerndes Tertiär vor der Erosion schützte und den Pößnitzbach nach S abdrängte. Der Vorflut gelang nur die randliche Erosion dieses Schwemmfächers, sodaß eine bis zu 3 m hohe Terrassenkante entstand.

Östlich von Leutschach bilden flach geneigte, durch kleine Gräben gegliederte Schlepphänge mit mächtigerer Verwitterungsdecke morphologisch abgrenzbare Bereiche. Darin wurden vereinzelt Erdfälle mit Durchmessern von bis zu 2,5 m und 1,5 m Tiefe beobachtet.

Die großen Bäche haben an ihrem Unterlauf ein mehrere Zehnermeter breites, teilweise versumpftes Alluvium ausgebildet.

Die Talsohle verläuft bis weit in den Mittellauf eben und verengt sich im unteren Oberlauf auf einige Meter. Erst der Oberlauf weist stärkeres Gefälle mit kerbartigen Bacheinschnitten auf, die in zu Rutschungen neigende Quellmulden und Quellnischen münden.

Der mäandrierende Pößnitzbach erodiert im Prallhangbereich beim Teichbauer Tertiär und fließt dort mit wenig Geschiebe auf tertiärem Untergrund.

Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 3	S. 775-784	Wien, Oktober 1992

Sonstige Berichte und Nachträge aus vergangenen Jahren

Bericht 1991 über die Bearbeitung der Diatomeenfloren der Miozänsedimente auf den Blättern 8 Geras, 9 Retz und 22 Hollabrunn

Von ZDENŇKA ŘEHÁKOVÁ
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Verlauf der geologischen Kartierung auf den Kartenblättern ÖK 8 Geras, ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn wurden zahlreiche diatomeenführende Ablagerungen gefunden, die vorläufig in das höhere Untermiozän (Ottnangium - Karpatium?) eingestuft werden. Es handelt sich um pelitische Sedimente, die durch hellgraue bis grüngraue, schwach kalkige, scherbenartig zerfallende Tone, weißgraue bis weiße, feingeschichtete oder papierdünne, manchmal gebänderte Diatomeentone oder tonige Diatomite, stellenweise verkieselte und schieferartige Diatomite repräsentiert sind. Ihre genauere Einstufung wird erst nach den ausführlichen Analysen der Diatomeenfloren aller Proben möglich sein.

Bisher wurde die Auswertung der Proben aus dem südöstlichen Teil des Kartenblattes Geras durchgeführt.

In der Umgebung von Weitersfeld kommen grüngraue bis hellgraue, fette Pelite vor, welche aufgrund der Lithologie am ehesten zur Zellerndorf-Formation des Ottnangium gestellt werden. Diese Pelite sind meistens fossilfrei, nur in den basalen, feinsandigen Tonen wurden kieselige Spongiennadeln festgestellt. Östlich von Weitersfeld (Probepunkt 8/9/88), in einem Feldaufschluß, wurden weißlich-graue Tone mit reichem Gehalt an kieseligen Mikroorganismen, besonders Diatomeen, gefunden (R. ROETZEL, 1989, Jb. Geol. B.-A., **132**, p. 537). Diese sind eingelagert in die oben erwähnten Pelite und gehören ebenfalls zur Zellerndorf-Formation.

Die Mikrofossilien sind durch kieselige Schalen der Diatomeen, Nadeln der Kieselspongien und Archaeomonaden-Zysten gekennzeichnet.

Es überwiegen zentrischen Diatomeen der Gattung *Actinocyclus, Coscinodiscus* und *Aulacoseira*. Besonders die zwei ersten Gattungen sind sehr artenreich. Folgende Taxa wurden festgestellt: *Actinocyclus undatus* (CLEVE) RATTR., *Actinocyclus hungaricus* (PANT.) HAJ. var. *hungaricus*, *Actinocyclus hungaricus* var. *szaboi* (PANT.) RATTR., *Actinocyclus ottnangiensis* HAJ., *Actinocyclus neogradensis* PANT., *Coscinodiscus intumescens* PANT., *Coscinodiscus grunowii* PANT., *Coscinodiscus grunowii* var. *minor* (PANT.) RATTR., *Coscinodiscus clivosus* PANT. Von den anderen Arten ist bemerkenswert *Aulacoseira praegranulata* (JOUSÉ) SIM. und die stratigraphisch wichtige Art *Raphidodiscus microtatos* (PANT.) TEMP. & PER. Es handelt sich um fossile, ausgestorbene Diatomeen, welche auf höheres Untermiozän (Ottnangium–Karpatium) beschränkt sind.

Ähnliche Diatomeen-Gemeinschaften sind in Niederösterreich von den Lokalitäten Schrattenberg und teilweise auch Herrnbaumgarten bekannt, wo sie an die Schliermergel des Inneralpinen Wiener Beckens gebunden sind. Außer in diesem Gebiet wurde eine Diatomeenflora dieser Zusammensetzung auch in der Tschechoslowakei an den Lokalitäten Zaječí, Dolné a Horné Strháre und in Ungarn bei Ipolytárnoc festgestellt.

Alle diese Diatomeen sind typisch für das Milieu mit niedrigerem Salzgehalt. Biofaziell entsprechen sie den Gemeinschaften des seichten Wassers in der litoralen, küstennahen Zone oder einer Lagune.

Nach R. ROETZEL (1991, Arbeitstagung Geol. B.-A., p. 206) läßt die brackisch beeinflußte Diatomeenflora den Übergang der vollmarinen Fazies im Osten in die brackische Fazies im Westen, im Raum Geras - Langau, vermuten.

Weitere diatomeenführende Proben erhielt ich im Oktober 1991 von den kartierenden Geologen aus dem Raum Platt, Zellerndorf und Pernersdorf (ÖK 22 Hollabrunn Nord). Persönlich habe ich gemeinsam mit R. ROETZEL die Kieselgurtagebaue Limberg bei Maissau und Parisdorf besucht und beprobt. Diese Kieselgurlagerstätte ist die größte abgebaute Lagerstätte in Österreich und eine der größten in Europa. Sie erstreckt sich annähernd zwischen den Ortschaften Niederschleinz, Limberg, Oberdürnbach und Parisdorf und nimmt eine Fläche von etwa 8 km² ein.

In den vergangenen Jahrzehnten wurde Kieselgur an mehreren Stellen abgebaut. Zur Bearbeitung der Diatomeenfloren wurden die Proben aus zwei verschiedenen Profilwänden entnommen. In der Grube Parisdorf wurden Proben aus der 7,5 m hohen SE-Wand alle 20 cm aufgesammelt. Es wurden insgesamt 37 Proben und von diesen 75 Sub-Proben entnommen.

Im aufgelassenen Diatomittagebau am Taubenberg in Limberg, ca. 4,5 km NE Maissau, konnte nur der höhere Teil des Profiles (23 Proben) beprobt werden. Der untere Teil ist bereits unzugänglich. Die im oberen Teil des Profils lagernde Kieselgur ist sehr leicht, weich und zerfällt nach dem Austrocknen in feine Blätter. Gegen das Hangende zu geht sie in gelbliche oder gelbgrüne Pelite, die der Zellerndorf-Formation entsprechen, über. Vorläufige Analysen haben gezeigt, daß die Diatomeenflora hier vollmarin ist. In den Gemeinschaften kommen sowohl die Arten des inneren als auch äußeren Neritikums vor. Außerdem sind auch die Diatomeen des Pelagials vertreten.

Die ausführliche quantitative Auswertung wird die faziell-ökologischen Änderungen des Sedimentationsraumes zeigen und kann möglicherweise auch zur stratigraphischen Einstufung beitragen. Die Poben sind für die Laborbearbeitung im Jahre 1992 vorbereitet.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Klippenzone auf Blatt 54 Melk

Von MATTHIAS HÜLS, MICHAEL SARNTHEIN
(Auswärtige Mitarbeiter)
& WOLFGANG SCHNABEL

Die langjährigen Arbeiten des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel im Voralpengebiet Niederösterreichs wurden 1990 mit einer Kartierung des Lampelsberges westlich Scheibbs fortgesetzt. Schon früher ist vermutet worden, daß die hier besonders aufschlußreich entwickelte Grestener Klippenzone gute Hinweise auf die Beschaffenheit des südlichen Kontinentalrandes Mesoeuropas geben könnte, und eine detaillierte Bearbeitung wurde angeregt (W. SCHNABEL, Bericht 1981 auf ÖK 72 Mariazell; Verh. Geol. B.-A., **1982**/1, S. 46).

Die Ergebnisse wurden auf der 143. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in München am 3. Okt. 1991 vorgestellt (Der südliche Kontinentalrand von Europa im späten Mesozoikum: Die Klippenzone am Lampelsberg, Niederösterreich; Veröffentlichung in Vorbereitung).

Am Lampelsberg (und in dem im Süden – Blatt 72 Mariazell – anschließenden Gebiet um Grub, Sturmlehen und Vogellehen, siehe oben zitierten Bericht aus 1982) besteht die Grestener Klippenzone aus 4 Schuppen mit einer Schichtfolge von Lias bis Neokom in z.T. verschiedenartiger Fazies und der Buntmergelserie von Alb bis Eozän. Diese 4 Schuppen spiegeln mit ihrer Faziesdifferenzierung die Entwicklung des südlichen Kontinentalrandes von Europa ab dem späten Mesozoikum (Jura-Unterkreide) wider. Die zwei tieferen, nördlichen Schuppen, die den Lampelsberg aufbauen, stellen vermutlich den oberen Kontinentalrand dar, die 2 höheren, d.h. südlicheren Schuppen bei Vogellehen, Berg und Sturmlehen (ÖK 72) den tieferen, kontinentfernen Kontinentalfuß.

Sedimentologische Merkmale zeigen ein Paläogefälle von N nach S an. Spätestens ab dem Dogger hat sich eine Bruchtreppe gebildet, wie sie für passive Kontinentalränder typisch ist. Es kam zur Ausbildung von Teilbecken, in denen unterschiedliche Sedimentationsbedingungen herrschten, wodurch die kleinräumig differenzierte Fazies begünstigt wurde. Die heutigen Schuppengrenzen könnten auf diese Treppenbrüche („Escarpments") zurückgeführt werden, die durch die alpine Überschiebungstektonik reaktiviert wurden.

Am Nordhang des Lampelsberges gegen das Saffental kam es in jüngerer Vergangenheit (? ab Pleistozän) zu großräumigen Absackungen und Rutschungen. Ganze Schichtpakete, an denen meist der höhere Jura und die Kreide der Grestener Klippenzone beteiligt sind, sind gravitativ ab- und zerglitten und liegen in mehr oder minder losem Schichtverband und morphologisch meist auffallenden Formen im Bereich der Höfe Reith, Hummelsberg, Brandstatt und Friesenegg. Im Oberhang sind die Abrißnischen meist noch gut feststellbar.

Verantwortlich für diese Phänomene sind im Westen (Schönbüchel, Baumgarten) die Grestener Schichten und weiter gegen Osten die Buntmergelserie, deren Mergel, Tone und Schiefer als Wasserstauer fungieren; zum Teil aber auch die Inneralpine Molasse und untergeordnet Rhenodanubischer Flysch, die die Gesteine der Grestener Klippenzone im Norden begrenzen.

Bericht 1988-1989 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 55 Obergrafendorf

Von MICHAEL SARNTHEIN, HARALD HOMMERS,
GISELA KÄHLER, JENSJÖRG KNAAK,
SIMON JUNG, HANS-STEFAN NIEBLER
(Auswärtige Mitarbeiter)
& WOLFGANG SCHNABEL

Es werden in diesem Bericht Ergebnisse von Kartierungen im Raum Schwerbach/Gölsnitzgraben sowie von Kirchberg a.d. Pielach gegen E bis Eschenau zusammengefaßt, die durch Diplomanden des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Kiel in den Berichtsjahren durchgeführt wurden. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag in der Frankenfelser Decke, wobei die südlich angrenzenden Stirnteile der Lunzer Decke miteinbezogen wurden und im Nordosten, unmittelbar westlich von Eschenau, noch ein Stückchen Klippenzone. Zuletzt war ein Großteil dieses Gebietes von R. SCHWINGENSCHLÖGL bearbeitet worden (Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**, 39–86, 1981).

Die Kartierungsgebiete verteilen sich von W nach E wie folgt:

- H. HOMMERS:
  Dobersnigg – Schwerbach – Gölsnitzgraben
- G.KÄHLER:
  Kirchberg – Frohnberg – Steinklamm
- H.J. KNAAK:
  Tradigist – Geisbühel
- S. JUNG:
  Tradigistbach – Geiseben – Hochebenkogel
- H.S. NIEBLER:
  Laimergraben – Pechberggraben – Wehrabach

Geologischer Überblick

Das umrissene Gebiet wird von den folgenden tektonischen Einheiten aufgebaut:

N Klippenzone
  Frankenfelser Decke
    Steinklammer Schuppe
    Kirchberger Schuppe
S Lunzer Decke
    Hauswaldschuppe
    Loicher Schuppe

Die zentrale tektonische Einheit ist die Kirchberger Schuppe (Kirchberger „Neokommulde"), eine überkippte, isoklinale Großmulde mit einem aufrechten, i.W. vom Karn (Opponitzer Rauhwacke; im Innerreithgraben auch Lunzer Schichten !) bis ins Cenoman (Losensteiner Schichten) reichenden, aufrechten Liegendschenkel im N und einem tektonisch reduzierten Rest eines abgerissenen inversen Hangendschenkels im S. Letzterer entspricht gänzlich der Pielachschuppe von A. TOLLMANN (Mitt. Geol. Ges. Wien, **58**/1965, S. 152). Erosionsreste dieses Hangendschenkels liegen als inverse Deckschollen am Frohnberg N Kirchberg (Aptychenkalk und Oberjura), am Hofberg E Kirchberg (Aptychenkalk), am Geißbühel (Aptychenkalk, Oberjura und Hauptdolomit) und Hochebenkogel (Aptychenkalk, Oberjura, Kössener Schichten und Hauptdolomit) sowie als inverser Tauchsattel im Bereich S des Knaushofes (Aptychenkalk). Diese tektonisch besonders stark beanspruchten und reduzierten Vorkommen beweisen als Rollfalte, daß die Lunzer Decke einst mindestens 2 km weiter nach N gereicht haben muß (näheres dazu siehe Kapitel Gefügetektonik). Am

Staff (E Wehrabach) liegt am Südrand der Frankenfelser Decke eine Hauptdolomitscholle und nördlich angrenzend ein Bunter Oberjurakalk.

Als zweite, tiefere tektonische Einheit der Frankenfelser Decke finden wir nördlich der Kirchberger Mulde die Steinklammer Schuppe, eine aufrechte Einheit bestehend aus Opponitzer Rauhwacke, Hauptdolomit und Kössener Schichten. Sie bildet im W und E eine eigene aufrechte Schuppe (KÄHLER, NIEBLER), im Rohrenbach und Deutschbach ist sie hingegen über eine Sattel/Muldenstruktur mit der südlichen Kirchberger Schuppe im stratigraphischen Verband (KNAAK, JUNG).

Die Kirchberger Schuppe wird, wie bekannt, im S von der Lunzer Decke überschoben, wobei Besonderheiten zu melden sind. W von Schwerbach (Schroffengegend) weist sie die auf weiten Strecken übliche flach gegen S einfallende Schichtfolge mit Mitteltriaskarbonaten („Muschelkalk") an der Basis auf. Ab dem Loichgraben gegen E bis in die Gegend des Pechberggrabens (Wehrabach), also über eine Strecke von rund 12 km, sind die Verhältnisse anders. Es schaltet sich eine Stirnschuppe ein, in der Opponitzer Schichten in inverser Lagerung vorherrschen. E des Loichgrabens, im Hauswald, ist zwar auch hier Mitteltrias kartiert worden (HOMMERS), doch ist die Fortsetzung im östlichen Teil des Hauswaldes noch nicht geklärt. Diese Stirnschuppe der Lunzer Decke wird als Hauswaldschuppe (HOMMERS) bezeichnet. Sie wird von Lunzer Schichten der eigentlichen Lunzer Decke (Loicher Schuppe) überschoben.

Im folgenden werden einige wichtige stratigraphische und tektonische Neubeobachtungen zusammengefaßt.

Klippenzone

Bei Löfflmühl, 1 km W Eschenau grenzt die Frankenfelser Decke an einer Störungszone an die Klippenzone (i.w.S.), unmittelbar westlich davon schließt das im Jahr 1987 von H. SCHULZ bearbeitete Gebiet an (Bericht W. SCHNABEL et al., Jb. Geol. B.-A., **131**/3, S. 408, 1988). Die dort als Rempelsberger Schichten bezeichnete klastische keuperähnliche Serie findet sich bei Löffelmühl überraschend gut aufgeschlossen. Sie besteht aus einer klastischen grob- bis mittelbankigen Serie aus Sandstein bis Feinkies mit Zwischenlagen von hellen und rötlichen, siltigen bis tonigen, glimmerhaltigen kalkfreien Peliten. In grobsandigen Bereichen des Sandsteins treten Konglomerat-Einsprenglinge bis 3 cm Durchmesser auf. Die gut gerundeten Komponenten bestehen zu 90 % aus Quarzen, der Rest aus roten Feldspäten. Die Serie ist etliche Meter am Weganschnitt von der Kapelle zum Haus Sommersberg 1 aufgeschlossen und erreicht sicherlich einige 10er Meter Gesamtmächtigkeit. Eine solche Serie ist der kalkalpinen Trias fremd. Lithologische Vergleiche sprechen für eine kontinentale Keuperserie, ohne diese Aussage allerdings altersmäßig belegen zu können (NIEBLER).

NE schließt Neokomflysch an, wie er in der Ybbsitzer Klippenzone weitverbreitet ist.

Kalkalpen, Frankenfelser Decke

Die Frankenfelser Decke weist im gesamten Gebiet die typische Obertrias-, Jura- und Unterkreideabfolge (bis Losensensteiner Schichten, ?Cenoman) auf. Weitverbreitet ist Hauptdolomit und an dessen Basis an den Schuppengrenzen die Opponitzer Rauhwacke. Als Besonderheit ist zu vermerken, daß im Innerreithgraben, 3 km N Kirchberg unter der Rauhwacke Lunzer Schichten vorhanden sind. Wenn auch nur kleine Bröckchen von Sandsteinen im Nordhang des Innerreithgrabens, rund 1 km W des Bahnhofes Steinklamm im Wiesengelände zu finden sind, so ist ein solcher Hinweis in der Frankenfelser Decke doch bemerkenswert, weil sie ansonst hier meist amputiert sind.

Über dem Hauptdolomit folgen die fossilreichen Kössener Schichten und darüber der Liasfleckenmergel, dazwischen wurden im Gebiet des Gölsnitzgrabens örtlich geringmächtige Schattwalder Schichten festgestellt, weiter östlich nicht mehr. Die als Bunte Oberjurakalke zusammengefaßten Mittel- und Oberjurakalke bilden morphologisch hervorstechende Rippen und weisen die für die Kalkvoralpen typische, sehr differenzierte Kalkfazies auf. Radiolarit ist nur im westlichen Abschnitt (Gölsnitzgraben) untergeordnet vorhanden. Es folgt der Aptychenkalk und die Schrambachschichten, die im Muldenkern der Kirchberger Schuppe tektonisch bedingt einen breiten Ausstrich erreichen und der Mulde auch morphologisch das Gepräge geben. Stellenweise sind Rossfeld und Losensteiner Schichten nachweisbar. Die Aufschlüsse von Bunten Jurakalken, Aptychenkalk und Schrambachschichten mit ihren Übergängen an der Straße von Eschenau nach Tradigist (Geisebensattel) empfehlen sich als gut erreichbare Exkursionspunkte.

Kalkalpen, Lunzer Decke

Mitteltriaskarbonate (Gutensteiner und Reiflinger Kalk), treten nur im W des bearbeiteten Gebietes an der Basis der Lunzer Decke auf (Schroffengegend). Lunzer Schichten sind im Lenisgraben S Tradigist mit geringmächtigen Kohlenlagen aufgeschlossen (KNAAK) und in größerer Mächtigkeit im Laimergraben (bis 160 m, NIEBLER), wo sie, durch flache Lagerung und Morphologie bedingt, weit gegen S vorspringen. Es folgen Opponitzer Schichten und Hauptdolomit (im SW – Lorenzipechkogel).

Besondere Erwähnung verdienen die Opponitzer Schichten. Sie sind sowohl in der geschlossenen Schichtfolge der Lunzer Decke vertreten, als auch in der Hauswaldschuppe, wo sie die klassische Schichtfolge aufweisen, wie sie bei Opponitz oder aus dem Stiegengraben zwischen Göstling und Lunz bekannt ist. Zwar nicht immer durchgehend kartierbar, doch nachgewiesen können werden:

Obere Opponitzer Rauhwacke
Oberer Opponitzer Kalk mit Schillhorizont
Untere Opponitzer Rauhwacke
Unterer Opponitzer Kalk mit Schillhorizont, stellenweise Hornsteine

Zur Gefügetektonik

Wie schon im nördlich anschließenden Gebiet (siehe Bericht SCHNABEL et al., Jahrb. Geol. B.-A. **131**, S. 410) wurden auch im weiteren Bereich des Pielachtales und den Tälern bis Eschenau sehr unterschiedliche Gefügemerkmale erkannt. Und zwar treten die Unterschiede nicht nur zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten auf, sondern auch innerhalb ein und derselben.

Das ist nicht verwunderlich, wenn das hier besprochene Gebiet im größeren umgebenden Rahmen gesehen wird. Im W (Weißenburggegend) schwenkt der Ausstrich der Frankenfelser Decke S-förmig in einer weiten Bogenstruktur aus einer W–E- in eine N–S- und wieder in eine E–W-Richtung um, in der er etwa 12 km weiterstreicht, um nahe Eschenau wieder gegen S zu schwenken. Hier gibt es eine tiefgreifende Störungszone (NIEBLER), die erst nach Bearbeitung des Gebietes am östlichen Blattrand geklärt werden kann. Diesen Schwankungen im Ausstrich entsprechen signifikante Variationen im Beta-Achsengefüge: Nahe der Weißenburg werden die ESE-eintauchen-

den Achsen massiv von N-streichenden Achsen überprägt, eine Intensität, die Richtung Kirchberg wieder deutlich abnimmt.

Generell ergeben sich aus der Achsen-Verteilungsanalyse in den Gebieten aller Bearbeiter eine Vielzahl unterschiedlicher Homogenitätsbereiche. Es zeigt sich zum Beispiel deutlich, daß die Faltenachsen in den inversen Deckschollen der Kirchberger Schuppe Gemeinsamkeiten mit denen in der Hauswaldschuppe der Lunzer Decke aufweisen, was ihren Transport als Rollfaltenteppich an der Basis der Lunzer Decke belegt, die dementsprechend vor der Erosion wesentlich weiter nach Norden gereicht haben muß. Beide Einheiten weisen gegenüber den Richtungen in der Frankenfelser Decke eine deutliche N–S-streichende Achsenüberprägung auf.

Die Hauswaldschuppe wieder, die stirnkeilartig an der Front der Lunzer Decke eingeschaltet ist, weicht in ihrem Achsenplan von dem der geschlossenen Lunzer Decke (Loicher Schuppe) ab und ist auch dadurch als eigenständiges tektonisches Element ausgewiesen.

Entlang des Deutschbaches verläuft in NNW–ESE-Richtung eine Lateralverschiebung, an der die Kirchberger Mulde gegen S um den Hochebenkogel versetzt wird (JUNG). Hier enden auch die Deckschollen des inversen Hangendschenkels und interessanterweise genau in der nördlichen Verlängerung der Blattverschiebung auch das Westende der Kaiserkogeldeckscholle, die hier der Klippenzone aufliegt.

Schließlich endet die Hauswaldschuppe, die Stirnschuppe der Lunzer Decke, bei Wehrabach genau dort, wo am Staff die Hauptdolomitscholle und Oberjurakalke so auffallend weit nach N vorspringen.

Ganz allgemein zeigt sich im gesamten Gebiet eine gemeinsame primäre Deformation, die vorwiegend einen SSW–NNE-Schub widerspiegelt und eine Überprägung aus einer E–W-Einengung, besonders in den höheren tektonischen Stockwerken.

Quartär

Generell sind die Alluvialsedimente in den voralpinen Tälern auffallend merkwürdig geringmächtig, zumal sie nicht glazial ausgeräumt worden sind. Dieses Defizit an Schuttsediment ist noch schwierig zu verstehen. Eine Ausnahme bilden im Talgrund der Pielach bei Schwerbach 3 Generationen von Flußterrassen, u. zw. 7, 4 und 2 m über dem heutigen Flußniveau (HOMMERS).

Von Rutschungen sind naturgemäß besonders der Liasfleckenmergel und die Schrambachschichten betroffen.

Gleitschollen größeren Ausmaßes gibt es im E um den Staff-Berg, wobei Bunter Jurakalk und Aptychenkalk in bis zu 70 m großen Schollen auf Schrambachschichten über 250 m weit nach N abgeglitten sind. 400 m ESE Wehrabach liegt eine Deckscholle aus Lunzer Schichten, Opponitzer Kalk und Hauptdolomit auf Aptychenkalk der Frankenfelser Decke, eine Scholle/Einheit, die wohl am ehesten ebenfalls als Gleitscholle aus der Lunzer Decke zu deuten ist (NIEBLER).

Auffallende Schuttkörper sind am Osthang des Frohnberges zu finden, wo sich eine große Rutschung in den Schrambachschichten in die darüberliegende Deckscholle aus Oberjurakalk „frißt", der in großen Blöcken abbricht (KÄHLER). Am Nord- und Südhang des Geißbühels gibt es ausgedehnte Schuttkörper, die aus der Obertrias der Gipfelregion in Rinnen talab weit über die Schrambachschichten reichen (KNAAK).

Bericht 1988–1990 über geologische Aufnahmen in der Flyschzone auf Blatt 55 Obergrafendorf

Von WOLFGANG SCHNABEL

Die Arbeiten in den Berichtsjahren schließen an jene im Gebiet südlich von Kilb an, über die 1988 berichtet wurde (Jb. **131**/3, S. 507–408), und zwar sowohl nach W bis zur Kartenblattgrenze, als auch gegen E zur Pielach und darüber hinaus in das schon früher durch R. OBERHAUSER bearbeitete Gebiet (Bericht Jb. **127**/2, S. 211–212, 1984). Bearbeitet wurde der nördliche Teil der Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches, welche hier im westlichen Abschnitt sehr schmal ist, gegen E aber breiter wird und überall einen großräumigen Schuppenbau aufweist.

Das Gebiet von der westlichen Kartenblattgrenze bis zum Teufelsgraben

Die Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches ist hier zwischen der Molasse im N und der Grestener Klippenzone im S kaum 2 km breit und besteht aus 2 Schuppen. Die nördliche, oft nur wenige 100 m breite Schuppe besteht bei Kettenreith nur aus Altlengbacher Schichten des Maastricht, die im Durchschnitt mittelsteil gegen S fallen. Der morphologisch auffallende Hochsteinberg wird von Zementmergelserie aufgebaut, die an einer Querstörung östlich des Hochsteinberges plötzlich einsetzt. Im Graben westlich davon gibt es Bunte Schiefer, im S schließen die Altlengbacher Schichten an. Die tieferen Hänge um den Hochsteinberg sind großflächige Rutschgebiete, an der Kartenblattgrenze sind Großschollen mit Sandsteinen der Altlengbacher Schichten bis etliche 100 m weit nach N abgeglitten.

Die südliche Schuppe setzt ebenfalls an einer Querstörung W des Kuhberges ein und erstreckt sich gegen E über den Kuhberg, Zettelsbach, Hinterberg/Umbachkogel in den Teufelsgraben. Auch sie besteht aus einer aufrechten Schichtfolge, die im Teufelsgraben allerdings schon stratigraphisch tiefer, nämlich mit Reiselsberger Sandstein, beginnt und weiters die Oberen Bunten Schiefer, Zementmergelserie, Oberste Bunte Schiefer und Altlengbacher Schichten umfaßt (Beschreibung auch im Kartierungsbericht Jb. **129**/2, S. 400, 1986). Es gibt aber stratigraphische Besonderheiten. So sind die Obersten Bunten Schiefer (Pernecker Schichten) beim Kuhberg besonders mächtig und beinhalten einen mindestens 100 m mächtigen dünnbankigen, quarzitischen, dunklen Flysch. Die Schwerminerale des Basissandsteins der Altlengbacher Schichten N des Umbachkogels zeigen überwiegend Zirkon und fast keinen Granat, was hervorzuheben ist, da üblicherweise ein umgekehrtes Verhältnis besteht. Hier gibt es also noch sedimentologische Details zu klären.

Das Gebiet vom Teufelsgraben bis zum Pielachtal

Die beiden oben erwähnten Schuppen setzen sich gegen E fort und bauen dieses gesamte Gebiet auf. Die nördliche, im Zettelsbach bei Kettenreith nur wenige 100 m breite Schuppe wird gegen E immer mächtiger, bei Rametzberg ist sie schon über 1 km breit und im Grünsbach und seinen nördlichen Zuläufen bis 2 km. Sie besteht fast nur aus mittelsteil S-fallenden Altlengbacher Schichten des Maastricht, und der Verdacht auf eine Schichtverdopplung besteht, denn östlich der Pielach ist eine solche nachgewiesen (siehe nächstes Kapitel). An der Mündung des Grünsbachtales in das Pielachtal gibt es im Hangenden dieser Folge Tonmergel des Untereozän

(schon von R. OBERHAUSER erwähnt), die unmittelbar von der südlichen Schuppe überschoben werden, sodaß der gesamte Schichtkomplex wohl auch die paläozänen Anteile der Altlengbacher Schichten einschließt.

Die südliche Schuppe überschiebt die nördliche entlang der Linie Teufelsgraben (in 380 m SH) – Dörfl – N Lederhof – Friedlehen. Bei Jägerhof gibt es eine linkssinnige Versetzung um rund 1 km, die Überschiebung springt also gegen N vor. In der auffallenden Verflachung S Jägerhof gibt es leider nur sehr ungenügende Aufschlüsse. Nachgewiesen sind in aufrechter Schichtfolge die Oberen Bunten Schiefer, Zementmergelserie und Altlengbacher Schichten. Der südliche Teil dieser Schuppe ist noch zu klären, es dürfte sich um eine Muldenstruktur handeln, wie schon von R. OBERHAUSER erwähnt, wobei die z.B. im großen Steinbruch bei Rabenstein sichtbaren Altlengbacher Schichten den Südschenkel bilden. Auch die Verhältnisse bei Mainburg sind noch nicht klar, hier gibt es sicher Zementmergelserie, die nicht in die Schichtfolge zu passen scheint.

Das Gebiet vom Pielachtal zum östlichen Blattrand

Es handelt sich um das von R. OBERHAUSER schon früher besprochene Gebiet (Zitat s.o.), das im Zuge eines Gutachtens für die Zweite Wiener Hochquellenwasserleitung vom Verfasser nochmals begangen wurde. Vom Grubbach im N bis zum Schindeleck im S gibt es nun 3 aufrecht liegende Schuppen, wobei die beiden nördlichen aus der breiten Schuppe im Grünsbachtal hervorgehen (siehe oben).

Die Schuppen fallen wieder mittelsteil gegen S. 200 m E Grub erwähnt R. OBERHAUSER rote Tone der Klippenzone (= Nordzone) und südlich anschließend die Altlengbacher Schichten. Doch so klar sind die Verhältnisse nicht, denn W Wolkersberg und im Graben NW Wielandsberg (S Grub) gibt es Sandsteine mit auffallendem Disthengehalt im Schwermineralspektrum, daneben etwas Chromit und die deuten auf Molasse. Gesteine der Nordzone mit Molasse verschuppt sind durch G. GÖTZINGER auf der Geologischen Karte der Umgebung von Wien 1 : 75.000 (1952) im Raum Neulengbach, Starzing und Hagenau dargestellt und hier im Pielachtal dürften die Verhältnisse ähnlich sein.

Unmittelbar südlich folgt aber nun in aufrechter Schichtfolge die nördlichste Schuppe der Hauptdecke des Rhenodanubischen Flysches und sie besteht aus Altlengbacher Schichten und geht bis ins Untereozän, welches beim Zeilerbauer ja schon von R. OBERHAUSER erwähnt wurde. An weiteren Stellen entlang der Linie S Mühlhofen, N Hading und Zeilerbauer, also entlang der Wasserleitung, ist Oberpaleozän (Nannoplanktonzone NP9, det. H. EGGER) und Untereozän in tonmergeliger Fazies nachgewiesen worden.

Zu berichten ist über eine wesentliche Neuentdeckung: Im Graben S Zeilerbauer sind in diesem Zug auffallend mürbe, mächtige, z.T. helle, kalkfreie Sandsteine zu sehen, deren Schwermineralgehalte deutliches Zirkon/Turmalinmaximum zeigen. Ähnliche Sandsteine sind im Gehänge E Waasen beobachtet worden (lt. R. OBERHAUSER mit Discocyclinen) und sie sind in dieser stratigraphischen Position typisch für die Greifensteiner Sandsteine. Leider fehlt noch eine Kartierung der Flyschzone auf dem östlich anschließenden Blatt 56 St.Pölten und damit eine nachgewiesene Verbindung auf die in gleicher Position durchstreichenden Züge der Greifensteiner Schichten auf Blatt 57 Neulengbach, doch kann mit gutem Grund angenommen werden, daß hier das westlichste Vorkommen des Greifensteiner Sandsteins entdeckt wurde, der hier einsetzt und dann gegen E zu immer mächtiger wird.

Auf dieses Paleozän/Untereozän ist die 2. Schuppe aufgeschoben, die wieder in aufrechter Position aus Altlengbacher Schichten besteht, ebenfalls bis in das Untereozän hineinreichend, wobei hier allerdings die mächtigen Sandsteine noch nicht nachgewiesen werden konnten. Hier ist die Stelle mit Untereozän, die R. OBERHAUSER beim Hof Merkenberg erwähnt. Der stark rutschende Hangfuß N Hofstettnerberg gegen das Pielachtal gehört in diese Serie.

Entlang des Nordhanges des Hofstettner Berges knapp oberhalb der Hochquellenleitung verläuft schließlich die Aufschiebung der südlichsten hier erwähnten Schuppe mit Altlengbacher Schichten. Die tektonischen Komplikationen im südöstlich anschließenden Gebiet sind von R. OBERHAUSER im obzitierten Bericht beschrieben.

Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 104 Mürzzuschlag

Von JAN MELLO
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Anschluß an die vorjährigen Aufnahmen (s. Bericht 1989) wurden im Jahre 1990 die östlichen Teile der Schneealpe, hauptsächlich die über Altenberg und Reisstal gelegenen Hänge, kartiert. Ergänzende Studien wurden am westlichen und südlichen Rande der Rax durchgeführt.

Schneealpe

Die Schneealpe ist in diesem Teil von der Mürzalpendecke, und zwar von den unter-, mittel- und teilweise obertriassischen Serien aufgebaut. An den Osthängen der Schneealpe sind herrlich aufgeschlossene Profile zugänglich, welche es ermöglichen, die lateralen Änderungen der Fazies in N–S-Richtung in der Länge von ca. 10 km zu verfolgen. Der Lohmgraben im SE-Teil der Schneealpe bietet diese Möglichkeit auch in NW–SE-Richtung. Im südlichsten Teil der Schneealpe ist eine Sequenz vertreten, welche sich teilweise von den nördlicheren Teilen unterscheidet (besonders durch die große Mächtigkeit der Gutensteinkalke, das Fehlen der Steinalmkalke und die Anwesenheit der Fazies vom Hallstatt-Typ im Langobard). Es ist nicht ausgeschlossen, daß dieser Teil zu einer anderen tektonischen Einheit als die Mürzalpendecke gehört (? Schneebergdecke). Im Folgenden wird der O-Rand der Schneealpe nach fünf geographischen Teilgebieten beschrieben, welche auch gewisse Verschiedenheiten und Spezifika im geologischen Bau aufweisen.

Der SE-Teil der Schneealpe (Farfel – Kutatsch – Kampl)

Dieser bildet einen selbständigen Block SE vom Rauhenstein (1770 m), morphologisch ausgeprägt und offensichtlich auch durch einen Bruch (durch die Doline K. 1629) von den nördlicheren Teilen getrennt. Der Bau der Blöcke ist einfach – eine Monoklinale mit mäßigem Fallen der Schichten nach Nordwesten. In den plastischeren Schichtfolgen kann lokal ein komplizierterer Bau beobachtet werden.

Die Schichtenabfolge (vom Skyth bis Langobard) besteht aus Werfener Formation, Gutenstein-Formation

(Kalke und Dolomite, gesamte Mächtigkeit 200–250 m, Kalke überwiegen), Reiflinger Kalken (30–50 m) und „Kutatsch-Kalken" (60–80 m). Die höher liegenden Formationen sind nicht erhalten (sie wurden durch Erosion entfernt). Es kann angenommen werden (und weiter nördlich gesehen werden), daß im Hangenden Wetterstein-Vorriffkalke folgten. Im Vergleich mit den nördlicheren Gebieten (wie schon erwähnt) ist bei diesem Block die große Mächtigkeit der Gutensteinkalke, das Fehlen der Steinalmkalke und die Anwesenheit einer Buntkalk-Fazies im Ladin bemerkenswert.

Bei den Reiflinger Kalken (graue plattige Hornsteinkalke, stellenweise mit Zwischenschichten von Schiefern) wurde an mehreren Lokalitäten mit Hilfe der Conodonten *Gondolella constricta, G. inclinata* und *G.* cf. *excentrica* ein oberillyrisch–fassanisches Alter nachgewiesen. Die Conodontenproben wurden von Dr. G.W. MANDL bearbeitet und bestimmt. Besonders interessant ist die hangende Langobard-Schichtfolge, welche die Kutasch-Anhöhe aufbaut. Es handelt sich um helle und rosa bankige Kalke (5–50 cm), oft mit Wechsellagerung von mikritischen und allodapischen Lagen, bis einige cm mächtig mit häufigem Riffdetritus. Es handelt sich um Kalke von Übergangscharakter zwischen den Reiflinger Beckenkalken und hangenden Wettersteinkalken. Lithologisch entsprechen sie weitgehend den Raminger Kalken, besitzen jedoch eine für die Hallstätter Fazies typische bunte Färbung. Diese Serie wurde mit dem vorlaufigen Arbeitsbegriff „Kutatschkalk" belegt. Auf ein oberstes Fassan–Langobard-Alter weisen die Conodonten *Gladigondolella tethydis + tethydis* ME, *Gondolella trammeri, G. excelsa, G.* cf. *excentrica* (Probe Nr. SCH-27) und *Gl. tethydis + tethydis* ME, *G. inclinata, Neocavitella tatrica* (Probe Nr. SCH-16) hin.

Östlicher Teil der Schneealpe, S vom Lohmgraben (Umgebung der Brandhöhe, 1758 m und Schneealpenhaus, 1782 m).

Ein tektonisch und durch große Blockgleitungen beträchtlich kompliziertes Gebiet, mit welchem schon die oben erwähnten teilweise verschiedenen Sequenzen im Berührung kommen. Im südlichen Teil (an den O-Hängen der Brandhöhe) handelt es sich offensichtlich, nach gewisser Unterbrechung am Bruch bei K. 1629, um die Fortsetzung der Sequenz vom Block Farfel – Kutatsch – Kampl. Der Wandfuß zwischen zwei Schuttkegeln wird von mikritischen rosa und grauen Kalken gebildet, stellenweise mit Lagen von organischem Detritus. Die Conodonten *Gl. tethydis + tethydis* ME, *Gondolella excelsa, G. pseudolonga, G.* cf. *szaboi* (Probe SCH-112) und *Gl. tethydis, Gond.* cf. *constricta* (juvenil), *G. excelsa, G. trammeri* (juv.) (Probe SCH-113) weisen auf ein unteres bis mittleres Fassan-Alter hin. Höher gehen sie in die „Kutatsch"-Kalken vergleichbare (distalere) Fazies und in die Wetterstein-Vorriffbrekzien über. Herrlich sind sie an der Oberfläche des Plateaus, in wilden Karstschluchten und Tälern zwischen der Brandhöhe und dem Schneealpenhaus aufgeschlossen.

Ihre Entstehung ist durch Abreißen und Blockgleiten des O-Randes des Hochgebirgsplateaus der Schneealpe in Richtung zum Stein- und Lohmgraben bedingt. Der nördliche Teil (Gruppe des Schauerkogels) hat einen davon teilweise abweichenden Bau. An die Osthänge des Schauerkogels reicht über den Lohmgraben die Sequenz des Lohmsteins. Ihre Hauptmerkmale, welche sie von der bisher beschriebenen Sequenz unterscheiden, sind das Fehlen der Gutensteiner Kalke, ihre Vertretung durch Steinalmkalke (60–80 m) und durch Kalke des Hallstätter Typs unter den Reiflinger Kalken. Bemerkenswert ist auch die große Mächtigkeit der Reiflinger Kalke (100–150 m). Die Übergangsfazies zum Wettersteinriff hat den Charakter der Raminger Kalke (graue allodapische Kalke), obzwar in ihnen auch noch Einlagerungen von rosa Kalken vorhanden sind.

Der Grenzbereich zwischen den beiden Sequenzen (? allmählicher Übergang, ? Bruch, ? Verschiebung, ? Deckengrenze) ist bisher im schwer zugänglichen Gelände nicht untersucht worden. Wie schon angedeutet wurde, könnte es sich um zwei Decken handeln. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß es sich auch um fazielle Unterschiede innerhalb einer tektonischen Einheit handelt. Beiden Sequenzen ist die Tendenz der Entwicklung von Beckensedimenten zum Wettersteinriff gemeinsam.

Lohmgraben

Er ist das einzige tiefere Tal, welches sich in die SE-Kante und Hänge der Schneealpe zwischen dem Schneealpenhaus und Lohmstein einschneidet. In ihm und besonders an den S-Hängen des Lohmsteins (Zäunlwand) ist die mittel- und teilweise obertriadische, praktisch ungestörte Sequenz der Mürzalpendecke von den Gutensteiner Dolomiten bis zu den obertriadischen Dolomiten wunderbar aufgeschlossen. Die Westhänge des Tales unter dem Mooskogel,und Schneealpenhaus haben, wie schon erwähnt, einen von Brüchen und durch junges Blockgleiten gestörten, komplizierteren Bau. Die untersten sporadischen Aufschlüsse vor dem Eintritt in das Tal werden von grauem, bankigen Gutensteiner Dolomit gebildet. Die hellen massiven Steinalmkalke (Anis), nur stellenweise mit Anzeichen einer Dickbankigkeit, bilden Felsklippen an Hängen, im Talboden sind sie mit Schutt bedeckt. Es handelt sich um typische Onkolit- und Algenkalke des initialen Stadiums der Karbonatplattform. Sie sind in Mächtigkeit von ca. 50 m aufgeschlossen. Höher gehen sie in dickbankige, graurosa und rosa Kalke, stellenweise mit Anzeichen von Knolligkeit, über.

Mikrofaziell handelt es sich um Mikrite mit Querschnitten von dünnschaligen Lamellibranchiaten. Dies bedeutet, daß schon im obersten Anis hier die Sedimentation vom Hallstätter Typ beginnt. Höher folgen steil gelagerte dickbankige Kalke, welche ausgeprägte Felsklippen (ca. 60 m Mächtigkeit) bilden. Die hellen Kalke wechseln mit rosa ab, in welchen häufige Kleinlumachellen auftreten. Nach Conodonten handelt es sich um oberanisisch–unterladinische Kalke. Der Übergang in die hangenden Reiflinger Kalke ist morphologisch sehr ausgeprägt (Depression). Die Reiflinger Kalke sind im untersten Teil plattig bis dünnbankig, oftmals mit unebenen Schichtflächen. Ca. 50 m über der Basis kommen in den Bänken (bis 10 cm) die ersten gradierten allodapischen Lagen vor, die Bruchstücke erreichen eine GrößYe bis 5 mm. Sie wechsellagern mit Bänken von Knollenkalk; die Knollen aus grauem Kalk werden von einer gelben oder rosa Tonstein-Mergelsteinmatrix „umflossen".

Vereinzelt kommen auch Hornsteine vor. Ca. 15 m höher sind die Kalke wieder mikritisch, plattig, ohne allodapische Einlagerungen, detailliert gefaltet. Höher am Grund des Grabens und an den Hängen treten immer öfter Lagen von helleren und dickbankigen Kalken (60–200 cm), zeitweise Hornsteinkalken auf, welche mit Plattenkalken wechsellagern. An den Stellen, wo in den Graben ein von weitem sichtbarer großer Schuttkegel vom Lohmgraben mündet, ist die Wand aus Bänken von grauen und rosa kompakten und allodapischen Kalken (Seehöhe 1365 m) aufgebaut. Aus diesen wurden die Conodonten *Gladigondo-*

lella tethydis + tethydis ME und *Gondolella inclinata* gewonnen, auf Langobard Alter hinweisend. Erwähnenswert sind lose Sturzblöcke von Konglomeraten und endostratischen Brekzien und bis zu faustgroße Bruchstücke von dunkelgrauen Kalken mit graugrünem mergeligem Bindemittel. Vereinzelt kommen Crinoiden-Stielglieder von Fingergröße vor. Blöcke von bunten Konglomeraten sind auch hier anwesend – das Bindemittel ist rot und die Gerölle sind von verschiedenen Karbonaten gebildet. Es handelt sich wahrscheinlich um oberkretazische Konglomerate. In Richtung zum oberen Teil des Lohmgrabens werden die Kalksteinschichten dicker bis massiv, allodapische Lagen sind häufiger, die Bruchstücke größer. Sie können als Raminger Kalke bezeichnet werden. Der oberste Teil der hellen, fast massiven Kalke kann als Wetterstein-Vorriffbrekzienkalke bezeichnet werden. Aus ihnen ist auch der Gipfel des Lohmsteins gebildet. Der eigentliche Riffkern ist nicht erhalten geblieben (entweder wurde er durch Erosion entfernt – so wie es offensichtlich am Lohmstein der Fall ist, oder dolomitisiert wie im höheren Teil des Lohmgrabens).

Osthänge der Schneealpe zwischen Lohmstein und Naßkamm

Von weitem sichtbar und auffällig ist die („verkehrte") Winkeldiskordanz zwischen dem waagerechten Streifen von Kalkfelsklippen (Steinalm und mitteltriadische Hallstätter-Kalke) und den hangenden bankigen Kalken (Reiflinger und Raminger), welche auf ihnen unter einem Winkel von 8–10 Grad lagern. Theoretisch, wenn wir die Möglichkeit ausschließen, daß diese Berührung tektonisch ist, können wir dieses Phänomen auf zwei Arten erklären:

a) Die Steinalm–Hallstätter-Karbonatplatte neigte sich infolge der Senkung eines ihrer Teile. Das entstandene Becken wurde durch waagerecht gelagerte Sedimente ausgefüllt.
b) Das Fallen der Sedimente ist ursprünglich – sie sind am Hange zwischen dem Riff und Becken entstanden.

Die zweite Möglichkeit (wie schon im Bericht 1989, S. 445–446 erwähnt, und wie auch neuere Gelände-Beobachtungen zeigen) ist wahrscheinlicher. Es bleiben aber einige Details genauer zu untersuchen, wie z.B. das Alter der Schichten. Setzen tatsächlich in Richtung zum Naßkamm auf die waagerechte Schwelle immer jüngere Schichten auf? Sind also die Schichten der Schauerwand 350 m im Hangenden der Steinalm–Hallstätter-Schwelle gleichaltrig mit den Schichten, welche im Gebiete von Blasleiten unmittelbar auf derselben Schwelle ansetzen? Falls es so ist, müssen hier kondensierte Sedimente oder Schichtlücken sein. Ein besonderes Problem ist, warum im Gebiete vom Naßkamm auf die Barre direkt Dolomite ansetzen. Die Trias-Sequenz der Mürzalpendecke zwischen Lohmstein und Naßkamm wurde in 5 Profilen eingehender erforscht:

a) Die Südrippe und Lawinenmulde an den S-Hängen des Lohmsteins.
b) Die Schauerwand.
c) Die Naßwand.
d) Blasleiten.
e) Naßkamm.

Die Ergebnisse können kurz zusammengefaßt werden:

Die Werfener Formation mit einer gesamten Mächtigkeit von ca. 400 m kann in untere und obere Werfener Schichten untergliedert werden. Die unteren Schichten bilden bunte (grüne, graue, violette) Schiefer, sandige Schiefer und Sandsteine, häufig waagerecht oder schräg laminiert, mit Gradationsschichtung, stellenweise mit Rippelmarken und Hieroglyphen. Die oberen Schichten bilden grüne und graue Schiefer, sandige Schiefer, Mergel und Kalke (mergelig, sandig, oolitisch, mit Lumachellen u. Crinoiden). Die Werfener Formation tritt im unteren Teil der Hänge bis zur Seehöhe 1300 m (S. Hänge des Lohmsteins) bzw. bis 1380 m (Naßkamm) auf. Höher folgen ca. 100 m Dolomite mit Lagen von bunten Dolomitbrekzien und Konglomeraten in den Basalteilen. Die unteren Teile der Dolomite sind dunkel (Gutensteindolomite, stellenweise mit einigen Metern von Lagen dunkler Kalke), die höheren hell (Steinalmdolomite). Die Führung einer genauen Grenze zwischen ihnen ist problematisch. Noch unterhalb des von weitem sichtbaren waagerechten Streifens von Felsklippen, ungefähr in Seehöhe 1400 m inmitten der Steinalmdolomite, findet man stellenweise einiger Meter von Lagen heller dolomitischer Kalke. Typische Steinalmkalke bilden dann die unteren Teile von 60–80 m hoher Kalkfelsen (helle Algenmatten-, Onkolit-, Dasycladaceen- und Crinoidenkalke). Wie jedoch auch von weitem zu sehen ist, besteht die Kulisse der Kalke aus zwei bis drei Stufen, welche durch weichere Gesteine getrennt sind.

Nur der unterste Streifen (Mächtigkeit 20–40 m) entspricht dem Steinalmkalk, höher handelt es sich schon um Kalke von Becken-, event. Übergangscharakter (überwiegend rosa oder auch graue mikritische Kalke mit häufigen Querschnitten von dünnschaligen Lamellibranchiaten). In Fazies entsprechen sie den aus Nordungarn definierten Nádaska-Kalken (S. KOVÁCS).

Über den Felsklippen der bunten Kalke folgt ein mäßig mit Gras bedecktes Terrain stellenweise mit Aufschlüssen von Bänken grauer Reiflinger Hornsteinkalke. Im Aufschlußmaßstab sieht man zwischen den beiden Formationen keine Winkeldiskordanz, bei der Ansicht von der Ferne ist die schon erwähnte 8–10-Grad-Neigung der Reiflinger und hauptsächlich der hangenden Raminger Kalke zu sehen.

In den Reiflinger Kalken kommen stellenweise einige mm Laminae mit organischem Detritus vor. Solche Lagen sind in Richtung zum Hangenden immer häufiger und dicker, bis allodapische Kalke über der autochthonen mikritischen Matrix überwiegen. Diese Kalke wurden als Raminger bezeichnet. Die Größe der Bruchstücke erreicht bis 1 cm. Die Mächtigkeit der Bänke (in welchen beide Mikrofazies wechsellagern) erreicht bis einige Meter. Sie bilden ausgeprägte Felsstufen und Schrofen unter der Plateaukante, welche sich schräg von Lohmstein und Schauerwand bis zum Rücken der Blasleiten ziehen, wo sie direkt auf die waagerechte Steinalm–Nádaska-Kulisse „ansetzen". Die Raminger Kalke gehen in Richtung zum Hangenden entweder in die Wettersteinkalke der Vorriffbrekzien (im Gebiete des Lohmsteins) oder in helle Dolomite (im Gebiete der Lurgbauerhütte und des Ameisbühels) über. Im Gebiete des Naßkamms ruhen die Dolomite (? tektonisch) direkt auf der Kulisse der Steinalm–Nádaska-Kalke.

Nordöstliche Hänge der Schneealpe zwischen Naßkamm und Hinternaßwald.

In diesem Teil des Gebietes ist besonders die S-förmige Biegung (Flexur) der Kulisse der Steinalm–Nádaska-Kalke an den W-Hängen des Reisstales auffällig. Die Schichtenabfolge ist analog wie unter Pkt 4. beschrieben mit dem Unterschied, daß hier die Dolomite auf Kosten anderer Formationen häufiger vertreten sind. So ist z.B. östlich der erwähnten Flexur (kombiniert mit Verwerfung) keine Fortsetzung der Steinalmkalke, sondern nur mehr der Dolomite festgestellt worden.

Die Dolomite keilen sich auch zwischen die Steinalm – und Reiflinger Kalke nördlich von Schönerlucken ein. Die Unterscheidung der Reiflinger und Raminger Kalke ist hier viel schwieriger als in den schon beschriebenen Gebieten (feinkörnigere distale Fazies). Man kann dennoch sagen, daß in den obersten Teilen der grauen bankigen Kalke am Übergang in die Wettersteinkalke die organodetritischen allodapischen Laminae am häufigsten sind. Diese obersten Teile der grauen Kalke sind nach den Conodonten *Gladigondolella tethydis* + *tethydis* ME, *Gondolella polygnathiformis, G. tadpole/foliata* unterkarnisch (Probe Nr. SCH-62, 400 m SO vom Gamskopf). Die hangenden Wettersteinkalke und Dolomite sind durch Druck betroffen, rekristallisiert, resp. kataklasiert. Organische Reste sind in ihnen nicht festgestellt worden.

Westliche und südliche Hänge der Rax

Hier ist der westliche Erosionsrand der Schneebergdecke aufgeschlossen. Unter oder teilweise neben ihr tauchen hier in einer tektonisch komplizierten nord-südlichen Zone weitere Strukturelemente wie die Mürzalpendecke, die Scholle des Simonriegels, die Struktur des H. Gupf und der Rauhewand, event. noch weitere kleine Schuppen empor (s. Bericht 1989). Wir fassen hier die neuen Kenntnisse auch nach Abschnitten zusammen.

Westhänge der Rax N von Hinternaßwald

Die Schubfläche der Schneebergdecke (repräsentiert hier durch 400–500 m mächtige Massen von Wettersteinriff- und höher von lagunären Kalken) taucht hier nach Norden ab. Im Gebiete von Vogelkirchen, 2 km N von Hinternaßwald erreicht sie den Talboden und geht in dessen Westhänge über. Im Halbfenster unterhalb der Schneebergdecke taucht hier die Mürzalpendecke empor, repräsentiert besonders durch mittel- (und? ober-) triassische Dolomite. Zwischen beiden Decken kommen einige kleine Schuppen vor, hauptsächlich von der Werfener Schichtfolge, Dolomiten und verschiedenen Typen dynamisch betroffener Kalke gebildet.

Westhänge der Rax N von Naßkamm

Im Bericht 1989 (S. 446) wurde konstatiert, daß die Mürzalpendecke am NO-Ende der Schneealpe, im Reisstal und an den W-Hängen der Rax eine mit ihrer Achse nach Norden abtauchende Antiklinale bildet. Die Untersuchungen im Jahre 1990 haben gezeigt, daß der Ostflügel der Antiklinale an den W-Hängen der Rax einen ganz verschiedenen lithostratigraphischen Inhalt von den westlichen hat. Zum faziellen Sprung kommt es im Gebiete von Simonriegel, wo sich beide Teile der Antiklinale an einem N–S-Bruch berühren. Östlich des Bruches ist hauptsächlich eine Masse von Dolomiten von Anis bis Obertrias vertreten. Inmitten dieser tritt eine Lage (resp. einige Lagen) dunkler Kalke, Schiefer und von Brekzien-Körpern auf. Altersmäßig (Karn), und dem lithologischen Charakter nach, können sie mit den Leckkogel-Schichten korreliert werden. Am besten sind sie aufgeschlossen im Einschnitt des horizontalen Waldweges (Seehöhe 1000 m) unterhalb des Simonriegels und dann am Simonriegel bis zur Seehöhe 1260 m. Im basalen Teil folgen unmittelbar über den Dolomiten ca. 25 m bankiger (20–50 m) grauer Kalke, stellenweise mit Hornsteinen. Besonders interessant ist eine bis 1 m mächtige reiche organodetritisch-brekziöse Lage 8 m von der Basis der Kalke, gut aufgeschlossen in einem kleinen Steinbruch im Einschnitt des Weges unmittelbar südlich der Nase des Simonriegels. An der angewitterten Oberfläche können Querschnitte von Lamellibranchiaten, Gastropoden, Crinoiden, Seeigelstacheln und vereinzelt auch von Kalkschwämmen (Sphinctozoa) beobachtet werden. Höher folgen vorwiegend mikritische bis aphanitische Bänke, nur stellenweise mit einigen mm bis cm mächtigen organodetritischen Lagen und Körpern von Rutschbrekzien. Höher im Einschnitt des Weges (bis zum Tal des Simonriegels) überwiegen dunkle, bankige, aphanitische Kalke mit Einschaltung und dünneren Lagen dunkler Schiefer (Mächtigkeit ca. 40 m). Nördlicher vom Tal sind dunkle Schiefer überwiegend, stellenweise mit Lagen einiger Bänke dunkler Kalke (aufgeschlossene Mächtigkeit ca. 20 m). Die weitere Verfolgung in das Hangende ist nicht möglich, da der Abschnitt von Schutt und Kalkblöcken aus der Schneebergdecke bedeckt ist. In einem ca. 250 m langen Abschnitt tauchen an zwei Stellen unter dem Schutt Aufschlüsse von Dolomiten empor, welche nach der angewitterten Oberfläche einen Riff-Charakter besitzen. Im weiteren Rücken (mit Dolomit-Turm) ca. 250 m im Hangenden der höher erwähnten Schiefer ist wieder eine einige Meter mächtige Lage von Schiefern mit Körpern von Rutschbrekzien, in welchen häufig Bruchstücke von dunkeln Riffkalken mit vielen Kalkschwämmen vertreten sind. Im höchsten Teil des Aufschlusses sind noch einige Bänke von grauen Kalken, welche eine laminare, resp. durch Rekristallisation geregelte Textur haben. Höher im Hangenden sind nur noch Dolomite (150–200 m), in welchen stellenweise angewitterte organogene Strukturen zu sehen sind.

Die Aufschlüsse der Leckkogel-Schichten ziehen sich schräg hinauf durch die W-Hänge des Reisstals bis fast zum Kaisersteig bis Seehöhe 1400 m. Es handelt sich immer um die Wechsellagerung von Lagen dunkler bankiger bis plattiger Kalke und Schiefer in verschiedenem Verhältnis mit einer Gesamtmächtigkeit von 40–80 m. Aus dem obersten Teil der dunkelgrauen bänkigen Kalke unmittelbar unter den Dolomiten im Rücken 300 m NW vom Kaisersteig, Seehöhe 1350 m (Probe No. NAS-12/B), wurden die Conodonten *Gondolella polygnathiformis* und *Neohindeodella* sp. gewonnen, auf ein karnisches Alter dieses Teils der Schichten hinweisend.

Die Scholle (Schuppe) des Simonriegels liegt genau in nördlicher Fortsetzung der komplizierten Zone mit den Schuppen des Hohen Gupfes und der Rauhen Wand an der Berührung der Mürzalpen- und Schneebergdecke. Ähnlich wie bei diesen zwei wird auch hier notwendig sein, noch durch weiteres ergänzendes (strukturelles) Studium über die strukturelle Einordnung zu entscheiden.

S- und SW-Hänge der Heukuppe

Ergänzende Studien wurden in der Schneebergdecke durchgeführt, und zwar besonders zwecks einer detaillierteren Kenntnis der Lithologie und Stratigraphie der ca. 100 m mächtigen Übergangssequenz zwischen den Reiflinger und Wettersteiner Riffkalken. Der untere Teil dieser Sequenz S und SW der Heukuppe besteht aus dickbänkigen bis massiven Kalken und bildet ca. 50–60 m hohe Felswände. Im vergangenen Jahre (s. Bericht 1989) wurden sie bedingt zu den Grafensteigkalken gestellt.

Der höhere Teil (Mächtigkeit 30–50 m) ist lithologisch vielfältiger, das Gelände zugänglicher. Einige Meter hohe Stufen von Bankkalken wechsellagern hier mit Mergeln, Plattenkalken, Rutschbrekzien und Lagen von Aschentuffen und Tuffiten.

Detailstudien, besonders der höheren Schichtfolge, wurden an den im vergangenen Jahre aufgestellten Profilen 3–7 durchgeführt. Auf Grund der Conodonten kann diese Schichtfolge ins untere Karn gestellt werden.

Im Profil 4 (oberster Teil der Grafensteigkalke, also unmittelbaren Liegendes derSchichtfolge) stammen aus den bankigen und plattigen rosa Kalken (Probe RX-33/A) die Conodonten *tethydis* ME, *Gladigondolella malayensis* und *Gondolella polygnathiformis*.

Im Profil 7 (Rippe O vom Gr. Fuchsloch) in Seehöhe 1860 m, d.h. ca. 40 m über dem Gipfel der Grafensteigkalke ist in hellen Kalken eine 0,5 m-Lage von rosa Kalken mit waagerechten „sheet-cracks" Laminae in 2–3 cm Intervallen. Die Conodonten *tethydis* ME, *Gondolella inclinata* und *G. polygnathiformis* weisen auch auf ein unterkarnisches Alter dieses Teils des Profils, ca. 20 m unter dem Wettersteinriffkalk, hin. Die Tuffe und Tuffite bilden keine zusammenhängende Lage, wie es z.B. in der geologischen Karte von H.P. CORNELIUS (1936), offensichtlich aus Maßstabsgründen, dargestellt ist, sondern 2–3 dünnere Lagen mit einer Mächtigkeit von einigen dm bis einige m.

Zur Illustration erwähnen wir die Zusammensetzung der Schichtfolge zwischen der Basis der Wettersteinriffkalke und dem Gipfel der Felsklippen der Grafensteigkalke im Profil 5 (ca. 400 m westlich vom Gr. Fuchsloch, von oben nach unten):

20,0 m	Felsschutt unter den Felsklippen der Wettersteinkalke
1,0 m	Tuffite
3,0 m	Graue bankige Kalke
2,5 m	Tuffite (Probe RX-21/F)
3,0 m	Graue bankige Kalke (Probe RX-21/E)
1,0 m	Knollen-Brekzienkalke von Rutsch/Ursprung (Probe RX-21/D)
0,5 m	Bankige graue Kalke
4,0 m	Graue Mergel
3,0 m	Mit Schutt bedeckt
2,5 m	Tuffe (Probe RX-31/L)
7,0 m	Felsstufe aus hellen, bankigen Kalken (Proben RX-31/F,G,H)
1,0 m	Dunkle aphanitische Kalke
11,2 m	Mergel und Mergelkalke und dunkle aphanitische Kalke (Proben RX-31/C,E) mit 70 und 30 cm Lagen von Grauen Kalken (Proben RX-31/B,D)
>50,0 m	Grafensteigkalke (Gipfel, Probe RX-31/A)

Reisstaler Steig

In Seehöhe 1800 m über einer ca. 70 m Stufe der Gutensteiner Kalke befindet sich eine 10 m Lage von grauen bankigen Reiflinger Knollenkalken. Ca. 20 m östlich vom Touristenpfad wurden vom Aufschluß inmitten der Schichtfolge (Probe RSS-2) die Conodonten *Gondolella excelsa, G. constricta/pseudolonga* (juvenile Formen), *Gladigondolella tethydis + tethydis* ME gewonnen, auf ein unterfassanisches Alter dieses Teils der Sequenz hinweisend.

Höher in der Schichtenabfolge folgen dicke Bänke von hellen und rosa Kalken vom Übergangstyp (Lagen von Coquinas, rosa Kalke mit Stromatactis, stylolitische Kalke u.ä.).

Bericht 1991 über das Projekt „Kleinsäuger" (paläontologische Probenahme)

Von GUDRUN DAXNER-HÖCK, HANS DE BRUIJN, OLDRICH FEJFAR & BARBARA MELLER
(Auswärtige Mitarbeiter)

Im Geländesommer 1991 wurde die 1989 und 1990 begonnene Ermittlung von Kleinsäugetierfundpunkten im Tertiär Österreichs im Rahmen von Übersichtsexkursionen und gezielter Probennahme auf folgenden Blättern (1 : 50.000) fortgesetzt:

OK 41 Deutsch Wagram (Korneuburger Becken)
ÖK 163 Voitsberg (Köflach–Voitsberger Braunkohlenrevier)
ÖK 21 Horn (Horner und Eggenburger Bucht)
ÖK 157 Tamsweg (Tamsweger Becken)
ÖK 128 Gröbming (Stoderzinken).

Korneuburger Becken

Bei Übersichtsexkursionen im Frühsommer stießen wir in mehreren Sandgruben im Gemeindegebiet Obergänserndorf auf Fossilhorizonte mit Landschnecken, die bei nächster Gelegenheit ausführlich beprobt werden sollen. Die gezielte Entnahme von paläontologischen Proben erfolgte in den Gebieten „Teiritzberg" westlich und „Am Teiritz" östlich der Laaer Bundesstraße, etwa 2 km nördlich von Korneuburg.

Am „Teiritzberg" legten wir unmittelbar an der Einfahrt zur Mülldeponie ein Profil mit feinen, gelben bis rötlichen und graubraunen Sanden, unterbrochen von kohligen Lagen mit aufgearbeiteten Mollusken frei. Die beiden 10–30 cm mächtigen feinsandigen Lagen (T5–6 und T7) mit Molluskengrus und Kohleschmitzen führten Kleinsäugerzähne, allerdings in sehr geringer Konzentration, sodaß es nicht sinnvoll erscheint, weitere Großproben zu waschen. Hinweise auf diesen Fossilpunkt hatten wir von den Herren Dr. SOVIS und Dr. RÖGL erhalten, die in Schlämmproben vor einigen Jahren vereinzelte Kleinsäugerzähne gefunden hatten.

Fassen wir die Ergebnisse aus den Testproben und Grabungen am „Teiritzberg" (T1: 1989 und 1990; T5–6, T7: 1991) zusammen, so kamen abgesehen von einer beträchtlichen Anzahl von Kleinsäugerzähnen Reste eines kleinen Krokodiliers, Panzerplatten von Schildkröten, Kieferfragmente und Hautplättchen von Schuppenechsen, darüberhinaus zahlreiche Belege mariner Organismen (z. B. Zähne von Haien, Knochenfischen und Rochen; u. a. auch fossile Perlen) zutage. Der Umfang an Säugetiertaxa hat sich gegenüber der Faunenliste (DAXNER-HÖCK et al., 1990) nur um 2 Biber und einen Cerviden erweitert, die einzelnen Taxa sind aber inzwischen mit so viel Material belegt, daß die Speziesbestimmung in den meisten Fällen möglich ist. Diese bietet wiederum die Voraussetzung für die stratigraphische Einstufung der Fauna in die Säugetierzone MN 5 der kontinentalen Biochronologie. Dadurch kann zumindest ein Teil des Karpat der Zentralen Paratethys mit der MN 5-Zone korreliert werden, und es bleibt zu hoffen, daß weitere Säugetierfaunen den Nachweis erbringen werden, ob das Karpat auf die MN 5 beschränkt ist, oder ob es auch Teile der MN 4 und (oder) MN 6 umfaßt. Die monographische Bearbeitung der Beuteltiere, Insektenfresser, Hasenartigen und Nagetiere erfolgt im Rahmen eines FFWF-Projektes.

Wie in den vergangenen Jahren wurden vom Verein „Freunde der Mineralien und Fossilien" im Herbst 1990 und 1991 Suchschnitte „Am Teiritz" gelegt, die wir im Detail beprobten. Die Auswertung der Proben ergab in Bezug auf den Nachweis von Landsäugetieren ein negatives Ergebnis.

Köflach–Voitsberger Braunkohlenrevier

Der Braunkohlentagebau Oberdorf bei Voitsberg wird seit einigen Jahren nach paläobotanischen und säugetierpaläontologischen Gesichtspunkten beprobt, seit 1990 wurde ein weiterer Tagebau (Tagebau West = Barbara-Pfeiler) in Köflach erschlossen und in unsere Untersuchungen miteinbezogen.

Der Tagebau West (= Barbara-Pfeiler) lieferte Blätter, Fruktifkationen, sogar einen großen, senkrecht stehen-

den Baumstubben, aber keine Säugetierreste. Aus weiteren Aufschlüssen im Westteil des Reviers (im Gelände des GKB-Freizeitparkes „Weststeiermark" und im Bereich des ehemaligen Franzensschachtes) liegen ebenfalls Fruktifikationen vor.

Im Tagebau Oberdorf sind Funde von Blättern, Zweigen (Bearbeitung: Dr. J. KOVAR-EDER) und Fruktifikationen (Bearbeitung Dipl.Geol. B. MELLER) häufig. Säugetierfunde machten wir bisher nur in den Hangendschichten der Oberdorfer Ostmulde. Es fällt auf, daß speziell in den graubraunen, festen Kohletonlagen mit Holzresten, vollständigen Landschnecken und Molluskengrus, mit Knochenfragmenten und Kleinsäugetierzähnchen Fruktifikationen sehr selten sind.

Aus den bisherigen Pflanzenfunden kann man ein Waldbiotop rekonstruieren, in dem Laubbäume (*Cercidiphyllum, Acer, Alnus, Celtis*), Nadelbäume (*Sequoia, Cephalotaxus, Glyptostrobus*), reichlich Unterholz mit Teegewächsen (*Eurya*), Lianengewächsen (*Toddalia, Vitis, Actinidia*), Beerensträuchern (*Rubus*) und in der Krautschicht auch Farne zu finden waren. Dazu kommen Belege für ein Wasser-Sumpfbiotop wie Characeen-Oogonien, Fruktifikationen von Igelkolbengewächsen (*Sparganium*) und der Krebsschere (*Stratiotes*). Daraus lassen sich erste vorsichtige Rückschlüsse auf ein warmgemäßigtes Klima ableiten.

Unter den Säugetieren dominieren die Kleinsäugetiere angeführt von den Nagetieren mit mindestens 15 Arten, es folgen die Insektenfresser mit 5 Arten, dazu kommen neue Funde von bisher unbestimmten Fledermäusen und zwei fragmentäre Zähne eines Beuteltiers. Von Großsäugetieren verfügen wir derzeit über Knochen- und Zahnfragmente, die von einem kleinen Rhinocerotiden, einem Musteliden und Cerviden herrühren. Die postcranialen Skelettknochen stammen großteils von Reptilien, es liegen Schlangenwirbel und neben Hautplättchen auch Kieferfragmente diverser Squamaten vor. Auch Froschreste kommen vereinzelt, Fischwirbel äußerst selten vor. Zusammenfassend kann die vorläufige, aus den Pflanzenfossilien rekonstruierte Biotopvorstellung dadurch unterstützt werden, daß unter den Wirbeltieren die Waldformen dominieren, während ausgesprochene Bewohner der offenen Landschaft fehlen. Dazu sind mit den Fischen und Fröschen Vertreter von Feuchtbiotopen nachgewiesen.

Gegenüber unserer ersten vorsichtigen stratigraphischen Einstufung der Fauna (DAXNER-HÖCK et al., 1990) wird durch den neuen Nachweis des modernen Eomyiden *Keramidomys* die stratigraphische Position sowohl in der Säugetierzone MN 4 als auch MN 5 möglich. Für eine gesicherte Einstufung sind wir auf kompletteres Material angewiesen, weshalb wir unsere Arbeit im Sommer 1992 fortsetzen werden.

Horner- und Eggenburger Bucht

Die Auswertung von Testproben aus der Tongrube der Fa. Frings in Maiersch (Horner Bucht) und aus der Sandgrube der Fa. Stranzl in Maigen (Eggenburger Bucht) lieferte in Bezug auf Säugetiere ein negatives Ergebnis.

Tamsweger Becken und Stoderzinken

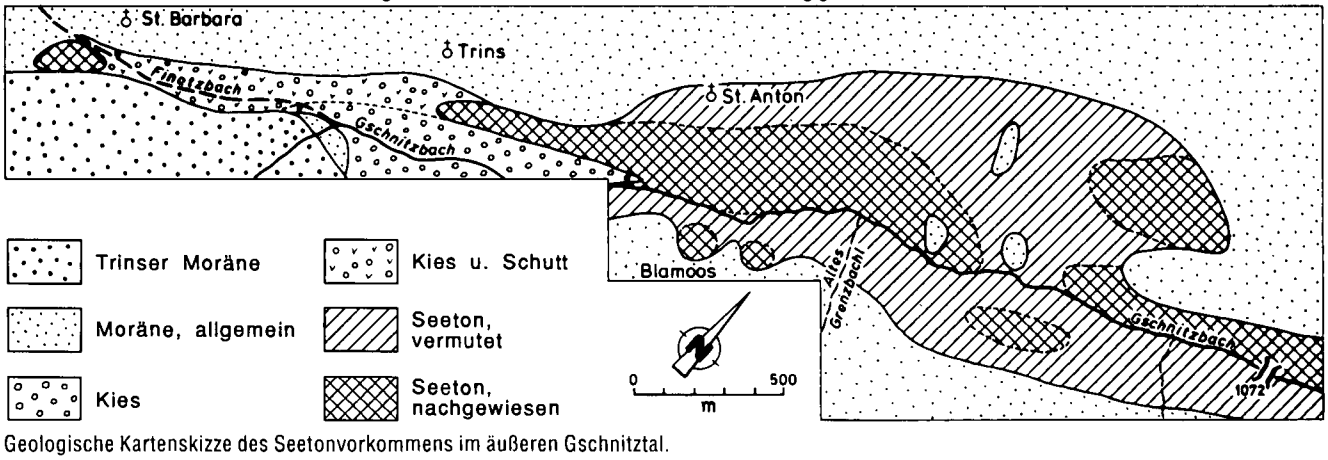
Erste Übersichtsexkursionen brachten bisher in keinem der beiden Gebiete einen Hinweis auf säugetierführende Horizonte. Weitere Untersuchungen sind in den nächsten Jahren vorgesehen.

Nachträgliche Mitteilung über Seetone im äußeren Gschnitztal zum Bericht 1991 über Blatt 148 Brenner

Von MANFRED ROCKENSCHAUB

Seetone mit beträchtlicher Verbreitung konnten im äußeren Gschnitztal, E der Trinser Moräne, nachgewiesen werden. Sie reichen von der Talsohle des Gschnitzbaches (ca. 1060–1170m) bis in eine Höhe von ca. 1240 m. Beim Bau der Gschnitztalbrücke blieben die bis 28m tiefen Bohrungen zur Gänze im Seeton. Die an mehreren Stellen abgeteuften 11,5 m tiefen Bohrungen erreichten das Liegende dieses Tones nirgends. Im Hangenden wurden Hangschutt und zum Teil Sande und Kiese durchbohrt. Nach Westen wurden sie bis Trins, nach Osten bis nach Steinach nachgewiesen. Vermutlich sind sie aber auch in den flachen Hängen östlich von Steinach anzutreffen. Ein Tonvorkommen N der Trinser Moräne, direkt W des Finetzbaches dürfte mit einem Stau durch die Trinser Moräne zusammenhängen.

Bei diesen Seesedimenten handelt es sich durchwegs um gebänderte blaugraue Tone bis Silte, teilweise mit feinsandigen Lagen. Immer wieder findet man in den Tonen eingebettet kantige, bis cm-große Steinchen, die aus dem im See schwimmenden Eis austauten und in den Ton fielen. Massiv treten die Seetone in den Hängen östlich von Trins bis nach Steinach auf. An mehreren Stellen kommt im Verbreitungsgebiet der Seetone Moräne vor. Bei diesen Moränenvorkommen ist derzeit teilweise nicht geklärt ob sie dem Seeton auflagern oder das Liegende dieser sind. Klar ist die Situation bei Blamoos. Hier ist in zwei halbkreisförmigen Nischen (möglicherweise Toteislöcher) der Seeton aufgeschlossen. Dem Seeton liegt hier grobblockiges Kristallin auf, das fast ausschließlich aus den südlich anschließenden Hängen stammt (Steinacher Decke). Westlich schließt ein Lokalschuttkörper und an diesen wiederum ein Kieskörper an. Die Oberkante der drei Körper liegt auf einem Niveau. Mögliche Interpretation: Bergsturzmaterial und Hangschutt fielen auf Toteis, das noch einmal vom Gletscher überfahren wurde. Eine zeitliche Einstufung der Tone ist derzeit kaum möglich. Die Tone sind älter als die Trinser Endmoräne (Gschnitzstadium). Es kommt daher noch ein Stau durch Moränen des Steinachstadiums oder durch noch ältere Moränen in Frage. Naheliegend wäre ein Stau durch die Steinachmoränen. Diese Frage kann hoffentlich durch die weitere Bearbeitung geklärt werden.



Geologische Kartenskizze des Seetonvorkommens im äußeren Gschnitztal.

ISSN 0016-7800

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Die Geologie von Vorarlberg –
Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen

Zum 65. Geburtstag von Dr. R. OBERHAUSER

Redaktion: M. Heinrich

1992
BAND 135/4

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.
Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.
Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer, Dr. Maria Heinrich.
Verlagsort: Wien.
Herstellungsort: Wien.
Ziel des „Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt" ist die Verbreitung geowissenschaftlicher Ergebnisse.
Satz: Geologische Bundesanstalt.
Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 4	S. 785–882	Wien, Dezember 1992

Inhalt - Contents

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

Programm 789

BERTLE, H.: Angewandte Geologie auf der Grundlage der Landesaufnahme – Rückblick und Einfluß von R. OBERHAUSER.
Mit 22 Abbildungen 791

DE GRAAFF, L.W.S.: Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg.
Mit 10 Abbildungen 809

FESSLER, U., KIESSLING, Th., RISCH, H. & ZACHER, W.: Die vorquartäre Geologie im Andelsbucher Becken (Vorarlberg).
Mit 11 Abbildungen und 1 Tabelle 825

HAGN, H.: Die Kreide- und Alttertiärgerölle der Allgäuer Molasse – ein Brückenschlag zwischen München und Vorarlberg.
Kurzfassung eines Vortrages 845

HANTKE, H.: Zur Genese des Alpen-Rheintals.
Mit 12 Abbildungen 847

LOACKER, H.: Kraftwerksbauten im Bregenzerwald und ihre Anpassung an die geologischen Verhältnisse.
Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle 857

NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M.: Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins.
Mit 2 Abbildungen 867

STARCK, P.: Der Talzuschub von Marul im Großen Walsertal.
Kurzfassung eines Vortrages 873

TRÜMPY, R.: Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes.
Mit 2 Abbildungen 875

When there is no other mention the papers are given in German language.

Programme 789

BERTLE, H.: Applied Geology Based on Regional Geological Mapping – Review and Influence of R. OBERHAUSER.
With 22 Text-Figures 791

DE GRAAFF, L.W.S.: Morpho- and Chronostratigraphy of Upper Würm in Vorarlberg.
With 10 Text-Figures 809

FESSLER, U., KIESSLING, Th., RISCH, H. & ZACHER, W.: Pre-Quarternary Geology in the Andelsbuch Basin (Vorarlberg).
With 11 Text-Figures and 1 Table 825

HAGN, H.: Cretaceous and Lower Tertiary Debris in the Allgäu Molasse – a Missing Link between Munich and Vorarlberg.
Summary of a Lecture 845

HANTKE, R.: Genesis of the Alpine Rhine Valley.
With 12 Text-Figures 847

LOACKER, H.: Power Plants in the Bregenzerwald Area and their Adaption to the Geological Situation.
With 7 Text-Figures and 1 Table 857

NOWOTNY, A., PESTAL, G. & ROCKENSCHAUB, M.: The Zones of Landeck Quartzphyllite and Phyllitgneiss – a Lower Metamorphic Part of the Silvretta Crystalline.
With 2 Text-Figures 867

STARCK, P.: The Valley Fill-up of Marul (Großes Walsertal).
Summary of a Lecture 873

TRÜMPY, R.: Eastern and Western Alps – Similarities and Differences.
With 2 Text-Figures 875

Schriftleitung/Editors: ALBERT DAURER & MARIA HEINRICH.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band **135**	Heft 4	S. 785–882	Wien, Dezember 1992

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen

Vortrags- und Posterveranstaltung
anläßlich des 65. Geburtstages von Dr. Rudolf OBERHAUSER
Geologische Bundesanstalt, 5. Dezember 1991

In Würdigung der Verdienste R. OBERHAUSERS um die Geologie Vorarlbergs, die Geologie Österreichs, die internationale Zusammenarbeit, seiner wissenschaftlichen Bedeutung und seines menschlichen Wirkens

Programm

Begrüßung: T.E. GATTINGER

Vorträge: Regionale Geologie

- R. TRÜMPY (Küsnacht):
  Ostalpen und Westalpen: Verbindendes und Trennendes
- H. HAGN (München):
  Die Kreide- und Alttertiärgerölle der Allgäuer Molasse – ein Brückenschlag zwischen München und Vorarlberg
- W. ZACHER (München-Garching):
  Das Andelsbucher Becken, eine Schlüsselregion für die Geologie Vorarlbergs
- R. HANTKE (Stäfa):
  Zur Genese des Alpenrheintales
- L.W.S. DE GRAAFF (Amsterdam):
  Zur Morpho- und Chronostratigraphie des jüngeren Pleistozäns in Vorarlberg

Diskussionsleitung: H.P. SCHÖNLAUB

Vorträge: Angewandte Geologie

- H. BERTLE (Schruns):
  Angewandte Geologie in Vorarlberg auf Grundlage der Landesaufnahme – Rückblick und Einfluß von R. OBERHAUSER
- G. WALACH (Leoben):
  Die West-Ostalpen-Grenze im Erdschwerebild
- K.A .CZURDA (Karlsruhe):
  Stand der Technik und Wissenschaft im Deponiebau
- H. LOACKER (Schruns):
  Kraftwerksbauten im Bregenzer Wald und ihre Anpassung an die geologischen Verhältnisse
- P. STARCK (Bregenz):
  Der Talzuschub von Marul, Großes Walsertal: Neueste Ergebnisse
- W. KRIEG (Dornbirn):
  Erdwissenschaftlich bedeutende Naturdenkmale in Vorarlberg

Diskussionsleitung: G. MALECKI

Schlußwort: W. JANOSCHEK

Posters

- W. BAUER (Innsbruck – Bregenz):
  Altdeponien in Vorarlberg.
- I. BODROGI, G. CSASZAR, L. CZABALAY, D. MEHL-SALOMON, E. KÖHLER, H. LOBITZER & R. OBERHAUSER (Bratislava, Budapest, Wien):
  Schrattenkalk in Vorarlberg.
- I. DRAXLER (Wien):
  Pollenanalytische Untersuchungen zweier Bohrprofile bei Hohenems, Bezirk Dornbirn .
  1) Hochmoor auf der Schuttannenalp (Spätglaziale Vegetationsentwicklung).
  2) Tiefbohrung Hohenems.
- L.W.S. DE GRAAFF (Amsterdam):
  Die neue geomorphologische Kartenreihe der holländischen Arbeitsgruppe (Walgau, Gamperdona, Brandnertal, Großwalsertal).
  Das Vergletscherungsmodell in Vorarlberg.
  Publikationen seit 1987.
- W. JANOSCHEK & S. LASCHENKO:
  Montage 1 : 50.000: Neue Geologische Landesaufnahme in Vorarlberg.
- H. NESENSOHN (Innsbruck)
  Ergebnisse einer geotechnischen und geomorphologischen Kartierung im Bereich NW der Hohen Kugel / Hohenems.
- P. NIEDERBACHER (Wien): Helvetischer Jura - Ergebnisse der Bohrung Vorarlberg AU 1.
- A. NOWOTNY, G. PESTAL & M. ROCKENSCHAUB (Wien):
  Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins.
- R. OBERHAUSER (Wien):
  Zum Zuschub des Penninikums der Ostalpen aus der Kenntnis der westlichen Flysche von der Kreide- und Eozänzeit.
- G. PASCHER & U. STRAUSS (Wien):
  EDV-Unterstützung bei der Produktion geologischer Karten mit dem geographischen Informationssystem ARC/INFO.
- K.F. WEIDICH & K. SCHWERD (München):
  Über den Feuerstätter-Flysch im Allgäu - der Einfluß Rudolf OBERHAUSERS auf die Flysch-Forschung in Bayern.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 4	S. 791–808	Wien, Dezember 1992

Angewandte Geologie in Vorarlberg auf Grundlage der Landesaufnahme – Rückblick und Einfluß von R. OBERHAUSER

Von HEINER BERTLE*)

Mit 22 Abbildungen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Vorarlberg
Tirol
Helvetikum
Nördliche Kalkalpen
Silvrettakristallin
Stubaier Kristallin
Felsankerungen
Felsstürze
Hydrogeologie
Kalksteinbrüche
Permafrost
Seilbahnen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 111, 118, 143, 169, 174

Inhalt

Zusammenfassung ... 791
Abstract ... 792
1. Einleitung ... 792
2. Geschichte der Angewandten Geologie in Vorarlberg ... 792
3. Stellung und Einfluß von R. OBERHAUSER auf die Bau- und Hydrogeologie Vorarlbergs ... 794
4. Beispiele aus der Praxis eines baugeologischen Kleinbüros ... 795
4.1. Felssturz Breitenberg (Dornbirn) ... 795
4.2. Wasserversorgung Ledi – Hohenems ... 797
4.3. Fels- und Stützmauersicherung Meschach – Götzis ... 798
4.4. Kalkgesteinsabbau Sifeler (Weiler) ... 799
4.5. Seilbahnen und Lifte ... 801
4.5.1. Pendelseilbahn Partenen – Versal ... 801
4.5.2. Schindlergratbahn St. Anton/Arlberg ... 802
4.5.3. Doppelsessellift Daunferner (Stubai) ... 803
4.5.4. Gletscherschlepplift Daunferner II (Stubai) ... 804
4.5.5. Lawinensprengseilbahnen ... 805
Literatur ... 806

Zusammenfassung

Der streiflichtartige Rückblick auf die Geschichte der Bau- und Hydrogeologie in Vorarlberg seit 1839 zeigt den ständigen engen Zusammenhang von Landesaufnahme und Angewandter Geologie und die ausgeprägte Bereitschaft von Bauherrn, Geologen des In- und Auslandes für die Projektierung und Bauausführung heranzuziehen.

Seit über 30 Jahren prägt R. OBERHAUSER als Motor und Kartierer der Landesaufnahme, als Berater von Firmen, Gemeinden und Behörden, als Mitarbeiter und Berater von H. LOACKER sowie als führender wissenschaftlicher Publizist, Bearbeiter von Heimat- und Jahrbüchern sowie Tagungs-, Ausstellungs- und Exkursionsführern die Geologie Vorarlbergs. Durch Vorträge für Techniker, Lehrer und Vereine, Organisation von Tagungen und Exkursionen, Beratung von Studenten und in- sowie ausländischen Kollegen und durch seine Kartenblätter ist die Geologie landesweit bekanntgeworden und um R. OBERHAUSER abseits der Universitäten eine eigene „Schule" der geologischen Arbeitsweise entstanden.

An Beispielen aus der über 20-jährigen Praxis eines Schülers von R. OBERHAUSER wird sein Einfluß auf die Angewandte Geologie und die marktbedingte Weiterentwicklung der Angewandten Geologie in fachliche Randgebiete und in rationalisierte Methoden dargestellt. Diese Beispiele der Felssturzsicherung, Bergwassererschließung, der Steinschlag- und Stützmauersicherung, der Lagerstätten-Abbauplanung und des Tunnelbaues sowie der Seilbahngründungen und Felssicherung zeigen die Unverzichtbarkeit einer umfassenden, detaillierten Aufschluß- und Gefügekartierung, den ständigen Rückgriff auf Erkenntnisse der regionalen Landesaufnahme, aber auch den oft übermächtigen und mit erhöhten Risiken für den Geologen verbundenen Zwang zur Beschränkung auf die engere technische Fragestellung.

*) Anschrift des Verfassers: DDr. HEINER BERTLE, Ingenieurkonsulent für Technische Geologie, Dorfstraße 1, A-6780 Schruns.

Applied Geology Based on Regional Geological Mapping – Review and Influence of R. OBERHAUSER

Abstract

Since 1983, applied geology in Vorarberg has been determined by close and constant connection with land mapping; furthermore, national and foreign geologists have regularly been called upon for the planning and realization of constructions.

For more than 30 years R. OBERHAUSER has been shaping the scientific and applied geology of this region. He popularized gology throughout the area and created his own "school" of geological practices.

Cases drawn from various areas of engineering- and hydrogeology show that constant recourse is taken to land mapping; demonstrated is also the necessity for taking into account specialized marginal areas as well as technical, economic, and adminstrative aspects.

1. Einleitung

Bei der Bearbeitung von bau- und hydrogeologischen Projekten verschiedenster Fragestellungen während der vergangenen 20 Jahre ist der Autor immer wieder auf Gutachten, Zeichnungen, Karten und Veröffentlichungen von international bekannten und auch bereits vergessenen baugeologischen Gutachtern gestoßen, die zeigen, daß in Vorarlberg seit den Anfängen der Baugeologie im ersten Teil des letzten Jahrhunderts fortlaufend Baugeologen für Projektierung, Begutachtung und Bauüberwachung herangezogen wurden. Angesichts der Materialfülle einerseits und des beschränkten Zugriffs auf die großteils in Bauakten abgelegten Unterlagen andererseits kann dieser Rückblick nur ein unvollständiger schlaglichtartiger sein. Er zeigt aber den stetigen engen Zusammenhang der Angewandten Geologie des Landes mit der Landesaufnahme.

Während der letzten Jahrzehnte ist kein in Vorarlberg wissenschaftlich tätiger Geologe ohne Bezug auf die Veröffentlichungen von Dr. R. OBERHAUSER und ohne persönliche Kontaktnahme mit dem Geologen Vorarlbergs ausgekommen. Während die Bewertung der Arbeit von R. OBERHAUSER für die Regionalgeologie, insbesondere für Tektonik, Paläogeographie und Mikropaläontologie berufeneren Kollegen obliegt, soll die Stellung von R. OBERHAUSER in der Entwicklung und sein Einfluß auf den derzeitigen Stand der Angewandten Geologie in Vorarlberg aufgezeigt werden. Gerade aus der Sicht eines seit 20 Jahren in Vorarlberg selbständig arbeitenden Geologen, der sich als Schüler von E. CLAR und von R. OBERHAUSER versteht, wird die Bedeutung der auf Initiative von R. OBERHAUSER forcierten und weitgehend von ihm selbst ausgeführten Landesaufnahme für die angewandte Geologie deutlich.

An eigenen Praxisbeispielen der letzten Jahre wird dieser Einfluß von R. OBERHAUSER dargestellt.

2. Geschichte der Angewandten Geologie in Vorarlberg

Die Geschichte der Bau- und Hydrogeologie in Vorarlberg ist die Geschichte des engen Bezugs zur geologischen Landesaufnahme, zur geologischen Kartierung als unverzichtbarer Grundlage jeder angewandten Geologie.

Dies gilt bereits für A.R. SCHMIDT, der als Kommissär des Geognostisch-Montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg zur Aufsuchung nützlicher Mineralprodukte Vorarlberg in den Jahren 1839–1843 topographisch und geognostisch kartierte und auf dieser Grundlage Mineralvorkommen beschrieb (A.R. SCHMIDT, 1843). Seine Karte und seine Profilschnitte sowie seine Detailskizzen sind vom gleichen Bestreben nach detailliertester kartierender Erhebung der Naturphänomene gekennzeichnet, das über 150 Jahre später Dr. OBERHAUSER in seinen Kartenblättern zur Perfektion gebracht hat. Die Detailkenntnis der Geologie Vorarlbergs, wie z.B. der Aufschlüsse des Fensters von Gargellen geben umsomehr zur Bewunderung Anlaß, wenn man den damaligen Mangel an Kartengrundlagen, an Erreichbarkeit und Vorkenntnissen bedenkt. Die Deutung des Beobachteten ist selbstverständlich dem damaligen Kenntnisstand entsprechend. Wesentlich erscheint, daß für A.R. SCHMIDT trotz der damit verbundenen, heute kaum vorstellbaren Mühen und Schwierigkeiten zweifelsfrei war, daß eine detaillierte Geländeaufnahme die unverzichtbare Voraussetzung für eine erfolgversprechende Suche nach mineralischen Rohstoffen, also einen Zweig der Angewandten Geologie, bildet.

Mit dem Planungsbeginn für den Bau der Arlbergbahn und der Wasserkraftnutzung setzt ab 1845 die Detailkartierung für baugeologische Fragestellungen ein:

Die Ergebnisse der Terrainstudien für die Arlbergbahn einschließlich der sorgfältigen Erhebung der Lawinen und Murgänge erfolgte im Maßstab 1 : 2.000 durch den Sectionsgeologen H. WOLF unter Leitung des Direktors der Geologischen Reichsanstalt Ritter von HAUER. Die Ergebnisse wurden im Technischen Bericht über das Projekt der Arlbergbahn (Bludenz–Landeck), Wien 1972, in einem Geologischen Bericht mit Karte und Profilschnitten 1 : 28.000/14.400 dargestellt. Die Detailkartierung, die den Klostertaler Sattel und dessen südlich angepreßte Muldenstruktur sowie die Grenze zum Silvrettakristallin zutreffend erfaßte, bildet die Gesteinsproben zur Feststellung der Bohrbarkeit. Diese wurden nach Bohrversuchen in Quarz- und Kalklängen angegeben und mit Erfahrungen in bereits gebauten Tunneln verglichen. Ebenso wurde der möglichen Bergwasserführung der verschiedenen Gesteine besondere Aufmerksamkeit geschenkt, und insgesamt eine erstaunlich den heutigen Ansprüchen ähnliche, baugeologische Projektsvorbereitung ausgeführt.

Die durch extreme Gelände- (felsige Steilhänge) und schwierige Untergrundverhältnisse (Gipsstrecke!) gekennzeichnete Westrampe der Arlbergstrecke hat in der Folgezeit der Bahneröffnung laufend bis heute die Heranziehung von Geologen für die Trassensicherung, -sanierung und -verbesserung erforderlich gemacht. Dabei war besonders M. SINGER im Zeitraum 1914–1951 ständiger Gutachter.

M. SINGER war aber auch baugeologischer Gutachter für die ersten Kraftwerksspeicherbauten in Vorarlberg, unter anderem beim Gampadelswerk 1922 und Vermunt 1926. Für den Speicher Vermunt führte er auch eine detaillierte Aufschlußkartierung und Gefügeaufnahme im Maßstab

1 : 2.000 durch (M. SINGER, 1926), auf deren Grundlage M. LUGEON 1926 (Durchlässigkeitswerte!) aus Lausanne als Hauptgutachter seine Expertise erstattete. Die entscheidenden Aussagen dieses Experten „Der Gneis ist ein im höchsten Grade wasserdichter Fels" und „Das Becken (von Vermunt) ist absolut dicht" sind an Kürze wohl kaum zu übertreffen, wobei die Erfahrungen der letzten Jahrzehnte die Allgültigkeit der ersten Aussage relativiert haben.

Ab ca. 1930 ist der Vorarlberger Stefan MÜLLER als erster ausschließlich freischaffender Baugeologe im Kraftwerksbau, für Straßen- und Tunnelprojekte sowie Hangsicherungen tätig. Die damalige Auftragslage, die Konkurrenz durch beamtete Geologen und die fehlende Befugnisabsicherung haben diesem detailliert kartierenden und äußerst modern ingenieurgeologisch arbeitenden Geologen die Berufsgrundlage zunehmend entzogen. Seine Gutachtertätigkeit bricht mit dem 2. Weltkrieg ab, nachdem er zuvor häufig die Projektsgrundlagen für den Bauingenieur LUGER, sowie H. ASCHER, z.B. 1935 für den Schafbodentunnel (Hochkrumbach), erstellte.

Otto AMPFERER als klassischer Vertreter der Verbindung von geologischer Landesaufnahme und darauf aufbauender angewandt-geologischer Detailbearbeitung ist seit 1907 in Vorarlberg mit Veröffentlichungen präsent wirksam. Ihm verdanken wir unvergleichliche Detailzeichnungen von Aufschlüssen, tektonisch-stratigraphischen und baugeologischen Situationen für Kraftwerks-, Bahn- und Straßenprojekte. Als Beispiele unter vielen seien die Bearbeitung des Spullerseewerkes der ÖBB gemeinsam mit H. ASCHER, des Ausbaues des Lünersees 1940 und der Gipsstrecke der Arlbergbahn-Westrampe 1946 angeführt, die zeigen, wie weit dieser Aufnahmsgeologe auf bautechnische Detailfragen kompetent eingegangen ist.

Im Gefolge von O. AMPFERER haben O. REITHOFER und O. SCHMIDEGG, aufbauend auf Kartierungen im Rahmen der Landesaufnahme der Blätter Stuben und Rätikon, Kraftwerksbauten der Vorarlberger Illwerke bei der Projektierung sowie insbesondere im Zuge der Bauausführung betreut. Die Stollenbandaufnahmen und Beschreibungen der Stollen Partenen – Latschau und Rells – Latschau sowie der Baugeologische Lageplan im Bereich des Lünersees 1952 sind Beispiele für die baugeologische Arbeitsweise von O. REITHOFER. Die geologische Übersichtskarte des Gebietes zwischen Saloniental und Lünersee einschließlich der zugehörigen, auf Anregung von E. CLAR ausgeführten Gefügeaufnahmen 1953 zeigen die Strukturgeologie-betonte Arbeitsweise von O. SCHMIDEGG. Die Ergebnisse der geologischen Stollenaufnahme für das Lünerseewerk Vorarlberg, Abschnitt Salonien – Latschau, wurden von K. MIGNON (1962) veröffentlicht.

Josef STINI wurde besonders nach dem Ende des 2. Weltkrieges für die Kraftwerksprojektierungen der Vorarlberger Kraftwerke und des Studienkonsortiums Bregenzerach häufig herangezogen. In Ausnutzung seiner damaligen Notsituation wurde ihm dabei keine Gelegenheit zu umfassenderen Geländeaufnahmen und Beurteilungen gegeben, sondern seine Gutachtertätigkeit auf Aufschlußbeurteilungen mit allen daraus entstehenden Fehlerquellen eingeschränkt.

Sowohl an der Bregenzerach als auch bei den Kraftwerksprojekten Kops und Lünersee-Golmerhang wurde mit der Gesamtbegutachtung R. STAUB beauftragt. Diese Begutachtungen wurden für so projektsentscheidend gehalten – sie waren es dank seiner unbestrittenen Autoriät auch tatsächlich –, daß R. STAUB im eigens konstruierten Tragsessel (Abb. 1) durch den jeweiligen Projektsbereich getragen wurde. Als Beispiel für die Aussageprägnanz dieses Gutachters kann das auf Untersuchungen von O. AMPFERER, W. HAMMER, M. SINGER und O. REITHOFER aufbauende Geologische Gutachten zum Staumauerprojekt Kops 1959 verwiesen werden. Dieses enthält auch bleibend gültige Aussagen über die Verantwortung und Verantwortlichkeit des Baugeologen und endet mit der Schlußfolgerung:

„ ... Der unterzeichnete geologische Experte hält den Bau der Kopser Sperre gemäß ... für möglich und verantwortbar. Er kann ... dieses Bauvorhaben zur Ausführung empfehlen ... "

Als Grundlage für die Vorprojektierung der Wasserkraftwerke „Untere Ill" der Vorarlberger Illwerke AG stellte L. KRASSER, der jahrzehntelange Doyen der Vorarlberger Baugeologie, aus Vorkartierungen und eigenen Aufnahmen die Geologische Karte des Walgaues im Bereich der Wasserkraftwerke „Untere Ill" 1 : 25.000 1948 zusammen. Flächenhafte Kartierungen als Grundlage bau- und hydrogeologischer Bearbeitung sind bei KRASSER allerdings gegenüber Gutachten, die streng auf bautechnische Fragen ausgerichtet sind, die Ausnahme.

1955 begann R. OBERHAUSER im Rahmen der geologischen Landesaufnahme mit der geologischen Kartierung Vorarlbergs und mit angewandt-geologischen Beratungen unter anderem für Ziegeleien bezüglich der Rohstoffversorgung. Die bau- und hydrogeologischen Beratungen von R. OBERHAUSER intensivierten sich durch die enge Zusammenarbeit mit H. LOACKER für die Detailprojektserstellung des Walgauwerkes und die Kraftwerksuntersuchungen an der Bregenzerach ab 1965. Gleichzeitig erschienen die geologischen Kartenblätter 1 : 25.000 Rätikon 1965, Walgau 1967, Partenen Nord und Süd 1980, St. Gallen Süd und Dornbirn Süd 1982, Bregenz 1982, Sulzberg 1985 und die Geologischen Kartenblätter 1 : 50.000 Galtür 1990 und Mittelberg 1990, die durchwegs teils auf wesentli-

Abb. 1.
Prof. Rudolf STAUB, Zürich, als baugeologischer Projekts-Hauptgutachter 1950 in der Bregenzerach-Schlucht.

chen bis fast ausschließlichen Kartierungen von R. OBERHAUSER beruhen, teils auf seine Initiative hin entstanden sind. Die von H. LOACKER unter dem Einfluß und unter teilweiser Mitarbeit von R. OBERHAUSER ausgearbeiteten bau- und hydrogeologischen Projektsunterlagen sowie Baudokumentationen der Kraftwerke und Kraftwerksprojekte Kops, Walgau, Langenegg, Lünersee, Alberschwende, Untere Ill, an der Bregenzerach, Kanis, Auenfeld, Marul, Alfenz-Oberstufe usw. sind Maßstäbe und Vorbilder für baugeologische, auf sorgfältigen umfassenden Geländeaufnahmen aufgebaute Arbeitsweisen.

Dieser Rückblick auf die Geschichte der Angewandten Geologie in Vorarlberg zeigt, daß es seit den Anfängen im 19. Jahrhundert bis heute in diesem Land immer wieder Bauherrn gab, denen der wirtschaftliche und sicherheitsmäßige Wert einer gediegenen baugeologischen Projektsbearbeitung einschließlich entsprechender Geländekartierungen und Baudokumentationen bewußt war. Daher wurden von Beginn an einerseits die jeweils qualifiziertesten Geologen des In- und Auslandes für Projektsbegutachtungen und -ausarbeitungen beigezogen, und andererseits die Bereitstellung der geologischen Grundlagen durch die Landesaufnahme von Seiten der Landesregierung und der Kraftwerksgesellschaften gefördert. Daß Vorarlberg das wahrscheinlich am besten durch neuere geologische Kartenblätter abgedeckte Bundesland ist, ist diesen Förderungen sowie dem jahrzehntelangen publizistischen Bemühen, persönlichen Vorsprachen und den weitflächigen Eigenkartierungen von R. OBERHAUSER zu verdanken.

3. Stellung und Einfluß von R. OBERHAUSER auf die Bau- und Hydrogeologie Vorarlbergs

Die Stellung von R. OBERHAUSER in der geschichtlichen Entwicklung der Baugeologie wurde bereits dargelegt. Seine Stellung in der gegenwärtigen wissenschaftlichen und angewandten Geologie des Landes ähnelt der von O. AMPFERER zu seiner Zeit:

- Dominierender Aufnahmsgeologe und wissenschaftlicher Publizist.
- Unbestrittene Autorität und Auskunftsperson für Studenten, Hochschulen, Kartierer, Wissenschaftler und interessierte Vereine des In- und Auslandes sowie für Gemeinden und Behörden in allen geologischen Fragen.
- Berater für private und öffentliche Auftraggeber und Kollegen in bau- und hydrogeologischen Fragestellungen.
- Vorbild und Lehrer für die in Vorarlberg tätigen Geologen in der umfassenden Beobachtung und Verarbeitung aller für die Gestaltung der Erdkruste wesentlichen Erscheinungen und Einflüsse, wie insbesondere der natürlichen und menschlichen Landschaftsformung, der Vegetation, von Ruinen und historischen Dokumenten, von Quellen und Riedflächen, Hangbewegungen, Makro- und Mikrofossilien usw.

Gemeinsam mit dem ebenfalls umfassend kartierenden, Baupraxis-betonten Geologen der Vorarlberger Illwerke, H. LOACKER, hat R. OBERHAUSER im Kartierungsstil, besonders aber auch in der Verarbeitung der Kartierungsergebnisse durch Konstruktion von Profilschnittserien und deren Vergitterung und Kontrolle durch Horizontalschnitte Maßstäbe für die jüngeren Kollegen gesetzt. Ergebnisse dieser Zusammenarbeit sind unter anderem das durch die Bauerfahrungen weitgehend bestätigte baugeologische Projektsmodell des Walgaustollens durch den unvergleichbar komplexen geologischen Bau des Rätikons (Abb. 2) sowie die Geologischen Gutachten über die Gebiete Walgau und Oberes Rheintal nach Fragestellungen der Raumplanung für das Amt der Vorarlberger Landesregierung 1972 und 1973. In diesen umfassenden „umweltgeologischen" Erhebungen wurden lange, bevor Geoökologie ein Schlagwort wurde, auf Grundlage der detaillierten Landesaufnahme und unter Einarbeitung intensiver angewandt-geologischer Erhebungen raumplanungsrelevante Aussagen über Baurohstoff- und Wasserversorgungsreserven, über Deponiestandorte sowie über Gefährdungsbereiche dargestellt und beschrieben. Diese Erhebungen bilden nach wie vor die Grundlage für raumordnende Planungsansätze und die Rohstoffsuche.

Der Sicherstellung der örtlichen und regionalen Wasserversorgung im dicht besiedelten Rheintal galt immer das besondere Interesse von Dr. OBERHAUSER. Aufgrund seiner Detailkenntnis der Strukturen des Helvetikums war und ist er in Hinblick auf die gegenüber dem Talgrundwasser leichtere Schützbarkeit und leichtere Vermeidbarkeit konkurrierender Flächennutzungen ein unermüdlicher Predi-

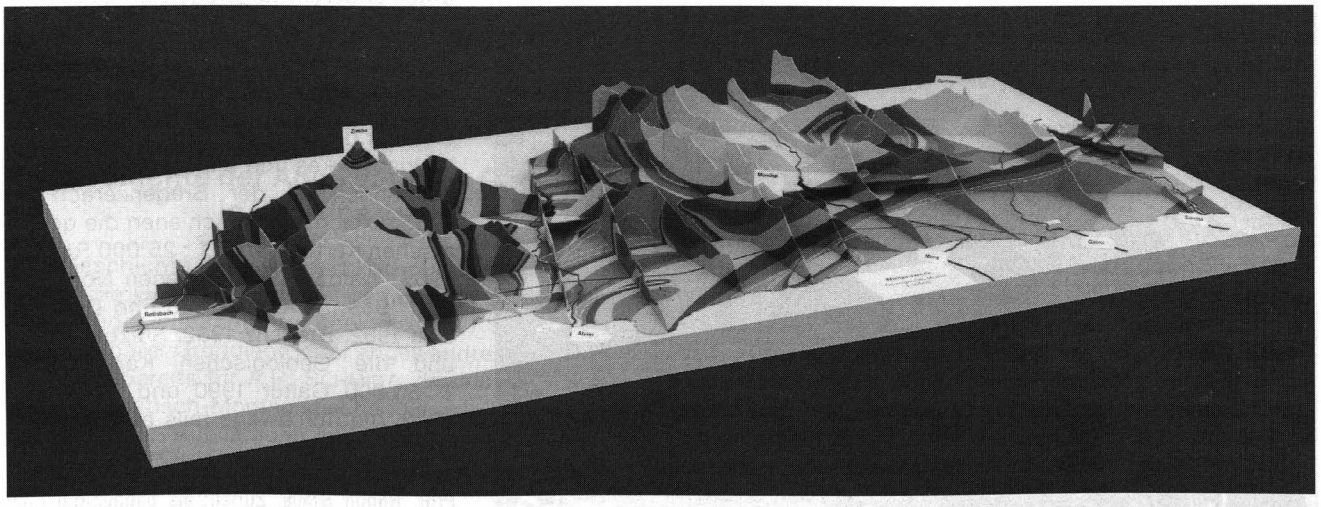


Abb. 2.
Modell des Walgaustollens der Vorarlberger Illwerke AG von Dr. H. LOACKER.

Von den Behörden wurde Dr. OBERHAUSER für besonders kritische Hangstabilitätsfragen wie den Felssturz Oberklien, 1971, und die Felsstürze im Steinbruch Gstöhl-Dornbirn, 1972, herangezogen.

Aufgrund seiner umfassenden historisch-archäologischen, botanischen und allgemein landeskundlichen Interessen sowie Kenntnisse und der Fähigkeit zur anschaulichen Darstellung auch komplexer geologischer Verhältnisse wurde Dr. OBERHAUSER um Fachbeiträge für die Stadt- bzw. Heimatbücher von Hohenems 1983, Götzis 1988 und Koblach 1990 ersucht.

Diese Beiträge, die von ihm organisierten und geführten zahlreichen naturwissenschaftlichen und geologischen Tagungen sowie Exkursionen verschiedener Vereine und Institute sowie die zahlreichen Vorträge und Exkursionen im Rahmen der Lehrer- und Technikerfortbildung sowie der von ihm eingerichtete geologisch-botanische Lehrwanderweg Götzis-Fallenkobel haben ein landesweites „Geologiebewußtsein" bei der Bevölkerung und den Behörden entstehen lassen.

Mit diesen Tagungen und Exkursionen sowie persönlichen Ratschlägen, Geländebetreuungen und Fossilbestimmungshilfen für Studenten sowie wissenschaftlich und angewandt tätige Kollegen ist Dr. OBERHAUSER zum Kristallisationspunkt der Landesgeologie und zum Gründer einer eigenen „Schule" der Angewandten Geologie in Vorarlberg geworden.

4. Beispiele aus der Praxis eines baugeologischen Kleinbüros

Der Autor konnte bereits während seines Studiums Dr. OBERHAUSER auf Exkursionen und Kartierungsbegehungen begleiten und seine Hilfe bei Mikrofossilbestimmungen in Anspruch nehmen.

Diese und die Einbindung in bau- und hydrogeologische Arbeiten von Dr. LOACKER bereits als Ferialpraktikant waren so prägend, daß der Einfluß von R. OBERHAUSER auf die nunmehr über 20-jährige Praxis meines Büros besonders augenscheinlich wird.

Dies soll an einigen Beispielen aus verschiedenen Arbeitsgebieten dargestellt werden:

4.1. Felssturz Breitenberg – Dornbirn

Südlich von Dornbirn, oberhalb der Siedlung Brehmenmahd und nordöstlich neben den großen Kalksteinbrüchen erhebt sich der Breitenberg in einer fast 700 m hohen Steilwand über die Talebene.

Aus dem obersten Teil dieser Felswand springt oberhalb einer Wandverflachung eine gelbe Wand quer aus der Wandflucht hervor. Sie markiert die seitliche Abrißfläche historischer Großfelsstürze, durch die 1654 und 1760 insgesamt eine halbe Million m^3 Felsmasse ausgebrochen und über die Wand und den unterliegenden Steilhang bis zur Talebene abgestürzt sind (BERTLE in R. OBERHAUSER, 1986). Beim Aufprall auf die torfig-schluffige Talfüllung wurde ein Grundbruch ausgelöst, dessen Druckwellen bogenförmig bis 650 m vom Hangfuß in die Talebene hinausreichen. Steine wurden bis 300 m vom Hangfuß auf die Ebene geschleudert. Zur Kontrolle offener Ablösungsfugen im Abrißbereich wurden 1957 mechanische Meßmarken versetzt und in Hinblick auf die latente Gefährdung der Talebene auf Vorschlag von L. KRASSER (1961) eine Bauverbots- und Baubeschränkungszone im Hangvorfuß erlassen.

Veranlaßt durch den Absturz größerer Felsblöcke aus der Wand und die Feststellung größerer Bewegungsbeträge an den Meßmarken 1986/88, hat die Stadt Dornbirn 1989 die geologisch-geotechnische Beurteilung der Felssturzgefährdung und der erforderlichen Kontroll- und Sicherungsmaßnahmen in Auftrag gegeben.

Gestützt auf die Kartierungsunterlagen von R. OBERHAUSER für die Blätter Dornbirn Süd und Nord und eine eigene Vorbegutachtung 1978 wurde gemeinsam mit Dr. L. MÄHR die Nord- und Westwand des Breitenberges trotz der extremen Geländeverhältnisse im Detail kartiert und gefügemäßig aufgenommen. Dadurch konnten die durch den schrägen tektonischen und erosiven Anschnitt verwischten komplexen Gefügestrukturen als Voraussetzung der Absturzbereitschaft geklärt und zu unserer Genugtuung geringfügige Verbesserungen der OBERHAUSER-Kartierung erzielt werden:

Der eigentliche Breitenberg wird von einer stirnnahen aufrechten Schichtfolge der Säntisdecke mit Gault auf der Gipfelverebnung Breitenberg – Schuttannen, Schrattenkalk im obersten Wandteil, Drusbergschichten im ausgeprägten Wandband unter der Ausbruchsnische und Kieselkalk-Valangienkalk und Valangienmergel im unteren Steilwandteil aufgebaut. Diese Schichtfolge ist nach schräg von NE nach SW in die Wand streichenden flach achsial gewellten Achsen W- bis NW-vergent verfaltet. Eine scharf abknickende Faltenstirn und deren steilstehender Liegendschenkel bilden den absturzgefährdeten Felserker südwestlich der historischen Ausbruchsnische und setzt sich in die enggepreßte Gaultmulde des Gipfels fort. Eine gleichartige steile Faltenstirn bzw. ein gleichartiger steilstehender Liegendschenkel baut den untersten Wandteil südwestlich des Satzbaches auf. Der hier gefundene

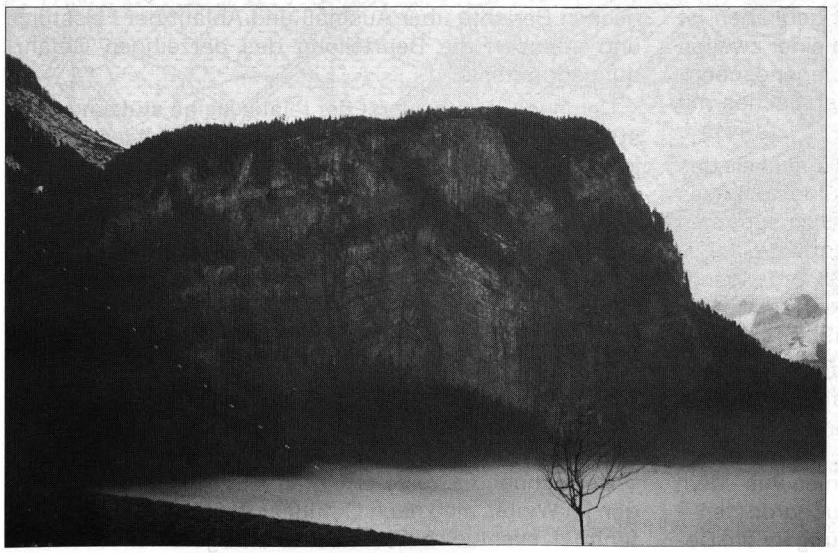


Abb. 3.
Breitenberg bei Dornbirn.
Nordwest-Abfall zur Rheintalebene mit historischer Ausbruchsnische im Schrattenkalk oberhalb der „Satz"-Verebnung (Drusbergschichten) und Gipfelverfaltung sowie Haslach-Rüttizone im Bereich der Nebelobergrenze.

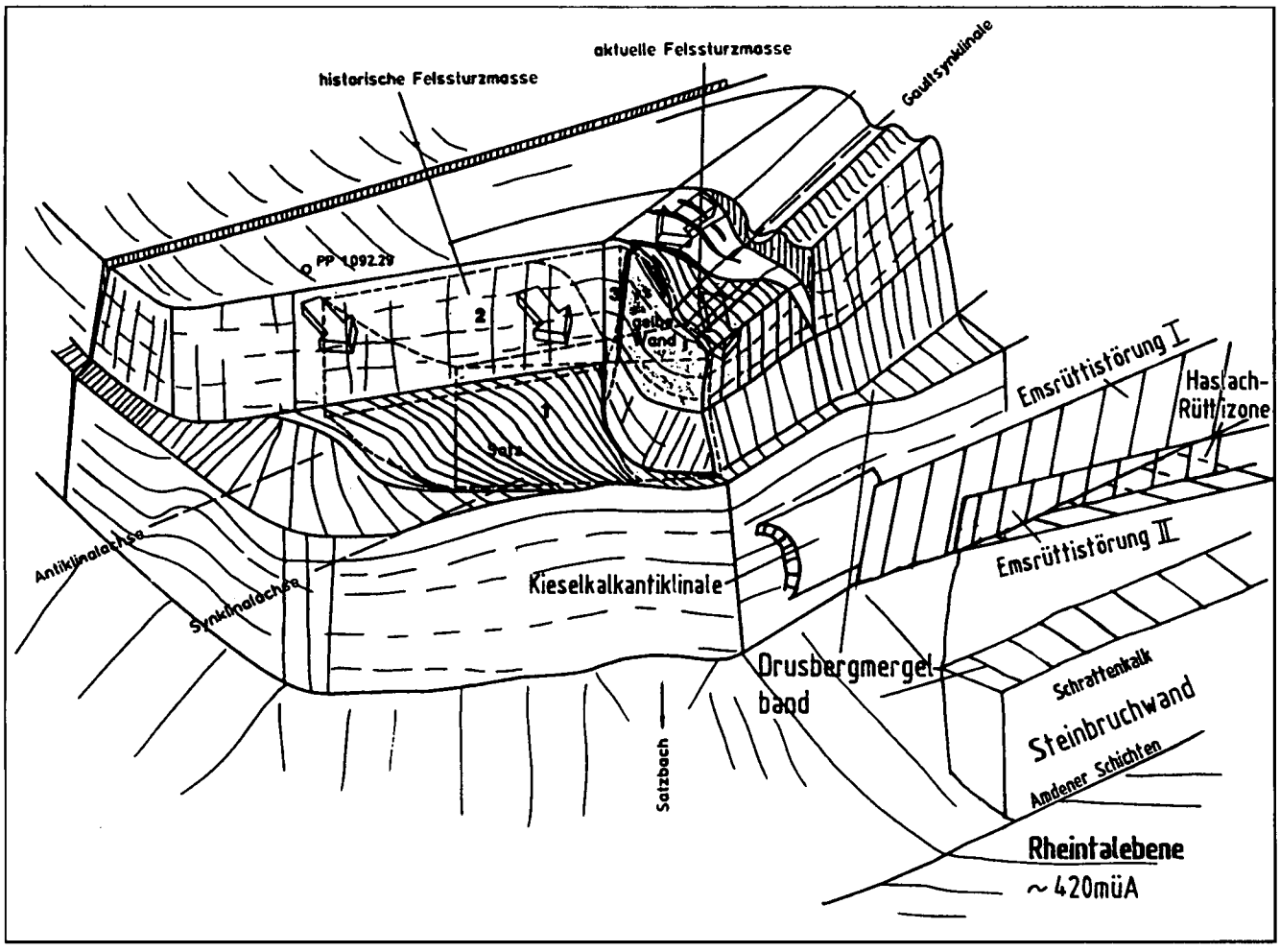


Abb. 4.
Modell des Breitenberges mit den Felssturzkörpern von 1654 und 1760 sowie der derzeit absturzgefährdeten Felssturzmasse westlich der „Gelben Wand".

Liegendschenkel aus Kieselkalk – Schrattenkalk – Gault – Grünsandstein – Seewerkalk – Amdenerschichten vermittelt zur muldenförmigen Haslach-Rüttizone, die an einer der großen Ems-Rüttistörungen als Scholle gegenüber dem Breitenberg tief abgesunken ist.

Die Junggesteinsserie der Haslach-Rüttizone aus Amdenermergel, Globigerinenmergel und Nummulitenschichten bildet den aufrechten hangenden Faltenschenkel der Stirnfalte, deren Stirnumbiegung nur im Hohenemser Schloßberg von der Erosion verschont geblieben ist und deren relativ zur Haslach-Rüttizone an einer zweiten großen Ems-Rüttistörung stark gehobene Liegendschenkel-Scholle die Felswände westlich des Satzbaches mit den großen Steinbrüchen bildet.

Das Auffinden des vermittelnden Liegendschenkels des Breitenberges bzw. des anschließenden Muldenansatzes sowie die durchstreichenden Achsialstrukturen sprechen für eine Zusammengehörigkeit von Breitenberg-Säntisdecke, Haslach-Rüttizone und Steinbruchwand-Hohenemser Falte sowie gegen die Selbständigkeit einer „Hohenemser Decke" (G. WYSSLING, 1984 und 1986).

Das schräge Streichen einer steilen talfallenden Faltenstirn in die Steilwand unterhalb des Gipfelabbruches und die flexurartige Verbiegung der Faltenachsen haben im Bereich der historischen Ausbruchsnische und des südwestlich anschließenden Felserkers zusammen mit – dem Faltenbau und den Ems-Rüttistörungen zugeordneten – Störungs- und Kluftscharen die Voraussetzung für die Destabilisierung des Felsverbandes geschaffen. Nur hier – im Gegensatz zu den beidseits anschließenden Wandbereichen – lagern steil talfallend geschichtete Schrattenkalkmassen auf mittelsteil bis wenig steil aus der Wand fallend gelagerten, wasserstauenden und schmierig verwitternden Drusbergmergeln (Abb. 3).

Die Gefügeanalyse, die Rekonstruktion der Wandverhältnisse vor den historischen Felsstürzen und die Nachrechnung der Stabilitätsverhältnisse bestätigen die historischen Berichte über Ausmaß und Ablauf der Felsstürze und erlauben die Beurteilung des derzeitigen Gefährdungspotentials.

Demnach mußte zuerst der relativ kleine stützende, auf synklinal verflachten Drusbergmergeln aufsitzende Felskeil 1 (Abb. 4) der Satzmasse abgleiten (150.000 m³ von 1654). Dadurch verlor die hinterliegende, auf den steil talfallenden Drusbergmergeln lagernde und nur durch die bergwärts anschließende Antiklinalverflachung zurückgehaltene große Felsmasse 2 ihre Stütze und glitt in einer Drehbewegung nach Überwindung der Seitenreibung an der „Gelben Wand" ab (250.000 m³ 16. 2. 1760). Damit wurde auch der im Winkel zwischen der Hauptablösungswand und der „Gelben Wand" auf steilstehenden Drusbergmergeln aufsitzende Felskeil freigelegt und stürzte bereits 1 Monat später (15./16. 3. 1760, 100.000 m³) ab.

Bezeichnenderweise erfolgten alle Stürze bei Starkregen im Winter, also nach Gefügeentfestigung durch Spaltenfrost, eventuell bei schnee- und eisgefüllten Klüften.

Durch die Scherbeanspruchung infolge der Seitenreibung der abgeglittenen Felsmasse wurden der „Gelben Wand" Harnisch-Striemungen aufgeprägt und dem Kluftgefüge folgend Zerrspalten im anschließenden, vorspringenden Wandteil aufgerissen. Dabei wurde dieser Wandteil leicht aus der Wand gedreht. Er besteht aus einer keilförmigen Felsscheibe, deren nordöstlicher Teil auf einer sehr steil bis steil aus der Wand fallenden Drusbergmergellage ruht, während der Südwestteil stabil auf der hier söhlig bis leicht bergfallenden synklinal umgebogenen Mergellage aufsitzt. Der Felskeil ist bergseitig durch eine offen klaffende Spalte vom Gebirge getrennt und weist eine Masse von ca. 140.000 m³ auf. Durch parallele offene Ablösungsspalten tiefer im Gebirge sind zusätzlich 70.000 m³ aus dem Gebirgsverband abgetrennt und evtl. mobilisierbar. Durch Schwingungsmessungen während Tiefbohrlochsprengungen beim benachbarten Steinbruch wurde festgestellt, daß die Felsmasse einen freischwingenden Pfeiler bildet.

Die derzeitige Stabilität des Felspfeilers bei trockenem Wetter und bei wassergefüllten Ablösungsfugen und Mergelgleitbahnen wurde aus dem Verhältnis der Gleit- bzw. Restscherfestigkeit des überwiegend treibenden und des überwiegend stützenden Teilkörpers an der gemeinsamen Grenzfläche ermittelt. Demnach liegt die Restfestigkeit des Pfeilers bereits bei geringer Durchfeuchtung und weiterer Öffnung der Scherfuge nur noch bei 1,14 und damit deutlich unter der für Felssturzbetrachtungen erforderlichen Sicherheit von 1,25–1,5. Sie entspricht damit der Wandstabilität vor dem ersten historischen Felssturz.

Aufgrund der Geländeuntersuchung und der Stabilitätsermittlung wurde die bisher mit 10.000–15.000 m³ angeschätzte absturzbereite Gesamtmasse auf das 10–15fache (140.000 m³ + 70.000 m³) erhöht und die Reststabilität als unter der erforderlichen Sicherheit liegend erkannt. Die Abbruchwahrscheinlichkeit kann jedoch derzeit auf viele Jahrzehnte bis 1–2 Jahrhunderte eingeschätzt werden. Sie erhöht sich jedoch durch Verschlechterungen der Stabilitätsverhältnisse augenscheinlich. Daher wurde als erste Sicherungsetappe der Einbau von Mehrfachextensometern, schweren Meßankern und Fissurometern zur Stabilitätskontrolle und die Errichtung eines Auffangdammes am Hangfuß als Schutz für das beliebte Naherholungs- und Sportanlagengebiet sowie zur Reduzierung von evtl. Grundbruchauswirkungen im Gefolge von Felsstürzen vorgeschlagen. Die bereits jetzt projektierte äußerst kostenaufwendige Dauersicherung durch eine kombinierte Gleit- und Kippsicherung der absturzgefährdeten Felsmasse mittels 31 10–60 m langen und auf 1.900 kN vorgespannten Litzenankern sowie Ankerbalken mit einer Gesamtlänge von 112 m kann bis zur Messung bedrohlicher Stabilitätsveränderungen zurückgestellt werden.

4.2. Wasserversorgung Ledi – Hohenems

Ende des vorigen Jahrhunderts wurden von der Gemeinde Projektierungsarbeiten in Auftrag gegeben, die im Jahre 1901 zur Einreichung eines Projekts zur Versorgung von Hohenems mit Trink- und Brauchwasser führten. Für die geologische Beratung wurde Prof. BLAAS aus Innsbruck beigezogen, der die Einzugsgebiete und Austrittsbedingungen der zu fassenden Quellen im Bereich Ledi – Finsternauerbach südöstlich des Ortskerns zutreffend bestimmte. Die in der Folge mit Fassungsstollen aufwendig gestaltete Quellfassung reichte bis vor einigen Jahren mit einer Schüttung von 10–40 l/s aus, eine Hauptstütze der städtischen Wasserversorgung zu bilden. Seither schwankt die Quellschüttung von 1–120 l/s und ist bei Starkniederschlägen und nach der Schneeschmelze bis zur Unbrauchbarkeit getrübt.

As Voraussetzung für die Entscheidung über Aufgabe der Quellwassernutzung oder Neufassung der Quellen wurde die hydrogeologische Überprüfung der Schüttungskapazität, der Einzugsgebiete und der Oberflächenbeeinflussung der Quellen in Auftrag gegeben. Aufbauend auf gemeinsamen Exkursionen und den Anregungen von R. OBERHAUSER bezüglich der sein Steckenpferd bildenden Bergwassernutzung aus den Helvetischen Faltenzügen wurde auf der Grundlage der Geologischen Karte 1 : 25.000, Blatt St. Gallen Süd – Dornbirn Süd, gemeinsam mit Dr. L. MÄHR das mögliche direkte Einzugsgebiet im Maßstab 1 : 10.000 nachkartiert. Diese Detailkartierung erbrachte außer zusätzlichen kleinräumigen Bruchstaffeln und Verschuppungen die volle Bestätigung der Landesaufnahme von R. OBERHAUSER und ermöglichte anhand von Serienprofilschnitten (Abb. 5 und 6) durch das Ranzenberg-Staufenspitz- und das Götznerberg-Strahlkopf-Bocksberg-Ge-

Abb. 5.
Lediquellen Hohenems: Hydrogeologischer Lageplan nach R. OBERHAUSER mit wahrscheinlichen Einzugsgebieten A–C.

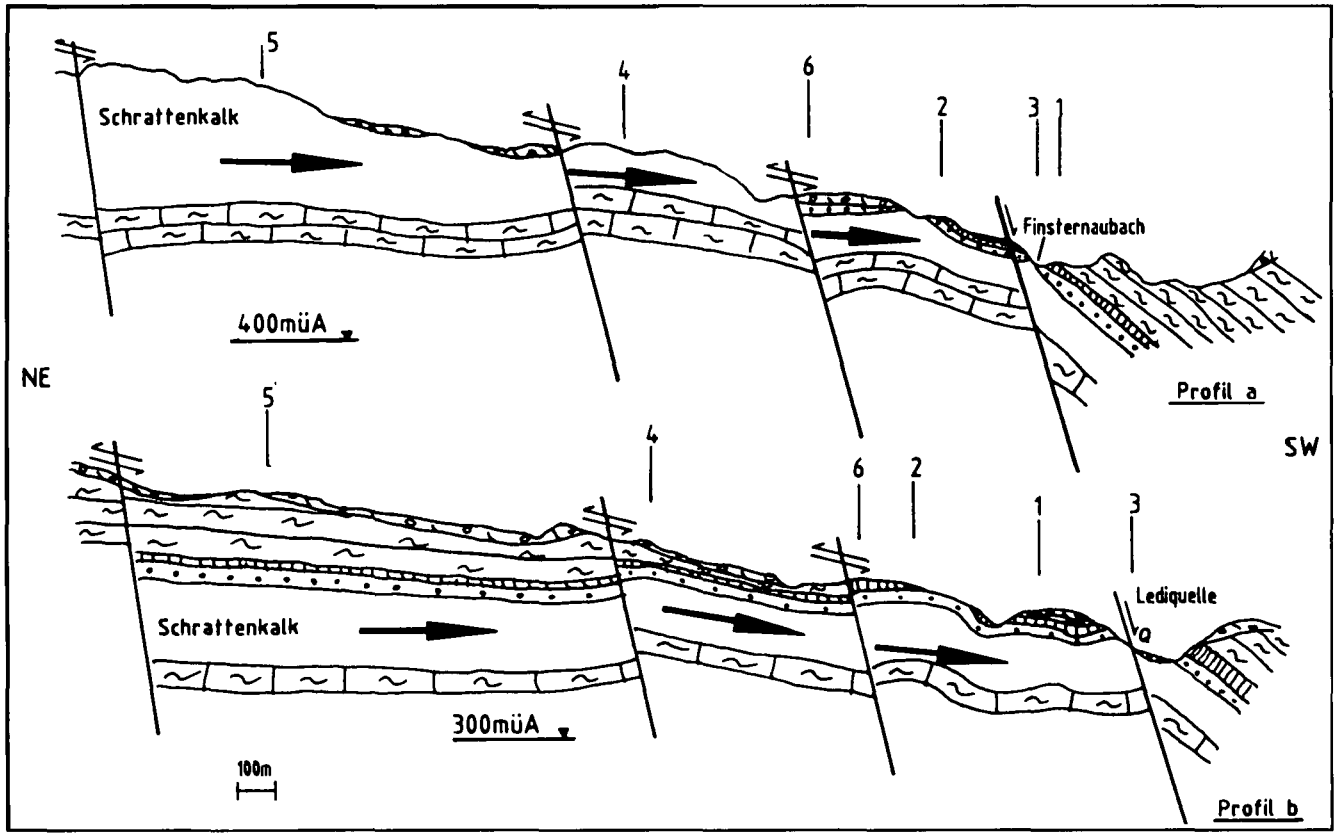


Abb. 6.
Lediquellen Hohenems: Achsialschnitte der Alimentationswege durch die verkarsteten Schrattenkalkschenkel des Ranzenberg-Staufenspitz- und des Götznerberg-Strahlkopf-Bocksbergsgewölbes.

wölbe eine direkte Zuordnung des möglichen Einzugsgebiets von 2,5 km² und die Eingrenzung der Zulaufwege zu den Lediquellen. Die aus dem Einzugsgebiet ermittelte mittlere Durchschnittsschüttung von 36 l/s wurde durch die alten Projektsberichte und durch die regelmäßigen Quellschüttungsmessungen von 35–40 l/s bestätigt. Durch die regelmäßige Messung der Schüttung, des Oberflächenabflusses des Finsternaubaches an drei Meßquerschnitten, der Temperatur, der elektrischen Leitfähigkeit und des pH-Wertes in Bezug zu Lufttemperatur und Niederschlag konnten die hydrogeologischen Einzugserwartungen bestätigt, die Verweil- und Fließdauer sowie die Zusickerung von Bachwasser eingegrenzt werden. Nach den bisherigen Ergebnissen der noch weiterlaufenden Messungen und Untersuchungen wird eine verbesserte Fassung eine größere und gegen Oberflächenwasserzutritte abgeschirmte Quellschüttungsmenge für die eigenständige Wasserversorgung der Stadt Hohenems erschließen können.

4.3. Fels- und Stützmauersicherung Meschach – Götzis

Die ursprünglich als Saumweg angelegte und später als Güterweg ausgebaute knapp 4 km lange Straße von Götzis zu den Bergparzellen Meschach – Spalla – Millrütti ist den heutigen vervielfachten Verkehrsfrequenzen und Achslasten nicht mehr gewachsen. Sie führt im Heimatort von R. OBERHAUSER durch ein als Landschaftsschutzgebiet ausgewiesenes, viel besuchtes Wander- und Naherholungsgebiet mit fast mehr Gast- als Wohnhäusern. Nachdem durch Steinschlag und Kleinfelsstürze Schäden an Autos und Verkehrsunterbrechungen eintraten, wurden von der Marktgemeide Götzis 1986–1988 die Projektierung, Ausschreibung und Bauüberwachung der Sicherung der jeweils gefährdetsten Abschnitte und 1989 nach der Unterbrechung der Straße durch den Abbruch einer Fußstützmauer die Beurteilung der gesamten Wegstrekke, eine Dringlichkeitsreihung und Kostenschätzung der Sanierungsabschnitte in Auftrag gegeben. Seither werden jährliche Bauprogramme vom Geologen im Detail projektiert, ausgeschrieben, überwacht und abgerechnet. Die Gesamtsanierungsaufwendungen der voraussichtlich 1992/93 abzuschließenden Sicherungen wird sich auf über 20 Mio. Schilling belaufen.

Auf der Grundlage der Kartierungen von R. OBERHAUSER konnte durch Gefügeauswertung und Aufnahme der Setzungs- und Hangdruckschäden an den Trockensteinschlichtungs-Stützmauern die Sanierungserfordernisse bestimmt werden. Auf Grundlage von rechnerischen Stabilitätsermittlungen und unter Einsatz neuer Sanierungstechniken wurden die Sicherungsarbeiten ohne über kurze Wartezeiten hinausgehende Unterbrechungen der einzigen Verbindungsstraße für Schüler, Pendler, Lieferfahrzeuge und Ausflügler und ohne Beanstandungen von Landschaftsschützern und Behörden in wirtschaftlichster Weise ausgeführt.

Dazu waren großflächige Felsvernetzungen, die Sicherung abgleitbereiter Felsplatten und -keile mit Daueranker, Felsabträge, Stützknaggen und die Erneuerung bzw. Sicherung von Stützmauern und Futtermauern sowie Auskofferungen des Straßenkörpers erforderlich. Bei einer für die Sanierung vorgesehenen Stützmauer war dabei die Natur rascher als die Sanierung. Die im Gefolge von Starkniederschlägen abgeglittene Mauer mußte unter schwierigen Bedingungen durch eine tief im Unterhang gegründete hohe Vorgrundsteinschlichtung ersetzt werden. Ein

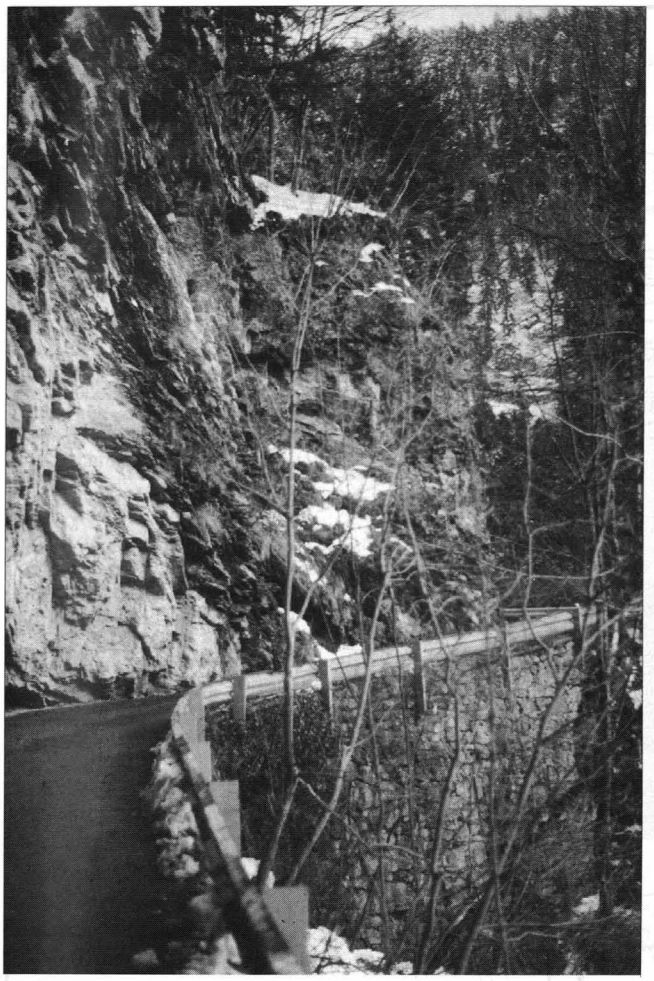


Abb. 7.
Meschach-Götzis.
Ansicht der Straßenquerung der Meschacher Antiklinale auf der Stützmauer „Fuchsfalle“ vor der Sanierung.

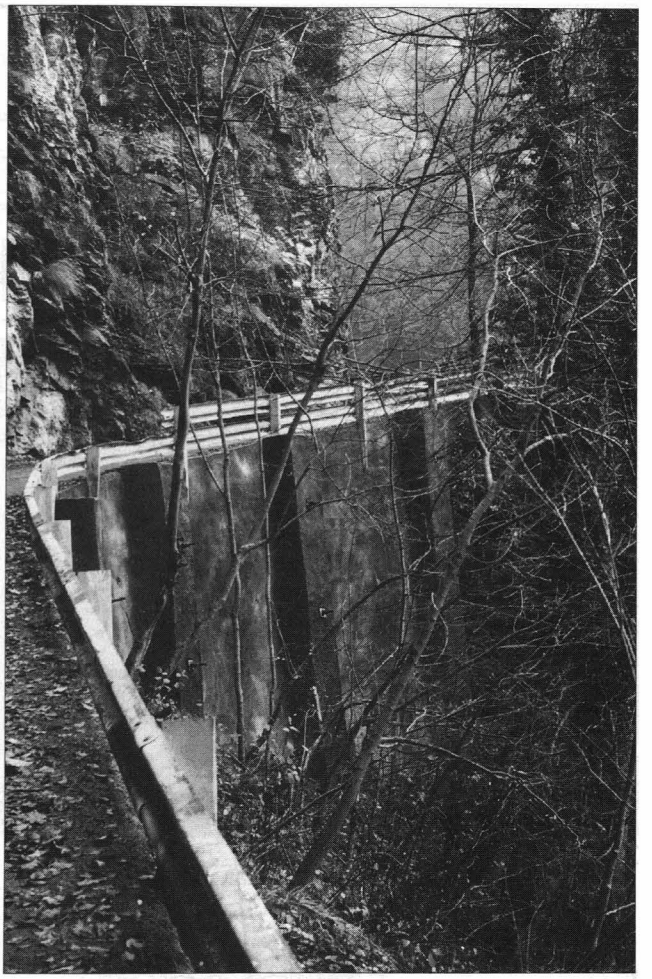


Abb. 8.
Meschach-Götzis.
Ansicht der Straßenquerung der Meschacher Antiklinale auf der Stützmauer „Fuchsfalle“ nach der Sanierung mit verankerten Lisenen und einer aufgenagelten Baustahlgitter-Spritzbetonschale.

Beispiel für die gelungene Sanierung von vielen, teilweise weit ausgebauchten und in Auflösung begriffenen Trokkenmauerwerk-Stützmauern ist die bis 9 m hohe „Fuchsfalle“-Stützmauer kurz vor Meschach (Abb. 7, 8 und 9).

Diese bogenförmige Stützmauer quert den überkippten Liegendschenkel des kleinen Meschacher Gewölbes und wurde auf leicht verwitternden, talfallend geschichteten Amdenermergeln im Steilhang fundiert und mit handgeschmiedeten Bandankern in den Schrattenkalk zurückgehängt.

Die an die Gesteinsgrenze Gault/Seewerkalk-Amdenerschichten gebundenen ganzjährigen Wasseraustritte und die Überlastung der Trockenmauer durch die Schwerfahrzeuge und Felsstürze aus dem oberhalb der Straße überhängenden Schrattenkalk haben Anker abgerissen, die Mauer ausgebaucht und die Mauersteine lokal zerdrückt. Durch Aufnagelung einer durchgehenden Baustahlgitter-Spritzbetonschale mit Microsilikazusatz als Verwitterungsschutz, d = 10 cm, auf die gesäuberte Bruchsteinmauer und die Anordnung von Stützrippen (Lisenen) aus armiertem Spritzbeton wurde die Stützmauer ausgesteift und mit Dauerankern in den festen Fels zurückgeankert. Dadurch können die Mauern zukünftig problemlos bei Bedarf unterfangen und die Straße durch Auflegen einer Betonplatte auf die Lisenenköpfe verbreitert werden.

Ähnliche Sanierungen wurden an allen Stützmauern ausgeführt, bei denen eine hangseitige Straßenverbreiterung für die Bauzeit zur Umleitung des Verkehrs geländemäßig nicht möglich war.

4.4. Kalkgesteinsabbau Sifeler – Weiler

In Hinblick auf die in 6–7 Jahren absehbare Erschöpfung des bisherigen Gesteinsabbaues Röthis der Röfix Baustoffwerkges. m. b. H. wurde, an einen Vorschlag von R. OBERHAUSER im Raumplanungsgutachten 1973 anknüpfend, 1980 ein Vorprojekt für einen Gesteinsabbau in Form eines Kesselbruchs mit Erschließung über einen 800 m langen Tunnel ausgearbeitet (Abb. 10). Auf Grundlage einer Detailkartierung 1 : 500 mit umfangreichen Gefügeauswertungen wurden vergitterte Profilschnittreihen und Endzustandspläne in verschiedenen Abbauphasen ausgearbeitet und darauf aufbauend vom beauftragten Vermesser ein Abbaumodell verfertigt (Abb. 11). Dieses Modell, der umwelt- und anrainerfreundliche Erschließungsvorschlag mit einem aufwendigen Tunnel und die Vorlage von Abbauetappen und detailliert ausgearbeiteten Sprengabschlagsplänen sowie Erschütterungs-, Gefährdungs-, Lärm- und Staubimmissionsabgrenzungen waren entscheidend für den Erfolg der 1985 durchgeführten Gemeindevolksabstimmung und des 10 Jahre bis 1991 dauernden gewerbe-, landschaftsschutz- und forstrechtlichen Genehmigungsverfahrens durch alle Instan-

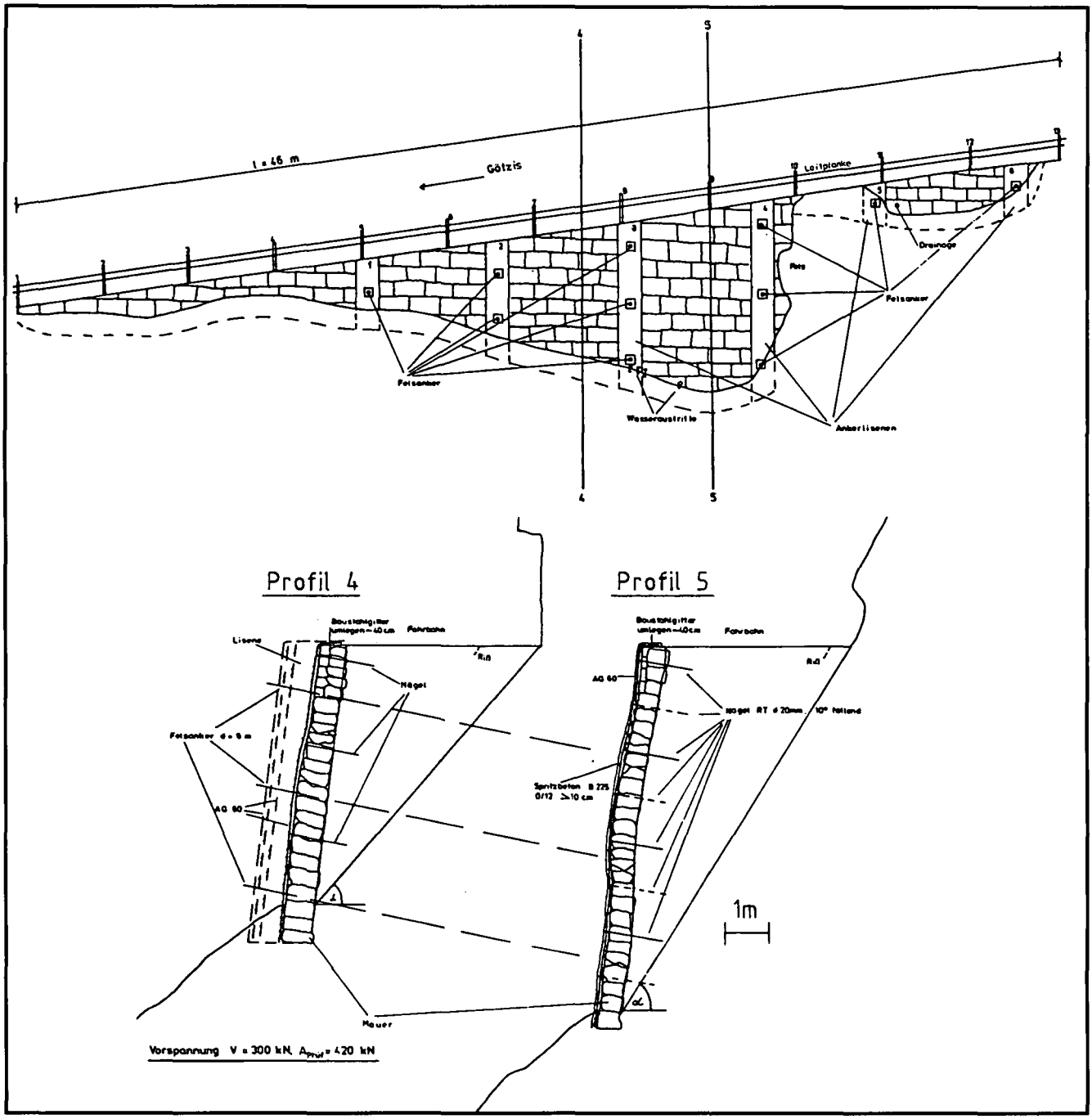


Abb. 9.
Meschach-Götzis.
Ausführungspläne der Mauersanierung „Fuchsfalle" mit Baustahlgitter, Microsilika-Spritzbeton, Mauernägeln und Dauerankern.

zen einschließlich Verwaltungs- und Verfassungsgerichtshof. Mit der Gesamtplanung und der Vertretung in den Verfahren wurde der Baugeologe ebenso betraut wie mit der Detailprojektierung, Ausschreibung, Bauüberwachung und Abrechnung des Zufahrtstunnels vom bestehenden Steinbruch aus zur Sohle des Kesselabbaues.

Beim Ausbruch des Tunnels wurden die ausgeschriebenen Gebirgsverhältnisse einschließlich der Lage der wasserführenden Störungen weitestgehend angetroffen und die äußerst kostengünstig angebotenen Ausbruchs- und Sicherungs- sowie Innenausbauarbeiten noch unter der Auftragssumme abgerechnet. Die einzigen Überraschungen waren einerseits das Anschneiden einer eng begrenzten, beutelförmig eingepreßten Amdenerschichten-Seewerkalk-Gault-Grünsandstein-Einmuldung in die Schrattenkalkstirn des Sifelerkopfes im rechten Hang der Malonsfurche im Portalbereich des Zufahrtstunnels, die bei der Kartierung unter der Schuttbedeckung nicht erkennbar war.

Andererseits wurde in den Drusbergschichten (!) und nicht, wie in der Prognose vorgesehen, im Schrattenkalk ein mit Wasser, Schlamm, Kies und Blockwerk angefülltes weitläufiges Karsthöhlensystem angefahren, das sich in den Tunnel entleerte. Dieses Höhlensystem steht mit der eiszeitlichen Schmelzwasserfurche von Malons in Verbindung und verursachte in dieser Setzungstrichter. Die seither verrohrt in den Tunnel austretenden, saisonal starken Wasserabflüsse bestätigen die von R. OBERHAUSER postulierte, an Karste gebundene Bergwasserführung aus dem Gebirge in das Rheintalgrundwasser.

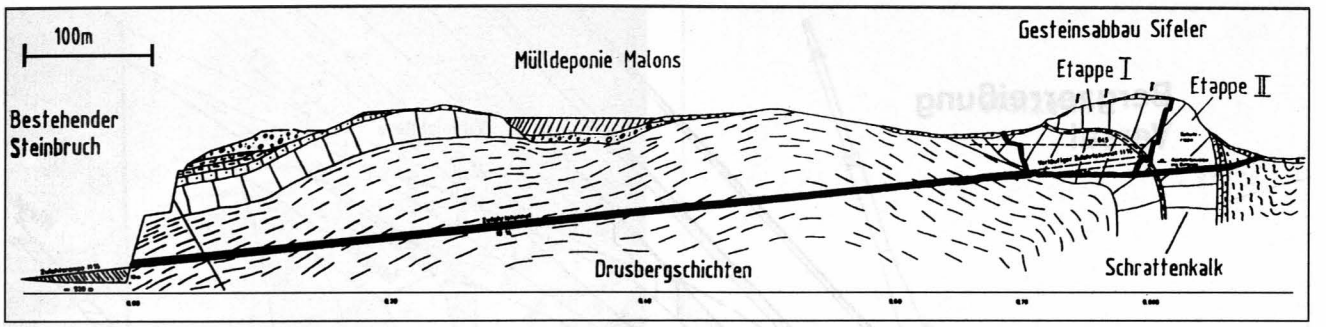


Abb. 10. ⇑
Sifeler-Weiler/Röthis.
Erschließungstunnel vom bestehenden Steinbruch Röthis aus und Kalkgesteinsabbau Etappe I kesselförmig hinter einer Abschirmrippe sowie Endabbauabschnitt II.

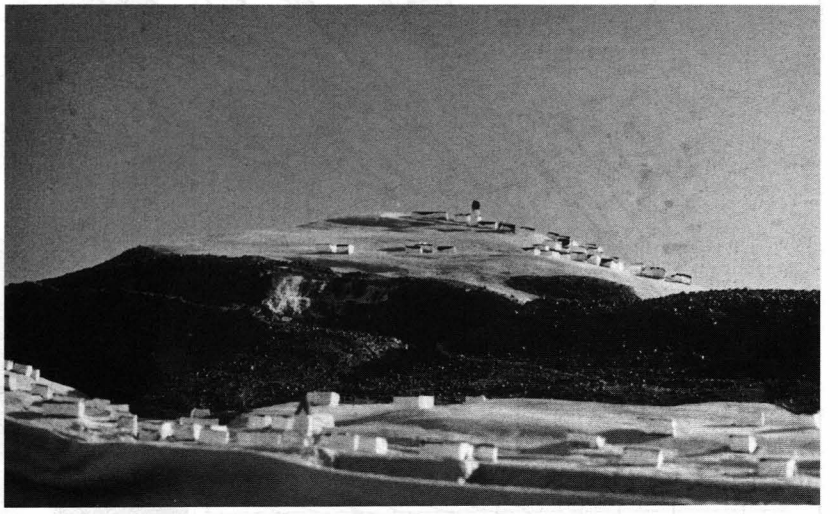


Abb. 11. ⇒
Sifeler-Weiler/Röthis.
Ansicht des Gipsmodells von Dipl-Ing. MARKOWSKI im Abbauzustand vor der Endsanierung von Weiler aus gesehen 1 : 2.000.

Der mit 10 % Steigung und einem Querschnitt von 35 m² sowie drei Ausweichen aufgefahrene Zufahrtstunnel ist bereits in Betrieb und der seit 1. 1. 1991 unter Aufsicht der Bergbehörde stehende Kalkgesteinsabbau in 4 Abbaustufen auf ca. 7 ha im Gange. Dabei bestätigt sich die prognostizierte starke Detailverfaltung und achsiale Wellung sowie glaziale Schliffüberformung der Lagerstätte Sifeler mit einer genehmigten Abbaudauer von 30 Jahren und einem genehmigten Abbauvorrat von 3 Mio. m³ Kalkgestein.

4.5. Seilbahnen und Lifte

Durch das Vordringen der Freizeiteinrichtungen in zunehmend extreme Geländeverhältnisse und durch den Zwang zu Kosteneinsparungen sind in den letzten zwei Jahrzehnten neue, umfangreiche Aufgaben für Baugeologen entstanden. Über die wirtschaftlichen Vorteile der Heranziehung des Felsuntergrundes durch Felsanker anstelle von Beton-Schwergewichtsfundamenten für Stützen und Stationen wurde in der Seilbahnrundschau anhand von konkreten Beispielen berichtet (H. BERTLE, 1982, 386–388). Die Feststellungen, daß „gesunder Fels im Gesteinsverband belastbarer ist als unter hochalpinen Bedingungen eingebrachter Beton" und daß „es widersinnig ist, gesunden Fels aus dem Verband herauszusprengen und durch schlecht verdichteten Beton aus Zuschlagstoffen, die aus dem durch Gewässer ins Tal transportierten Fels bestehen, zu ersetzen", haben sich bei den in den letzten zwei Jahrzehnten bearbeiteten 40 Seilbahnen und Liften bestätigt.

4.5.1. Pendelseilbahn Partenen – Versal

1974/75 wurde aufbauend auf der Kartierungs- und Gefügeauswertungsmethodik für Bauprojekte von OBERHAUSER – LOACKER für das Seilbahnprojekt Partenen – Versal sowie verschiedene Sportbahnen und Schlepplifte

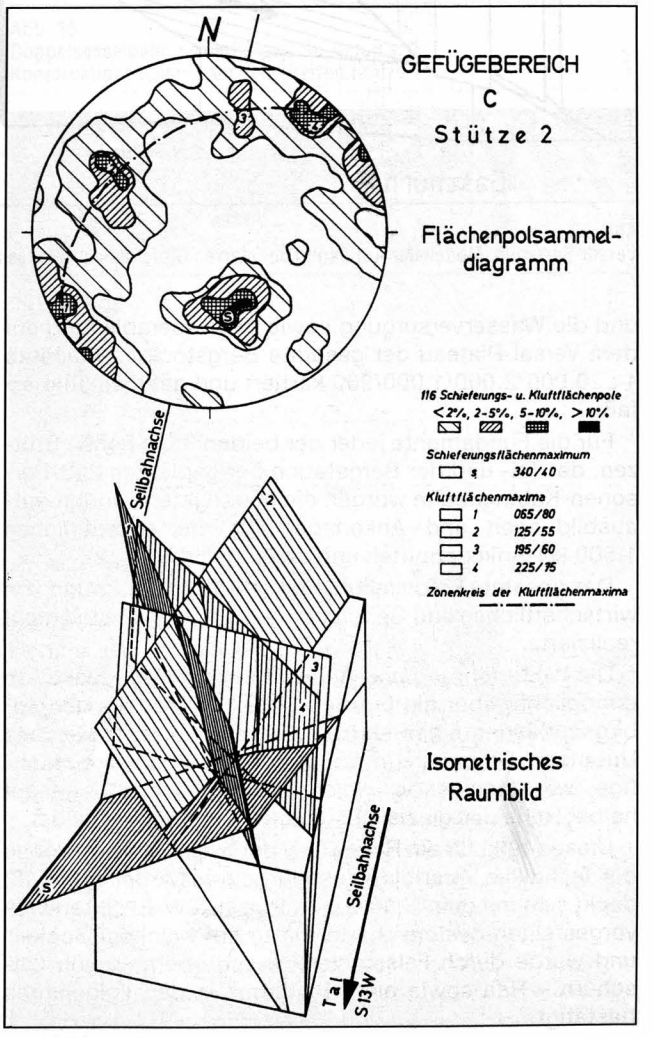


Abb. 12. ⇒
Versal-Partenen.
Polpunkt- und isometrische Darstellung des geologischen Gefüges des Stützenstandortes 2 der Pendelseilbahn Partenen-Versal in Bezug auf die Seilbahnachse.

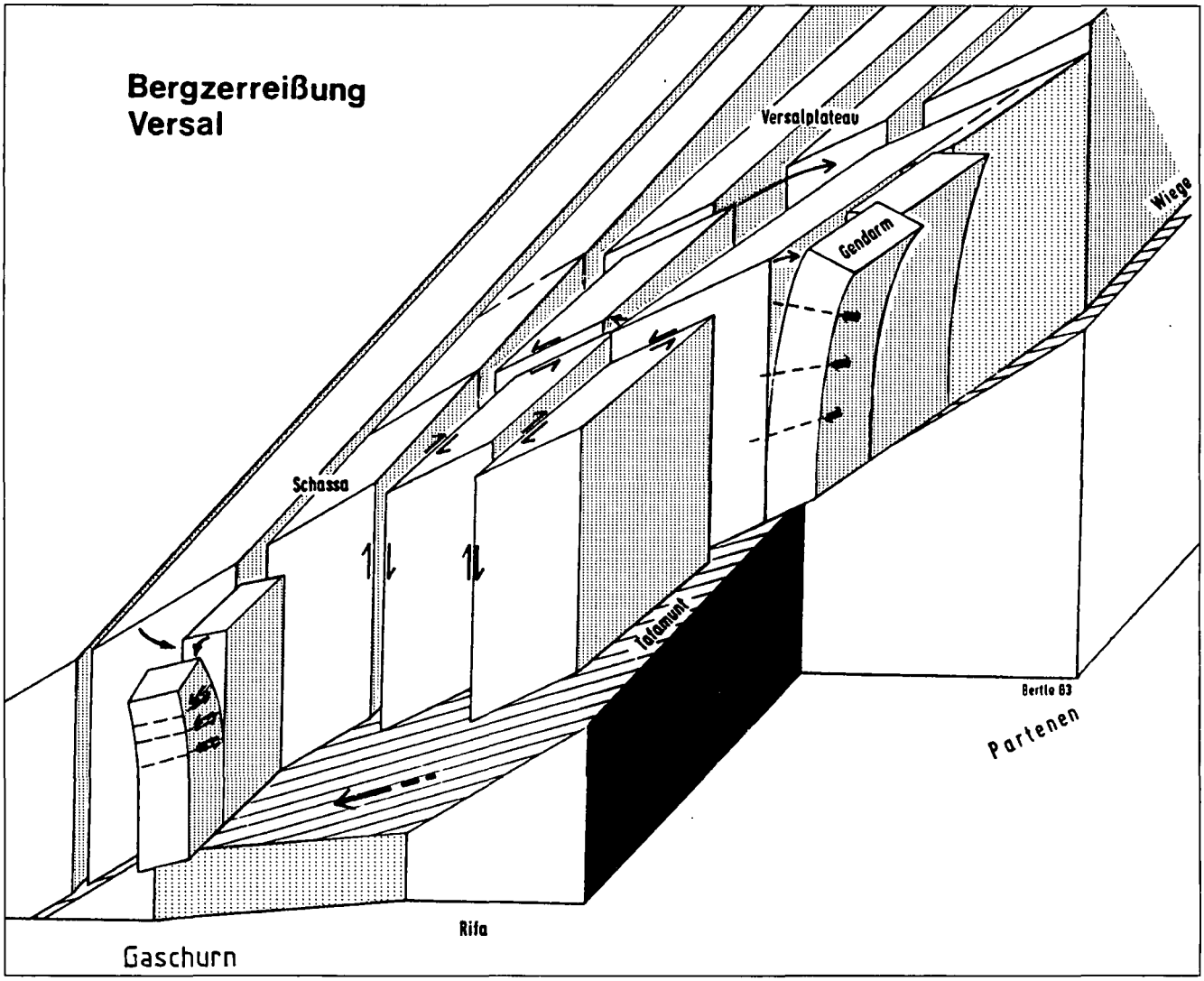


Abb. 13.
Versal-Partenen: Modell der Auflösung der starren Gipfelplateau-Masse auf der weichen Glimmerschieferlage von Wiege-Tafamunt.

und die Wasserversorgung sowie Abwasserableitung auf dem Versal-Plateau der gesamte Bergstock im Maßstab 1 : 20.000/2.000/1.000/200 kartiert und gefügemäßig erfaßt.

Für die Fundamente jeder der beiden 35 m hohen Stützen, der Tal- und der Bergstation der geplanten 220-Personen-Kabinenbahn wurden die günstigsten Fundamentausbildungen und Ankerlagen für die erforderlichen 1.500 kN-Anker ermittelt und dargestellt (Abb. 12).

Das gesamte Erschließungsprojekt wurde aufgrund von wirtschaftlichen und Genehmigungsschwierigkeiten nicht realisiert.

Die Weiterführung und Auswertung der Gefügeanalyse ermöglichte aber die Erarbeitung eines Modells der Gebirgsauflösung eines starren Körpers auf einer weichen Unterlage. Diese wird im konkreten Fall durch eine mächtige, wasserstauende, weiche Glimmerschieferlage auf halber Höhe des glazial übersteilten Talhanges gebildet.

Dieses 1983 für ein Referat bei der 5. Universitätswoche der Technik in Vorarlberg ausgearbeitete Modell (Abb. 13) deckt sich mit dem 1988 von R. POISEL & W. EPPENSTEINER vorgestellten System „harte Platte auf weichem Sockel" und wurde durch Felssturzereignisse oberhalb von Gaschurn – Rifa sowie am „Gendarm" in den Folgejahren bestätigt.

4.5.2. Schindlergratbahn St. Anton am Arlberg

Für die 1980 errichtete 1,5 km lange Doppelsesselbahn mit einem Höhenunterschied von 595 m vom Arlensattel durch die felsige Südwand auf den Gipfel der Schindlerspitze schlug der Generalunternehmer aufgrund des knappen Bautermines, der absehbaren Gründungsschwierigkeiten für viele Stützen in der Felswand sowie um Baukosten einzusparen, eine Fundierung mit vorgespannten Ankern vor.

Auf der Grundlage einer detaillierten stratigraphisch-petrographischen und Gefügeaufnahme wurden für die exponierten Stützen in Zusammenarbeit mit Dipl.-Ing. WISSER Fundierungen über sparsame, mit jeweils einem kontrollierbaren, bis 12 m langen 1.000 kN-Anker im Fels verankerte Betonfundamente vorgeschlagen.

Die Abnahme der Aufstandsflächen und die Überwachung der Betonier- und Ankerarbeiten wurden dem Geologen übertragen.

Die regelmäßige Nachkontrolle der Ankervorspannungen dieser in besonders extremem Felsgelände gegründeten Personenseilbahnstützen seit über 10 Jahren hat die Lastannahmen und die Funktionsfähigkeit voll bestätigt (Abb. 14 und 15).

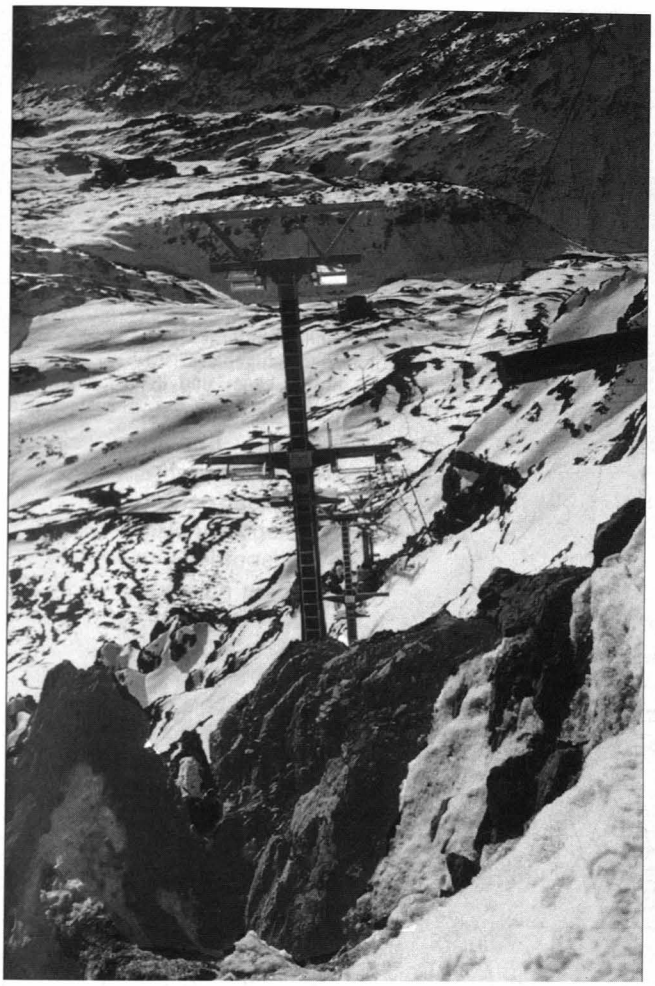


Abb. 14.
Doppelsesselbahn Schindlergrat St. Anton a. A.
Ansicht der verankerten Stützen in den Arlbergschichten der Südostwand.

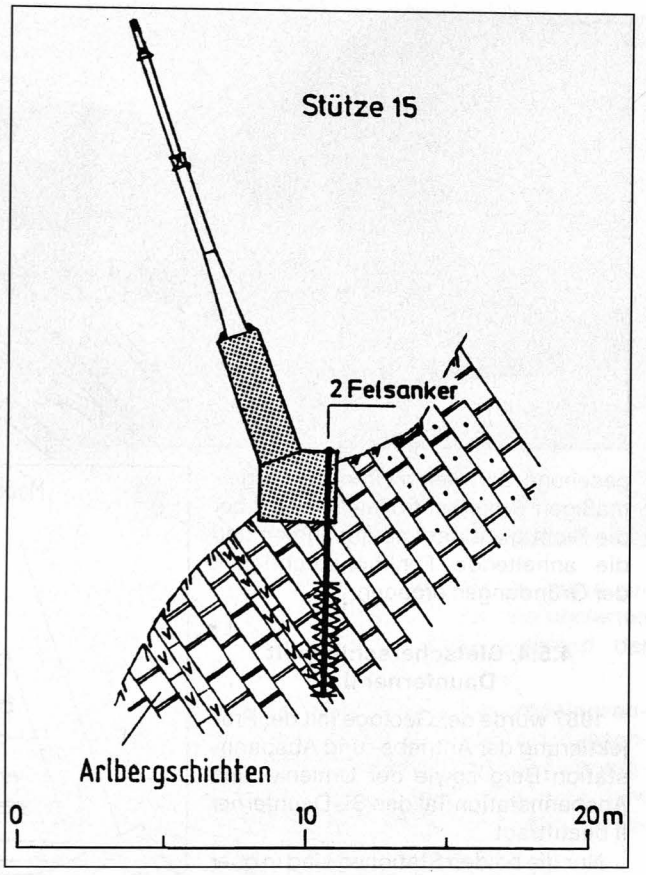


Abb. 15.
Doppelsesselbahn Schindlergrat St. Anton a. A.
Konstruktionsschema der verankerten Stütze 15.

4.5.3. Doppelsessellift Daunferner – Stubai

Bei der Projektierung der Talstation dieses Liftes im Stubaier Gletscherschigebiet mußte festgestellt werden, daß der Fels überhängend tief unter den Gletscher abtaucht und keine normale Gründung erlaubt. Daher wurde der Geologe 1984 mit der Projektierung und der Abnahme der Ankerarbeiten für alle Stützen und Stationsfundamente beauftragt. Aufgrund der in einer Höhe von über 3.100 m im Gletschergebiet zur Verfügung stehenden kurzen Bauzeit und der späten Einschaltung des Geologen mußte die Grundlagenerhebung auf eine profilmäßige Gesteins- und Gefügeerfassung beschränkt werden. Gemeinsam mit Ing. R. BAUER wurde die Talstation als horizontal in der Randkluftfelswand verankerte, über den Gletscher auskragende Betonpilzscheibe mit integrierter Ausfahrtstütze ausgebildet und die Stützen und die Bergstation einschließlich Ausstiegsrampe mit unter der tiefgründig eisdurchsetzten Auflockerungsschwarte in Felsgroßschollen verankerten Einzelfundamenten gegründet (Abb. 16 und 17). Das Versetzen der bis 11 m langen und auf 150–650 kN vorgespannten Daueranker im eisdurchsetzten und ganzjährig gefrorenen Fels verursachte unvorher-

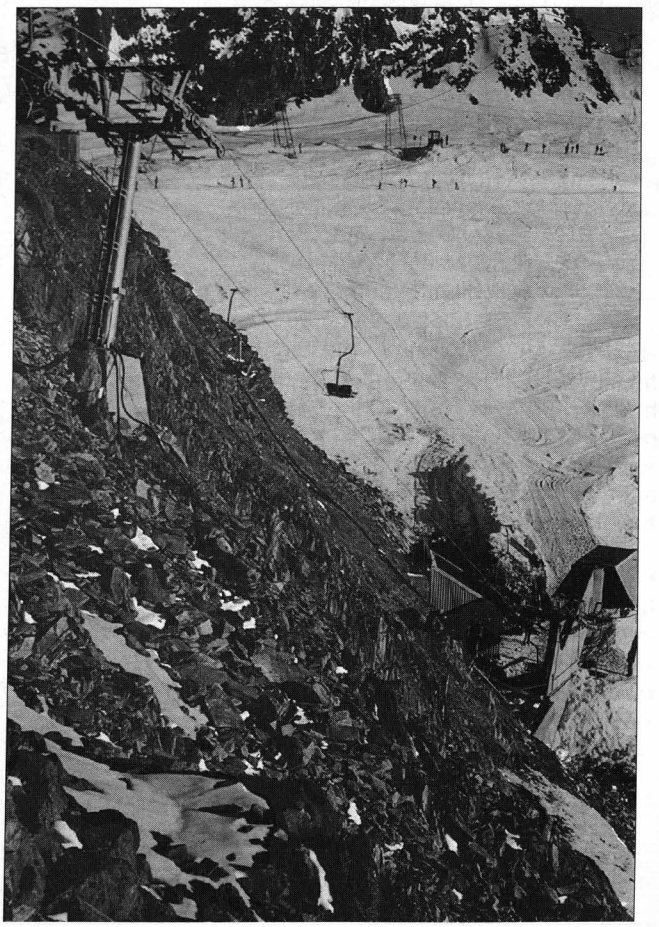


Abb. 16. ⇒
Doppelsesselbahn Daunferner I (Stubaier Gletscher-Schigebiet).
Blick in die aufgelösten Glimmerschiefer und Biotitschiefergneise der Bildstöckeljoch-Südwand mit Talstation und Seilbahnstützen.

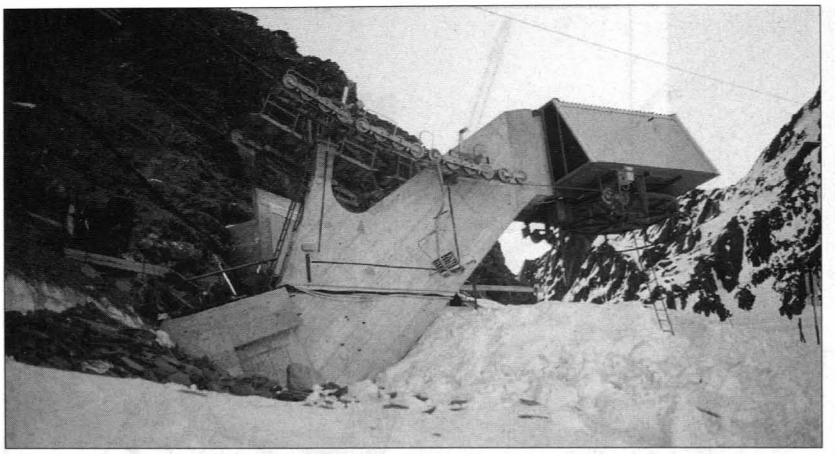


Abb. 17. ⇐
Doppelsesselbahn Daunferner I
(Stubaier Gletscher-Schigebiet).
Horizontal im Quarzitgneis über die Randkluft auskragend geankerte Talstation.

Abb. 18. ⇓
Gletscherschlepplift Daunferner II
(Stubaier Gletscher-Schigebiet).
Modellskizze, Kluft-, Lage- und Kräftesystem der Standsicherheitsuntersuchung der Antriebs- und Abspannstation Berg.

gesehene Schwierigkeiten. Die regelmäßigen Ankerkontrollen haben aber die Richtigkeit der Lastannahmen und die anhaltende Funktionstüchtigkeit der Gründungen ergeben.

4.5.4. Gletscherschlepplift Daunferner II

1987 wurde der Geologe mit der Projektierung der Antriebs- und Abspannstation Berg sowie der Umlenk- und Abspannstation Tal des SL Daunferner II beauftragt.

Nur die beiden Stationen sind in quer zur Seilachse steil abfallenden Felswänden fundierbar, während die Stützen auf dem Gletscher schwimmen und über das Abspannseil in den Stützenköpfen in ihrer Lage gehalten werden. Zum Zeitpunkt der Beauftragung im Winter waren am Standort der Bergstation in der mit 50°–60° abfallenden Eisflanke nur einige kleine Felszacken zu sehen und einmeßbar, die eine steinschlaggefährdete steile Felsrippe erwarten ließen, während der mit 75°–85° zum Gletscher abfallende Talstationsbereich gut aufgeschlossen war. Die Stationsfundamente einschließlich Trafo und Steinschlagschutzwand bzw. -netz mußten durchwegs horizontal über Reibung in den mit dem Hang bzw. steiler als dieser talwärts fallend geschieferten Glimmerschiefern und Gneisen mit Ankern von 8–12 m Länge, Vorspannung 100–600 kN, geankert werden.

Nach der gemeinsam mit Ing. R. BAUER ausgeführten Projektierung und Bemessung zeigte sich bei der Ausaperung sowie beim Sprengabtrag der Eisflanken, daß insbesondere die Felsrippe der Bergstation überhängend unter den Gletscher einfällt und von offen klaffenden, eisgefüllten und aus dem Hang frei austretenden Klüften durchsetzt wird. Nach Versetzen der Anker und Fundamente erfolgten noch vor der Stahlmontage erste Felsabbrüche neben den Bergstationsfundamenten.

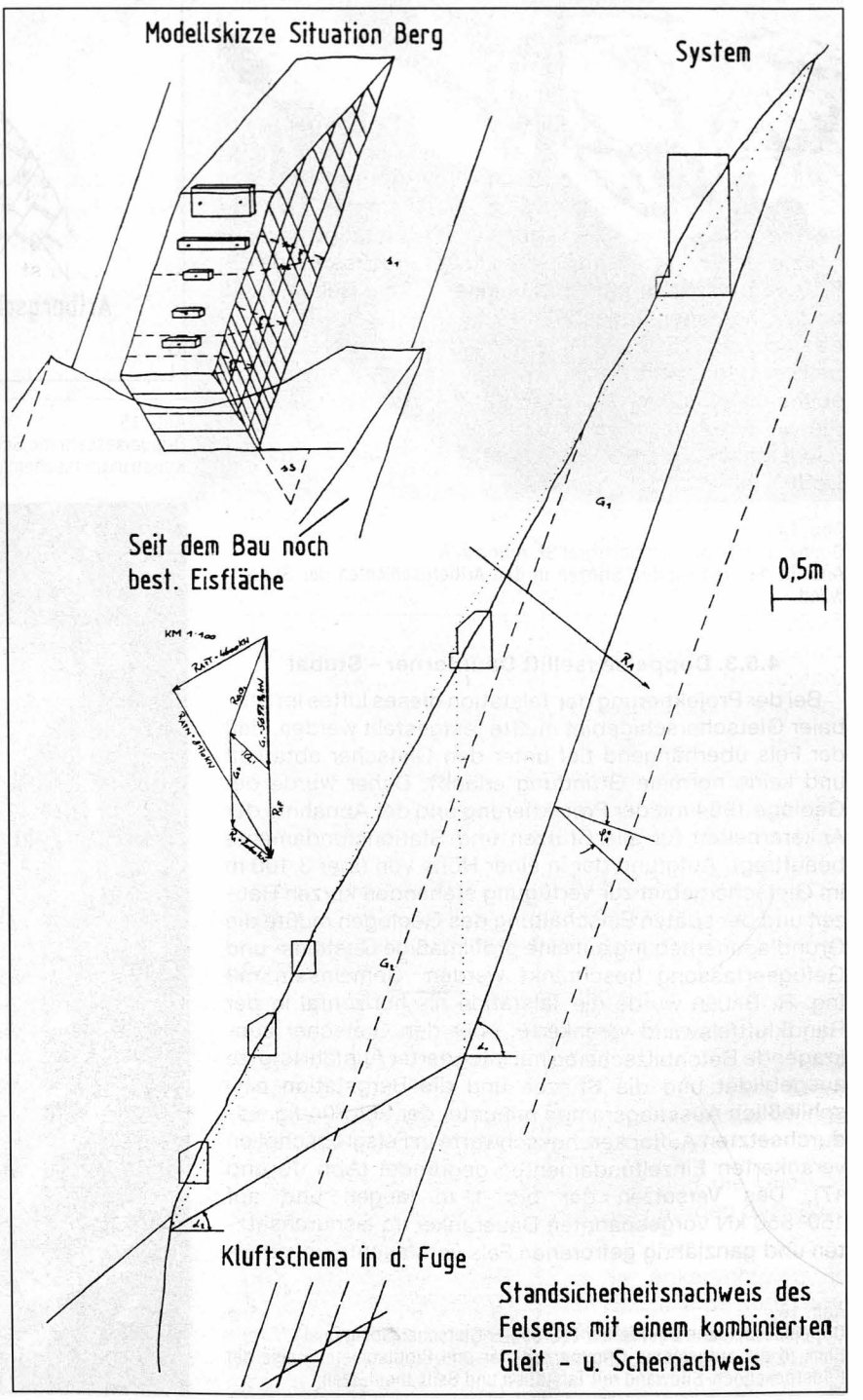


Abb. 19.
Gletscherschlepplift Daunferner II
(Stubaier Gletscher-Schigebiet).
Horizontal verankerte Bergstation mit Antrieb, Abspannung und Trafo.

Die Stabilitätsberechnung durch den von der ausführenden Baufirma verständigten, projektierenden Geologen zeigte, daß für den Nachweis der Geländebruchsicherheit der Talstation und des Gesamterkers der Bergstation die Scherfestigkeit auf der wahrscheinlichsten Scherfläche maßgeblich und derzeit gegeben ist. Für die verankerten Einzelfundamente der Bergstation und den Gesamterker der Bergstation ist jedoch die Gleitsicherheit auf den teilweise geöffneten und eisgefüllten Schieferungsfugen sowie einer zugeordneten Gleitfuge im unterliegenden Eisabtragsbereich maßgeblich und nicht mehr gegeben, wenn die Enteisung weiter fortschreitet (Abb. 18, 19). Daher konnte die für die Beförderung von Personen erforderliche Sicherheit der Liftanlage als Voraussetzung für die behördliche Betriebsbewilligung nicht bestätigt werden. Trotz wirtschaftlichen und terminlichen Druckes wurde die Freigabe erst nach Ausführung einer auf die Belastungen und Sicherheiten abgestimmten, aufwendigen Sicherung des gesamten Felserkers der Bergstation mit drei Ankerbalken und zusätzlichen Einzelankerungen erteilt. Die seither durchgeführten Ankerspannungskontrollen sowie die weiter fortgeschrittene Enteisung in den Stationsbereichen haben die Notwendigkeit und Richtigkeit der getroffenen Maßnahmen bestätigt.

Die Bauerfahrungen im Stubaier, Ötztaler, Kaunertaler und Hintertuxer Gletschergebiet zeigen die überdurchschnittliche Problematik und die großen Risiken auch und besonders für den Baugeologen von Fundierungen im Permafrostbereich mit schlechten Aufschlußverhältnissen, extremen Geländesituationen, tiefgründigen Felszerlegungen und kurzen Bauzeiten sowie schwierigen Antransport- und Baubedingungen.

4.5.5. Lawinensprengseilbahnen

In den letzten Jahren werden in den Alpen als Alternative zu Stützverbauungen, Lawinendämmen und Lawinensprengungen vom Hubschrauber aus oder von Hand zunehmend Lawinensprengseilbahnen zur portionierten Entladung von Lawinenhängen bereits während der Schneefälle errichtet.

Naturgemäß sind dafür meistens Stations- und Stützenstandorte in steilem Gelände oft an extrem unzugänglichen, felsigen Standorten erforderlich. Da diese Sprengseilbahnen geringe Anlagekosten haben und keine bzw. nur eine Umwegrentabilität ergeben, ist der Zwang zur Kosteneinsparung bei den Gründungen gegeben.

Daraus entstand die Anforderung, den mit Hubschraubern teuer einzufliegenden Fundamentbeton durch aushub-, beton- und landschaftssparende, verankerte Fundamente zu ersetzen und in Hinblick auf die Verwendung als ausschließliche Materialbahnen ohne Personenbeförderung einfache und billige Anker- und Fundamentlösungen zu finden.

Nach ersten Fundierlösungen ähnlich den bei den Personenseilbahnen bewährten 1985–1989 in Lech, Rauz und Stuben-Albona werden seither vom Autor zeit- und kostensparende Methoden der Standortfestlegung, -beurteilung und Gefügeerfassung, der Fundierungsbemessung und der Bauplanausfertigung entwickelt. Beispiele für die rationalisierte Direktverankerung im extremen Gelände sind die 1990/91 errichteten „Lawinensprengseilbahnen Seilbahnrinne und Kaminspitzen“ an der Nordkette oberhalb von Innsbruck mit insgesamt 2,7 km Länge und 15 Stützen (Abb. 20 und 21). Die Stützen und Antriebsstationen dieser Anlage erforderten insgesamt nur 23 m^3 Beton und 76 Tenax-Anker von 2–4 m Länge, die bis 300 kN vorgespannt wurden.

Diese vom Zwang zur Rationalisierung diktierte Arbeits- und Gründungsweise ist weit von der Arbeitsmethodik von R. OBERHAUSER entfernt. Die über baustahlgitterarmierte Ausgleichsbetonsockel direkt mit Seilbahnankerschrauben im Fels verankerten Stahlstützen sowie die durch In-

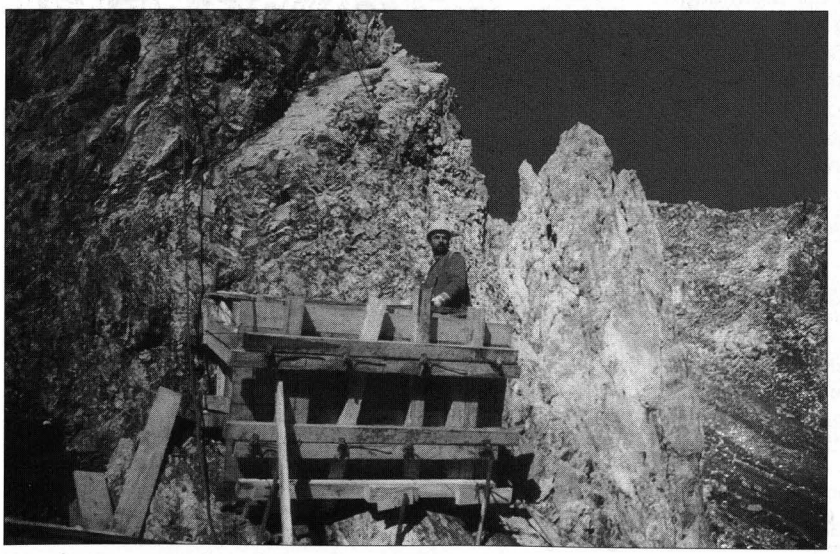


Abb. 20.
Lawinensprengseilbahn Kaminspitzen
(Nordkette Innsbruck).
Horizontal verankertes Stützenfundament im Bauzustand.

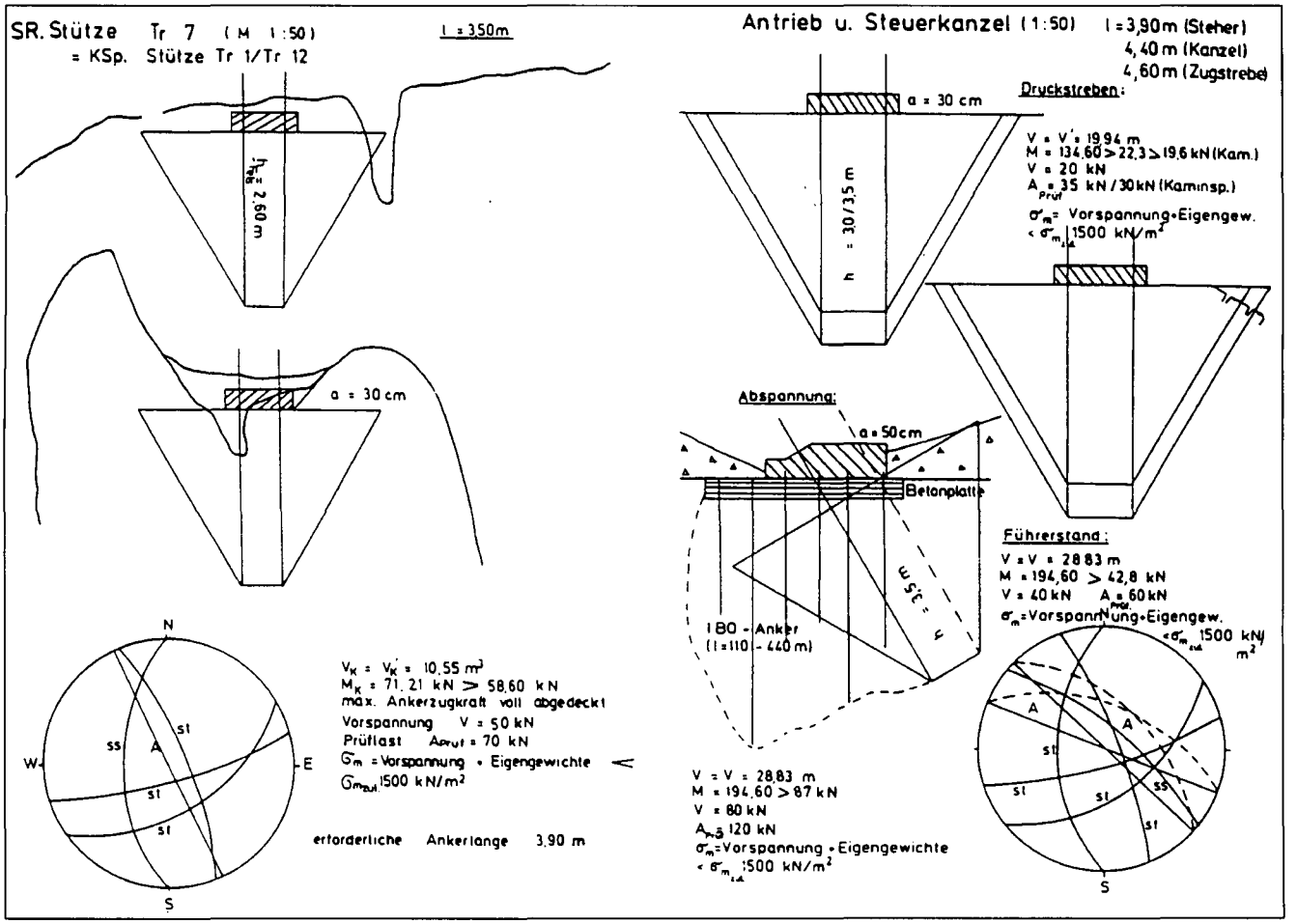


Abb. 21.
Lawinensprengseilbahn Kaminspitzen (Nordkette Innsbruck):
Konstruktions- und Bemessungspläne der Fundamente von Antriebsstation (Injektionspfahl-Ortbetonplatte) und einer Seilbahnstütze (verankertes Ausgleichsfundament).

jektionsanker ohne in frostfreie Tiefe reichende Baugrubenaushübe ausgeführten „Ortbetonsockel" für die Antriebsstationen haben ihre Funktionstüchtigkeit während 1–2 Winter bereits bei extremen Schneedruck- und Windbelastungen bestätigt. Die Weiterentwicklung dieser rationalisierten Gründungen auch für Lockermaterialstandorte ist in Arbeit.

Gerade die Projekts- und Bauüberwachungsarbeit für Seilbahnanlagen mit ihren Rationalisierungszwängen sind Anlaß für die ständige Rückbesinnung auf die Mahnung von R. OBERHAUSER, die Geländekartierung und Gefügeaufnahme als solide, risikenmindernde Grundlage der Baugeologie nicht zu vernachlässigen. Im Bewußtsein der Richtigkeit dieser Mahnung und als ehrlich verstandenes Zeichen des Dankes ist die Darstellung meines „Lehrers" Dr. Rudolf OBERHAUSER in Abb. 22 zu verstehen.

Literatur

AMPFERER, O.: Geologisches Gutachten für den Ausbau des Lünerseewerkes. – Unveröff. Gutachten, Archiv Vorarlberger Illwerke, 51 S., 29 Abb. und Prof., Wien 1940.

AMPFERER, O.: Bericht über die geologischen Verhältnisse an der Arlbergbahn in der Umgebung des Gipsabbaues zwischen den Stationen Wald und Dalaas mit sechs geologischen Zeichnungen. – Unveröff. Gutachten, Archiv ÖBB, 6 S., Innsbruck 1946.

AMPFERER, O. & ASCHER, H.: Über geologisch-technische Erfahrungen beim Bau des Spulerseewerkes. – Jb. Geol. B.-A., **75**, 365–422, 27 Fig., 8 Taf., Wien 1925.

BERTLE, H.: Vorgespannte Felsanker für Sesselbahnen – eine wirtschaftliche Konstruktionsalternative. – Internationale Seilbahn-Rundschau, **7**/1982, 386–388, 5 Abb., 1 Tab., Wien 1982.

KRASSER, L.: Geologische Karte des Walgaus im Bereich der Wasserkraftwerke „Untere III" mit Farben- und Zeichenerklärung. – Unveröff. Karte, Archiv Vorarlberger Illwerke, Bregenz 1948.

LOACKER, H.: Geologische Beschreibung des Walgaustollens (Vorarlberg, Österreich). – Mitt. Öster. Geol. Ges., **78**/1985, Wien 1986.

LUGEON, M.: Geologisches Gutachten über das Projekt einer Sperrmauer in Vermunt. – Unveröff. Gutachten, Archiv Vorarlberger Illwerke AG, 22 S. – Lausanne 1926.

MIGNON, K.: Ergebnisse der geologischen Stollenaufnahme für das Lünerseewerk. Vorarlberg; Abschnitt Salonien – Latschau. – Jb. Geol. B.-A., **105**, 49–64, 2 Taf., 1 Abb., Wien 1962.

MÜLLER, S. & LUGER, J. M.: Geologisch-technisches Gutachten über den projektierten Tunnel beim Holzbodeneck im Zuge der Hochtannbergstraße. – Unveröff. Gutachten, Archiv Landesstraßenbauamt Feldkirch, 5 S., 1 Abb., Feldkirch – Dornbirn 1935.

OBERHAUSER, R.: Zur Hydrogeologie des Vorarlberger Rheintales zwischen Feldkirch und Hohenems – Klien unter besonderer Berücksichtigung der Bergwasserzuflüsse. – Verh. Geol. B.-A., **1970**, Wien 1970.

OBERHAUSER, R.: Geologisches Gutachten über das Gebiet des Walgaues nach Fragestellung der Raumplanung. Erstellt für das Amt der Vorarlberger Landesregierung. – Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv., Wien 1972.

OBERHAUSER, R.: Geologisches Gutachten über das Gebiet des Oberen Vorarlberger Rheintales nach Fragestellung der Raumplanung. Erstellt für das Amt der Vorarlberger Landesregierung. – Bibl. Geol. B.-A., Wiss. Archiv, Wien 1973.

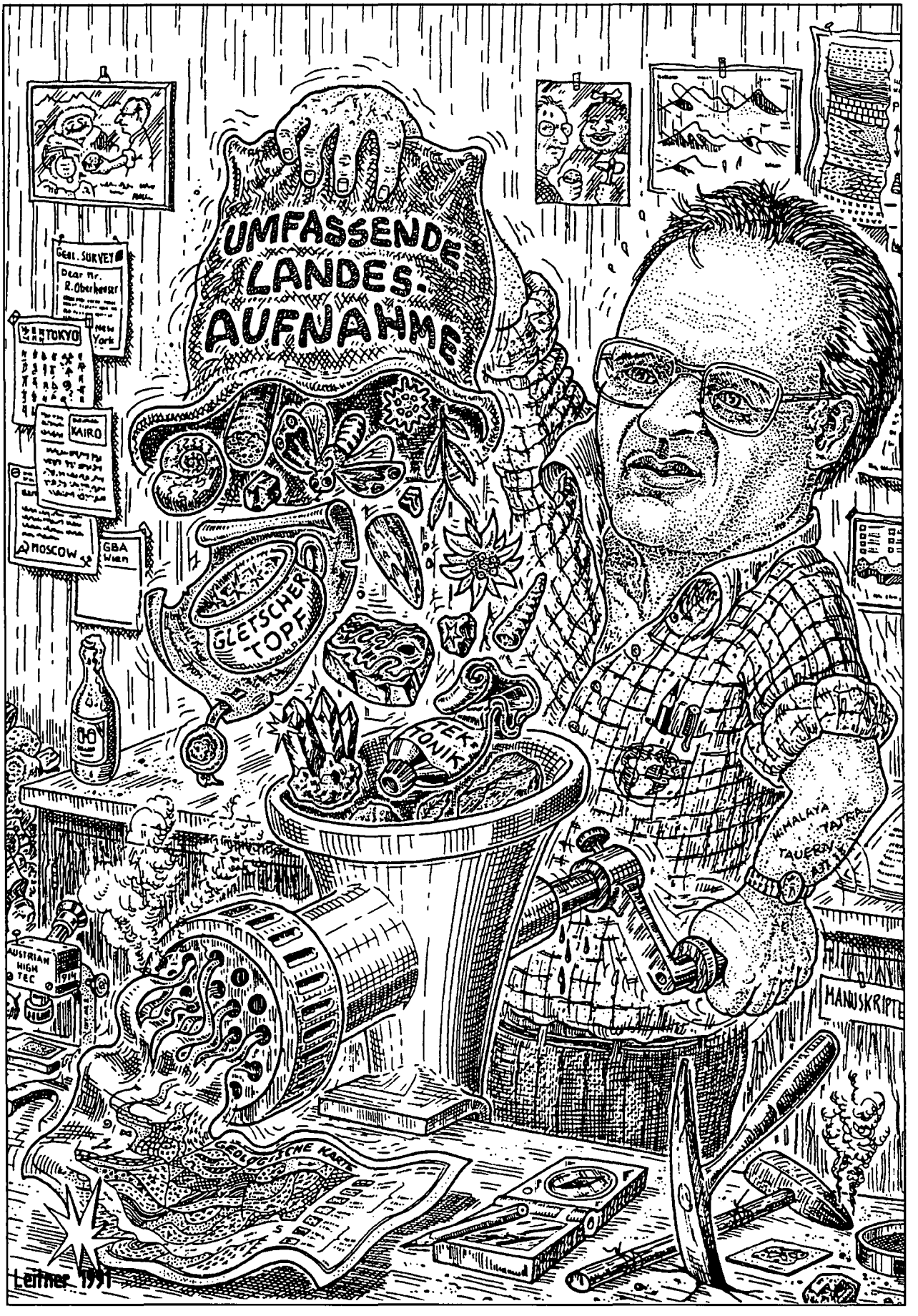


Abb. 22.
Fließdiagramm der Geologischen Landesaufnahme in der Auffassung von Dr. R. OBERHAUSER.

OBERHAUSER, R.: Exkursionsführer zur Wandertagung in Dornbirn mit Exkursion in Vorarlberg und Tirol mit Übertritt in die Schweiz und Liechtenstein. – Österr. Geol. Ges., **4**, mit Beitrag von H. BERTLE, Wien 1986.

OBERHAUSER, R.: Zur Hydrogeologie des Rheintales zwischen Illfächer und Diepoldsauer Rheinschlinge, der Talränder und des Freschengebiets. – Arch. f. Lagerst.forsch., **13**, Wien 1991.

POISEL, R. & EPPENSTEINER, W.: Gang und Gehwerk einer Massenbewegung, Teil 1: Geomechanik des Systems „Hart auf weich". – Felsbau, **6** (1988), 189–194, 14 Abb., Essen 1988.

REITHOFER, O.: Geologischer Lageplan im Bereich des Lünersees 1 : 10.000. – Unveröff. Karte, Archiv Vorarlberger Illwerke, Schruns 1952.

SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersichtskarte und Profile des Gebiets zwischen Saloniental und Lünersee mit den gemessenen Gefügedaten 1 : 10.000. – Unveröff. Karte, Archiv Vorarlberger Illwerke, Schruns 1953.

SCHMIDT, A. R.: Vorarlberg; nach den von dem geognostisch-montanistischen Verein für Tirol und Vorarlberg durch seine Kommissäre veranlaßten Begehungen geognostisch dargestellt. – VIII+158 S., 1 Karte, 1 Profiltafel, Innsbruck 1843.

SINGER, M.: Bericht über die Untersuchung der Gipsstrecke km 118,4–119,9 der Arlbergbahn. – Unveröff. Gutachten, Archiv ÖBB, 13 S., 1 Lageskizze, 7 Prof., 1 Schnitt, Wien 1914.

SINGER, M.: Gutachten über die geologischen Verhältnisse des Gampadelswerkes. – Unveröff. Gutachten, Archiv VKW, 8 S., Wien 1922.

SINGER, M.: Geologische Karte des Unteren Vermuntbeckens 1 : 2.000. – Unveröff. Karte, Archiv Vorarlberger Illwerke, Wien 1926.

SINGER, M.: Die Untersuchung der „Arosa-Zone" in der Gipsstrecke Wald – Dalaas der Arlbergbahn. – Unveröff. Gutachten, Archiv ÖBB, 9 S., 1 Beil., Wien 1951.

STAUB, R.: Geologisches Gutachten zum Staumauerprojekt Kops 1959 der Vorarlberger Illwerke AG. – Unveröff. Gutachten, Archiv Vorarlberger Illwerke, 98 S., Meilen/Zürich 1960.

WOLF, H.: In: Technischer Bericht über das Project der Arlberg-Bahn (Bludenz – Landeck) samt Beilagen und zugehörigen Actenstücken. – Wien 1872.

WYSSLING, G.: Palinspastische Abwicklung der Helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, Wien 1984.

WYSSLING, G.: Der frühkrezatische helvetische Schelf im Vorarlberg und Allgäu: Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., **129**/1, Wien 1986.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 4	S. 809–824	Wien, Dezember 1992

Zur Morpho- und Chronostratigraphie des Oberen Würm in Vorarlberg

Von LEO W. S. DE GRAAFF*)

Mit 10 Abbildungen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Vorarlberg
Würmeiszeit
Quartärstratigraphie
Talvergletscherung
Rheintalgletscher

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 81–83, 110–113, 140–143, 169, 170

Inhalt

Zusammenfassung 809
Abstract 809
1. Einleitung 810
2. Der letzteiszeitliche Eisaufbau 810
3. Das Problem des Maximalstandes 812
4. Ablauf der Würmvergletscherung 812
5. Das Walgauer Vergletscherungsmodell 814
6. Talvergletscherung und Schneegrenzlagen 817
7. Pleistozäne Lokalstadien und Blockgletscher 818
8. Verbindungen mit Klimakurven 822
9. Schlußfolgerungen 822
Literatur 823

Zusammenfassung

Die von der AGRG in Vorarlberg und im angrenzenden Alpenvorland durchgeführte, flächendeckende geomorphologische Kartierung – größtenteils im Maßstab 1 : 10.000 – führte zur Entwicklung einer detaillierten Morphostratigraphie der letzteiszeitlichen Geländeformen und Quartärablagerungen. Talfüllungen und ein ^{14}C-Datum (23.900±400 BP) bringen Information über die letzte Aufbauphase. Der Abbau ist von aufeinanderfolgenden (von Sedimenten markierten) Eisrandlagen des rückschmelzenden Rheingletschers belegt. Die Vorlandstadien konnten mit N-Vorarlberg verbunden werden und sind außerdem mit einigen ^{14}C-Datierungen verknüpft. Um 15.500 BP war das Eisstromnetz im südlichen Walgau nicht mehr völlig geschlossen. Im unteren Rhein- und Illtal waren die Gletscher vor dem Ende der Ältesten Dryas (13.000 BP) verschwunden.

Die Interaktion zwischen glazialen und fluvialen Prozessen während der Auf- und Abbauphasen der pleistozänen Talvergletscherungen wird hervorgehoben. Der Prozeßgang wurde von der früh- und spätglazialen Ablagerung fluvialer Talfüllungen in verschiedenen Seitentälern des Rhein- und Illtals abgeleitet. Die vorhandenen Relikte ermöglichen nicht nur, den Mechanismus der Haupt-/Seitentalvergletscherungen zu erklären, sondern es ist auch eine Talvergletscherungsfolge mit zugehörenden Schneegrenzlagen während des Eisaufbaus und Eisabbaues festzustellen. Neue stratigraphische Übersichtstabellen werden präsentiert. Schließlich wird auf die Konsequenzen für die chronostratigraphische Einstufung der fossilen Blockgletscher und Lokalmoränen hingewiesen. Die Schneegrenzdepressionswerte (SGD-Werte) waren in W-Vorarlberg bis kurz vor und nach dem letzten Hochglazial allgemein niedriger (höhere Schneegrenzlagen!), als vorher angenommen wurde.

Morpho- and Chronostratigraphy of the Upper Würm in Vorarlberg

Abstract

The 1 : 10.000 scale morphological mapping programme of the AGRG carried out in Vorarlberg and in the adjacent (sub)alpine foreland strongly contributed to develop a detailed morphostratigraphy of the last major period of valley glaciation. Valley fills and one ^{14}C-dating (23.900±400) provide information on the last glacier advance. The recessional stages of the Rhine glacier in the area northeast of Lake Constance could be correlated with ice-marginal deposits in Vorarlberg. Moreover, they could be linked up with some existing ^{14}C-datings. The glacier network of the southern Walgau disintegrated already at around 15.500 BP and all trunk glaciers in Vorarlberg disappeard before the end of the Oldest Dryas.

*) Anschrift des Verfassers: LEO W.S. DE GRAAFF, Alpine Geomorphology Research Group (AGRG), V akgroep Fysische Geografie en Bodemkunde (Fakulteit der Ruimtelijke Wetenschappen), Universiteit van Amsterdam, Nieuwe Prinsengracht 130, NL-1018 VZ Amsterdam.

The interaction of glacial and fluvial processes during successive stages of valley glaciation is emphasized. This is based on the study of the relicts of valley fills and of the ice-marginal terrace systems along the eastern slope of the Rhine valley and in the southern Walgau. These fills and terraces respectively were deposited during early- and late-glacial stages of valley glaciation. Their relicts not only allow to explain and model the mechanisms of valley glaciation, they also enable to reconstruct the relative moment tributary valleys became glaciated or deglaciated. Moreover, former positions of snowlines during early- and late-glacial stages of valley glaciation can be estimated. An overview is presented by stratigraphic tables. Consequences for establishing the possible age of fossil rock glaciers and local moraines are shortly discussed. The Pleistocene lowering of snowlines (and their fluctuations) during early- and late-glacial stages proved to be less than commonly assumed.

1. Einleitung

Die Entwicklung einer zuverlässigen regionalen Quartärstratigraphie in alpinen und subalpinen Gebieten umfaßt verschiedene Aspekte. Es geht unseres Erachtens erstens um eine Bestandsaufnahme (Kartierung) der vorhandenen Ablagerungen und Geländeformen. Genese und Interpretation sind am Anfang das Hauptproblem. Später folgen – in Verbindung mit absoluten Altersbestimmungen – die Rekonstruktion der Vergletscherungsgeschichte und der damaligen regionalen Schneegrenzlagen, die Einstufung von Lokalstadien und Blockgletschern und, wenn möglich, ein Vergleich mit Klimakurven aus anderen Gebieten.

Diese Publikation bietet für Vorarlberg eine Zusammenfassung des „state of the art". Die Hauptzüge der Vorarlberger Quartärstratigraphie werden jetzt präsentiert und zur Diskussion gestellt.

Die Aktivitäten der „Alpine Geomorphology Research Group" (AGRG) konzentrierten sich auf Vorarlberg. Weiters finden an der schweizerischen Seite des Rheintals und im süddeutschen Alpenvorland Untersuchungen statt, und es wird von der AGRG an Untersuchungsprojekten in den Anden (Kolumbien) partizipiert. Seit 1982 umfaßt die Gesamtproduktion der Arbeitsgruppe über vierzig wissenschaftliche Publikationen, Diplomarbeiten, Exkursionsführer und Gutachten. Subventioniert von der Vorarlberger Landesregierung wurde für 1988 ein Geotopinventar für Vorarlberg hergestellt, und weiters wurden 1988 und 1992 (Druckgang bei der Vorarlberger Verlagsanstalt Dornbirn 1987 und 1991) geomorphologische Kartenreihen veröffentlicht (je zwölf Blätter, Format A2, Maßstab 1 : 10.000).

Die flächendeckende geomorphologische Kartierung (konform der AGRG-Legende, siehe DE GRAAFF, DE JONG, RUPKE & VERHOFSTAD, 1987) ist ein unentbehrliches Instrument im Untersuchungsprogramm. Als Aufnahmesystem ist sie zwingend: Landschaftsformen, Materialien, Prozeßgang und relatives Alter können nur flächendeckend und reproduzierbar in die Karten eingetragen werden, nachdem (räumlich und zeitlich) ein zusammenhängendes Bild des Objekts entwickelt worden ist. Ein gereiftes Kartenbild ist außerdem eine praktisch verwendbare Informationsbasis, die sich digitalisieren läßt (siehe z. B. STAKENBORG, 1986). Detailliert durchgeführte geomorphologische Kartierungen werden von der AGRG deshalb meistens als Grundlagen, auch für angewandte Arbeiten, benützt. Der Maßstab der Kartierungen wechselte nach Ziel zwischen 1 : 10.000 (Standard für die Landesaufnahme) bis 1 : 2.000 oder größer für ingenieurgeologische Zwecke.

Die Quartärgeologie kommt auf den geomorphologischen Karten nur teilweise zum Ausdruck. Materialien werden rasterartig eingetragen, wenn sie direkt mit Geländeformen zusammenhängen (z. B. Schotterterrassen, Moränenwälle, Blockgletscher, etc.). Ein nicht an deutliche Geländeformen gebundenes oder beschränktes Materialvorkommen wird durch Einzelsymbole dargestellt oder gar nicht eingetragen. Das ist oft für Erosions- und Rutschgebiete der Fall, weil in den AGRG-Karten immer der letzte aktive Prozeß dargestellt wird. Die fazielle Quartäreinteilung ermöglicht es jedoch, die geomorphologischen Aufnahmen in relativ kurzer Zeit in quartärgeologische Karten selben Maßstabs zu übersetzen (DE GRAAFF, GEERLING & SEIJMONSBERGEN, in Vorber.).

SIMONS (1985) analysierte die ältere Fachliteratur über Vorarlberg und präzisierte nach genauen Geländebeobachtungen (in den sechziger und im Anfang der siebziger Jahre) die Morphogenese zahlreicher pleistozäner Eisrandlagen. Die späteren Arbeitsresultate der AGRG bestätigen seine wichtigsten Befunde. Erst seit die größeren Untersuchungen im süddeutschen Raum abgeschlossen waren (z. B. DE JONG, 1983; RAPPOL, 1983), konnten die würmstratigraphischen Verbindungen zwischen dem Alpenvorland und Vorarlberg gezogen werden. Bald wird über dieses Thema und über die chronologische Einstufung der Eisrandlagen, Stausee usw. im nördlichen Vorarlberg (Vorderer Bregenzerwald) eine Übersichtspublikation erscheinen (DE GRAAFF, DE JONG, RUPKE, in Vorber.).

Die Vorarlberger Quartärstratigraphie spiegelt die Rheintal/Bodenseevergletscherung wider. Die Chronostratigraphie des Oberen Würm ist von ^{14}C-Datierungen abhängig. Dendrochronologische Untersuchungen an der Universität von Stuttgart-Hohenheim haben neulich nachgewiesen, daß im Vergleich mit ^{14}C-Daten für das absolute Alter der pleistozänen Ereignisse wahrscheinlich mit einer beträchtlichen Korrektur gerechnet werden muß (BECKER, KROMER & TRIMBORN, 1991). Der Übergang vom Pleistozän zum Holozän wird von dieser Arbeitsgruppe um etwa 1000 Jahre vorverlegt. Bis sich neue internationale Konsense über die absolute Datierungsproblematik entwickeln, benützt die AGRG die traditionelle ^{14}C-Einteilung. Leider kann die Stratigraphie des Oberen Würm im Bodenseegebiet nur durch wenige ^{14}C-Datierungen untermauert werden. Doch bestehen gerade in Vorarlberg gute Voraussetzungen zur Verbindung und Korrelierung der Eisrandlagen und Ablagerungen im Alpenvorland und im Alpeninneren.

2. Der letzteiszeitliche Eisaufbau

Laut KELLER & KRAYSS (1991) hatte der letzte Aufbau des Rheingletschers erst nach 25.000 BP (before present) richtig angefangen. Dieses Datum wurde nach einer Entscheidung der INQUA-Subkommission im Baumkirchenprofil (Inntal) als Zeitgrenze zwischen Mittleres Würm und Oberes Würm gestellt (CHALINE & JERZ, 1984). Konform mit dieser Entscheidung stehen nach weiteren Annahmen von KELLER & KRAYSS ungefähr 7000 Jahre für den Eisaufbau zur Verfügung, ehe das (auf 18.000 BP gestellte) Maximum erreicht wurde.

Es ist eine offene Frage, ob Rheintal- und Inntalvergletscherung synchrone Verhältnisse zeigen. Obwohl KELLER

& KRAYSS betonen, daß weitere Untersuchungen im Inntal zur Beantwortung dieser Frage notwendig sind, wird jedoch von einem Analogieschluß zum Anfang des letzten Eisaufbaus (ab 25.000 BP) ausgegangen:

Vom Isohypsenbild und der angenommenen Stirnposition des Inngletschers („oberhalb von Baumkirchen") und mit einem angenommenen AAR-Wert (Verhältnis zwischen Akkumulationsareal und Ablationsareal) von 0,67 wurde eine Schneegrenzdepression von 700 m berechnet, die ohne weiteres in das bündnerische Rheingebiet übertragen wird. KELLER & KRAYSS entscheiden dann (als Äquivalent für die angenommene Stirnposition des Inngletschers) „für eine Endlage im Raum der Konfluenz von Vorder- und Hinterrhein bei Domat-Ems."

Einerseits wird auf Grund der Erfahrungen in Vorarlberg bezweifelt, ob es überhaupt erlaubt ist, geschätzte oder berechnete Schneegrenzlagen für solche Korrelierungssprünge zu verwenden. Andererseits ist jeder Versuch zur Entwicklung von Vergletscherungs- und Klimamodellen äußerst wichtig. Interessant sind vor allem die von KELLER & KRAYSS durchgeführten Berechnungen der möglichen Zuwachsraten etc. beim Aufbau des Rheingletschers. Über einen Zeitraum von 7000 Jahren wird mit mittleren Höhenzunahmen der Eisoberfläche (im Rheintal) von 9 cm pro Jahr gerechnet (20 cm pro Jahr im Anfang, fallend bis zirka 5 cm, weil die mittleren Niederschlagsraten allmählich abnehmen). Ein Vorstoß von Domat-Ems bis Konstanz (125 km) erfolgt dann erstaunlich rasch und braucht vielleicht nur 1600 Jahre. Solche Aufbaugeschwindigkeiten scheinen uns durchaus realistisch, nur muß mit Stabilisierungsphasen und Gletscherschwankungen gerechnet werden (siehe unten). Die Zeitgliederung des Oberen Würm und die Nettobilanzkurve des Rhein-Linth-Gletschers, wie von KELLER & KRAYSS (1991) dargestellt, sind in Abb. 1 kombiniert abgebildet.

Dem neuen Fund eines nicht erodierten Mammutstoßzahnes in der Hochwacht Kiesgrube südöstlich von Bregenz verdanken wir die erste absolute Datierung einer frühhochglazialen Eisrandlage des Rheintalgletschers in Vorarlberg (23.900–400 BP UtC-1292: DE GRAAFF, 1992).

Das Material in dieser Grube wurde beim letzten großen Vorrücken primär vom Rheingletscher geliefert, aber nachher wieder fluvial (Entwässerung des Bregenzerwaldes!) in westliche Richtung verfrachtet und als Deltaschotter in einen Stausee abgelagert. Kurz danach wurde die Stelle vom Rheintalgletscher überfahren. Die Übergußschichten („topset beds") des Hochwachtdeltas wurden während des Hochglazials subglazial erodiert. Knapp zehntausend Jahre später wurden die darunterliegenden Vorgußschichten („foreset beds") wieder freigelegt.

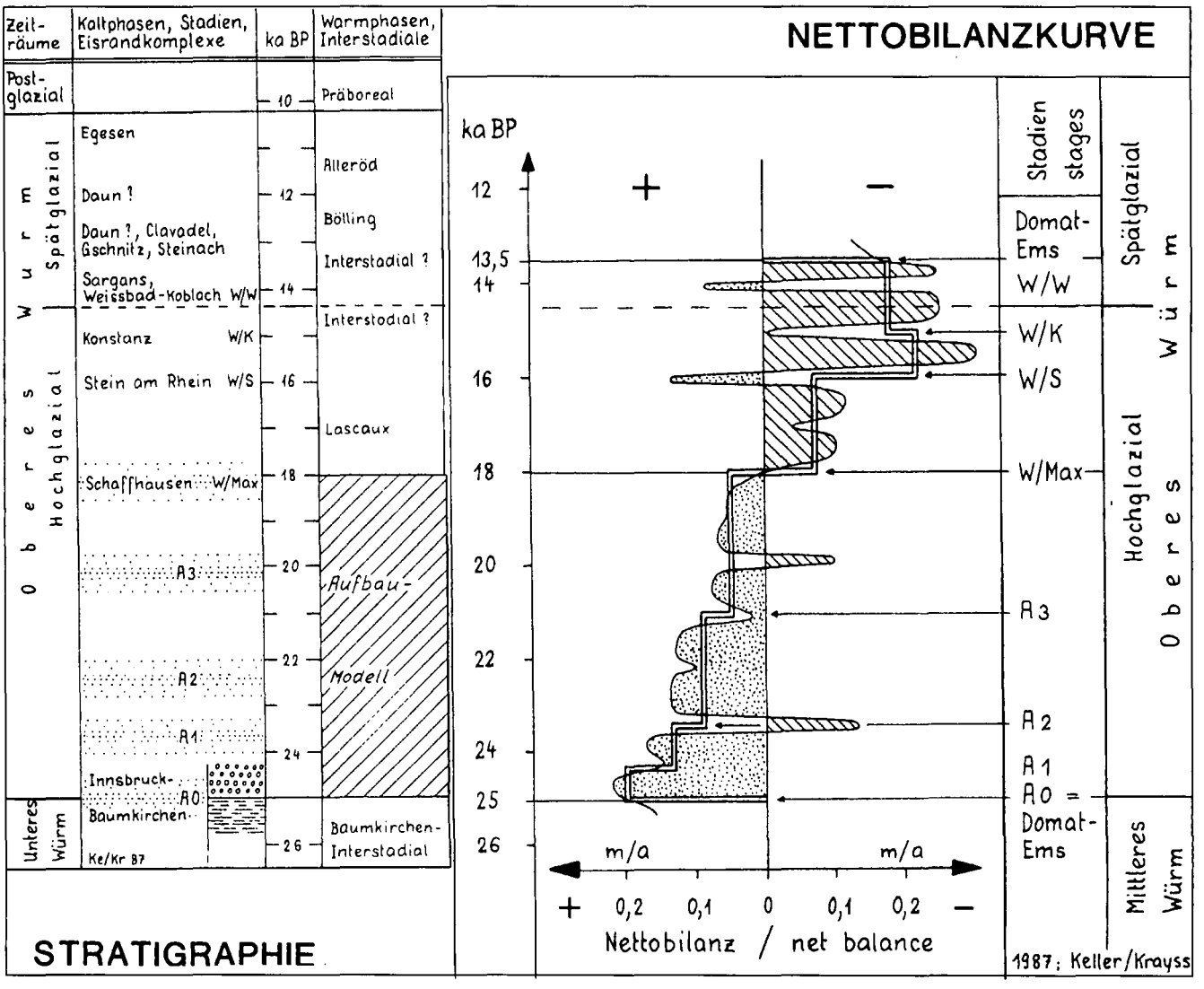


Abb. 1.
Gliederung des Oberen Würm und Modell einer Nettobilanzkurve des Rhein-Linth-Gletschers (KELLER & KRAYSS, 1991).

Die Lage der Hochwachtablagerungen im unteren Bregenzerachtal weist also eine Stauseebildung und sogar eine Lokalschwankung des Rheingletschers nach. Die bis auf 620–630 m angestaute Entwässerung war in dieser Phase noch eisrandparallel über Bregenz zu verfolgen (Trockental Gebhardsberg). Beim weiteren Vorrücken des Gletschers stellte sich die Entwässerung auf die wenig höher liegende Talwasserscheide des Rotachtals ein. Eine ähnliche Situation führt späteiszeitlich zu der ausgedehnten Stauseebildung (650–660 m) des Konstanzer Stadiums, siehe DE GRAAFF (1992) und DE GRAAFF, DE JONG & RUPKE (in Vorber.).

Es ist anzunehmen, daß die Hochwacht-Datierung die zeitliche und räumliche Lage des stauenden Rheingletschers sehr genau markiert. Der Gletscher lag hier auf 620–630 m Höhe und dürfte in westlicher Richtung schon nicht mehr weit von Konstanz gestirnt haben. Dies geschah also um 1000–1500 Jahre früher, als von KELLER & KRAYSS angenommen wird (vergleiche Abb. 1 und 2). Dies bedeutet

1) Der Eisaufbau im Rheintal hatte bereits früher als 25.000 BP angefangen;
2) Der Aufbau vollzog sich rascher, als von KELLER & KRAYSS berechnet wurde;
3) Der Rheingletscher lag kurz vor 25.000 BP nicht in der Umgebung von Domat-Ems, sondern weiter nördlich.

Neue Aussagen können erst im Licht von neuen Argumenten folgen. Vielleicht muß mit einer Kombination von obengenannten Faktoren gerechnet werden. Die $^{16}O/^{18}O$-Temperaturkurven vom Grönlandeis (Camp Century Kurve von DANSGAARD, JOHNSON, CLAUSEN & LANGWAY, 1982; siehe 8.) zeigen vor dem letzten Hochglazial ein regelmäßiges und rasches Aufeinanderfolgen von Temperaturmaxima und -minima. Diese bewegen sich um wenig variierende Mittelwerte. Die Amplituden sind verhältnismäßig groß und könnten mehr oder weniger mit Gletscherschwankungen im Alpenraum korrespondieren. Diese Periode dauerte vielleicht bis um 22.000 BP an, bevor die letzte extreme Kältephase einsetzte.

3. Das Problem des Maximalstands

Die Vergletscherungsgeschichte in Vorarlberg wurde hauptsächlich durch drei Eisströme (Rheintal, Illtal und Bregenzerwald) bedingt. Seit KRASSER (1936) über den Bereich der Vorarlberger Gletscher berichtete, haben sich mehrere Autoren mit Teilaspekten der Vergletscherungsgeschichte in Vorarlberg und in dem angrenzenden Alpenvorland befaßt. Der Rheingletscher floß während des Hochglazials weit in das Alpenvorland hinaus. Wahrscheinlich kurz nach dem Maximalstand stabilisierte sich die Gletscherfront westlich des Bodensees in der Nähe von Schaffhausen („Stadium Schaffhausen", Würm-Stand (1); siehe KELLER & KRAYSS, 1983). Dieser Gletscherstand zeigt sich im Bodenseeraum mit Wallformen und proglazial abgelagerten Sanden und Kiesen, die ursprünglich von PENCK & BRÜCKNER (1906) als „Äußere Jungendmoränen" gedeutet wurden. Jetzt werden diese Ablagerungen und Geländeformen von der AGRG zusammenfassend als Komplex I beschrieben. HANTKE (1980), KELLER & KRAYSS (1980, 1983, 1987, 1988, 1991), DE JONG (1983), DE GRAAFF (1992), DE GRAAFF, DE JONG & RUPKE (in Vorber.) geben eine Gesamtübersicht der quartär-geologischen Verhältnisse im Bereich des Bodensees.

Es ist unsicher, wann und wo der eigentliche Maximalstand erreicht wurde und wie sich die Gletscherfront im Vorland zwischen etwa 20.000 und 17.000 vor heute bewegt hatte. Die hocheiszeitlichen Gletscherlagen sind auch innerhalb Vorarlbergs schwierig zu rekonstruieren. KRASSER (1936, 1940) schätzte den Würmhochstand für Feldkirch auf Grund der Erratikafunde im Walgau auf Mindeststand 1700 m Höhe ein. Damit korrespondierende Eishöhen wurden von SMIT SIBINGA-LOCKKER (1965) im Bereich von Ebnit/Schuttannen erwähnt. Relativ frische glaziale Erosionsformen und Einzelerratika sind hier die auffallenden Zeugen.

HAAGSMA (1974) bestimmte Mindesthöhen für den Würmhochstand im nördlichen Walgau. Er gründete seine Aussagen auf das Vorkommen von glazial verfrachteten Schwermineralien aus der Silvretta: Amphibol- und Epidotkörner wurden in beträchtlicher Menge, fast bis zum Gipfel des Hohen Frassen (1979 m) und dem Hochgerachgrat entlang (bis auf 1850 m) gefunden. Wie HAAGSMA berichtete, könnten die lokalen Höhenunterschiede der Schwermineraliengrenzen einen Gletschergradienten von etwa 13 %–14 % anzeigen.

DE GRAAFF & RUPKE (1979) haben sich für den Bregenzerwald über das Problem des Würmmaximalstandes geäußert. Die Eisrandlage Lustenauer Hütte – Bödele – Pfänder ist von Moränenwällen markiert. Lokal sind sie die höchsten Wallformen, repräsentieren aber keinen Maximalstand. Die Eisoberfläche befand sich im Hochstand im Bereich der Hochälpele (östlich von Dornbirn) wahrscheinlich über der lokalen Schneegrenze und hatte deswegen kaum Spuren hinterlassen. Der Hochstand wird mindestens um 200 m höher als „Bödele" eingeschätzt (siehe auch DE GRAAFF, 1986a; SEIJMONSBERGEN & VAN WESTEN, 1988 und VAN GELDER, DE GRAAFF & SCHURINK, 1990). DE GRAAFF, DE JONG und RUPKE (in Vorber.) bestätigen diese Auffassungen auf Grund von neuen Korrelierungen und Beobachtungen im Bereich des Hochhäderichs und am Kojen-Imbergkamm. Das Bödele-Stadium wird jetzt mit dem Hauptstand des Komplex II (Stadium „Stein am Rhein") verbunden, wie in Abb. 2 gezeigt wird. Das Stadium I der Lokaleinteilung von DE GRAAFF (Bödele s. l.; DE GRAAFF, 1986a) wird jetzt (DE JONG, 1983) als Komplex II in den neueren Publikationen der AGRG gedeutet.

Diese Annahmen stehen einigermaßen in Widerspruch mit den Auffassungen der schweizerischen Autoren. HANTKE (1980, 1987), KELLER & KRAYSS (1987, 1991) und JORDI (1977, 1986) rechnen mit Würmmaximalständen bis zu 1500 m für SW-Vorarlberg (Standort Feldkirch). Hinweise für höhere ehemalige Gletscherlagen werden oft auf das Konto der Riß-Vergletscherung geschoben.

4. Ablauf der Würmvergletscherung

Nach 17.500 BP besserte sich das Klima wesentlich, und es zog sich die Gletscherfront im Alpenvorland sprungweise zurück. Für eine Gesamtübersicht der Vorlandvergletscherung wird auf HANTKE (1980, 1984) und KELLER & KRAYSS (1987, 1988, 1991) hingewiesen. „Stein am Rhein" wird von KELLER & KRAYSS als der letzte große Vorstoß des Rheingletschers im Alpenvorland beschrieben und vorläufig auf 16.000 BP gestellt. „Konstanz" (um 15.000 BP) wird als nächstjüngere Hauptstabilisierungsphase betrachtet. Bald nach „Konstanz" setzte ihres Erachtens ein rascher Zerfall des Rheingletschers ein.

Von der AGRG werden diese Rückschmelzstadien durchschnittlich etwas jünger angesetzt und sonst wird der „Rückzugscharakter" dieser Stadien betont (siehe unten). Die Auffassungen über die Schlußvereisung im Al-

peninneren laufen jedoch weiter auseinander. KELLER & KRAYSS deuten „Koblach" (am Kummaberg im Rheintal) nach „Konstanz" als nächstfolgendes Stabilisierungsstadium (um 14.000 BP). „Koblach" wird mit der Lokalvergletscherung „Weissbad" im Säntisgebiet gleichgestellt (siehe auch KELLER, 1988; HANTKE, 1987 und Abb. 1). Nach unserem Wissen ist „Koblach" als Eisrandstadium nicht besonders wichtig und nur eines aus der Reihe von spätglazialen Abschmelzstadien wie sie am Osthang des Rheintals zwischen Feldkirch und Götzis entwickelt worden sind. Die Säntisvergletscherung („Weissbad") scheint uns älter und könnte mit topographisch höher gelegenen Eisrandlagen des Rheintalgletschers in Verbindung gestanden haben.

Morphostratigraphie in NW-Vorarlberg

EISABBAU IM BODENSEE-RHEINTAL, IM UNTEREN ILLTAL UND IM VORDEREN BREGENZERWALD IST UM 13,400 JAHRE VOR HEUTE VOLLZOGEN

ZEIT BP	Letzte Würm-Kältephase	BODENSEE-RHEINTAL (Keller & Krayss '87-'91)	BODENSEE-RHEINTAL/ILLTAL (teils n. de Graaff, et al, 1989) mit Schätzung Eishöhe Feldkirch	VORD. BREGENZERWALD Hauptstadien und Seespiegelhöhen
13,400			(FELDKIRCH-DUMS) 540 m	
,500			FELDKIRCH-AGASELLA 560 m	
			(FELDKIRCH-VALDUNA) 600 m	
,600	Spät-		KOBLACH-St.ARBOGAST 650 m	
			KLAUS-MATIONSWIESE 700 m	
,700			KLAUS-PLATTENWALD 750 m	
			BREGENZ-ÖLRAIN 800 m	WOLFURT (435 m)
,800			RAINBERG-SULDIS 850 m	
				ANDELSBUCH (600 m)
,900				(=Komplex IV)
14,000		FELDKIRCH	(ÜBERSAXEN) 1000 m	
,200	gla-	KOBLACH	[^{14}C-Dat.Hinterhausen 14,100±115 BP; Hv-10653 (KONSTANZ; Geyh & Schreiner 1984 (= Komplex III De Jong 1983)]	
,400			(GARTIS-ÜBERSAXEN) 1100 m	LINGENAU (650 m)
			(= Konstanz s.l.?)	(=Komplex III s.l.)
,600		(Spätglazial)		
,800				HITTISAU (800 m)
			GULMALP-GRÖLLERKOPF 1250 m	SIBRATSGF. (900 m)
15,000		KONSTANZ		
,200	zial		[^{14}C-Dat.Karsee 15,090±80 BP; GrN-11836 (Spätphase Komplex II De Jong 1983 (= Spätphase Stein am Rhein)]	
,400			ROSSBODEN-VALSCHERINA 1350 m	
,600	---?---		ÄUßERE GAMPALP 1400 m	BÖDELE (=St.am Rh?)
,800	Hoch-	----------?----------		(=De Jong Kompl.II)
16,000		STEIN AM RHEIN		
17,000		FEUERTHALEN		
	gla-		Würm-Maximum ? 1700 m?	
18,000		SCHAFFHAUSEN	(Dansgaard et al,1971; De Jong 1983)	
19,000				
		Würm-Maximum ?	(letzter Hauptwürmvorstoß)	
20,000	zial			
22,000	---?---	(Ravensburg-Interstad. ?)		
	Früh-	(OBERSEE)		
24,000			[^{14}C-Dat.HOCHWACHT 23,900±400 BP; UtC-1292	
	glazial		(Mammut-Stoßzahn 1000 m? Stausee (620 m)]	
26,000				
L.W.S. de GRAAFF 1992				

Abb. 2.
Übersicht der Morphostratigraphie des Oberen Würm nach KELLER & KRAYSS (1987–1991) und nach DE GRAAFF (1992).

Die von KELLER & KRAYSS gebrauchte chronologische Einstufung der Vorlandstadien ist systematisch von den untenstehenden Altersbestimmungen der rand- und proglazial entwickelten Schotterablagerungen abweichend:

- DE GRAAF (1992): Hochwacht bei Bregenz, UtC-1,292, 23,900±400 BP (Lokalschwankung der letzten Vorstoßphase)
- GEYH & SCHREINER (1984): Markelfingen, 18,530±1,045/925 (Vorstoßphase)
- DE JONG (1983): Karsee, 15,090±80 BP („Spätphase Stein am Rhein")
- GEYH & SCHREINER (1984): Steißlingen, 14,800±120 BP („Stadium 7, Stein am Rhein")
- GEYH & SCHREINER (1984): Hinterhausen, 4,100±115 BP („Stadium 9, Konstanz").

Nur die Datierung des Würm-Maximums auf 14,610±90 BP (GEYH & SCHREINER, 1984: Engen) ist mit dieser Serie unvereinbar und wird als unzutreffend aufgefaßt (DE GRAAFF, DE JONG & RUPKE, in Vorber.). Mit Ausnahme von „Hochwacht" waren diese Datierungen auch KELLER & KRAYSS bekannt. Sie entschieden jedoch „unter Abwägung verschiedener anderer Gesichtspunkte" (KELLER & KRAYSS, 1988, S. 5) für eine Haupteinteilung der Hauptstadien wie in Abb. 1 präsentiert.

Wir kennen diese Gesichtspunkte nicht. Unseres Erachtens bringen vielmehr die obenerwähnten Datierungen gerade ein passendes Zeitmodell der Bodenseevergletscherung mit sich. Dieses Modell stimmt mit der von DE JONG (1983) bearbeiteten Gliederung (Komplex II und III) überein. Die späteren Untersuchungsresultate der AGRG schließen sich seinen Auffassungen an (DE GRAAFF, 1992; DE GRAAFF, DE JONG & RUPKE, in Vorber.).

DE JONG betonte, daß die morphostratigraphischen und sedimentologischen Verhältnisse der Eisrandablagerungen nordöstlich des Bodensees nur auf Stillstandsphasen im generellen Rückschmelzen des Rheingletschers hinweisen. Dann stabilisierte sich der Eisrand während relativ kurzer Zeitperioden. Abgesehen von lokalem Ausbrechen von Gletscherzungen konnte von DE JONG nirgendwo ein erneutes Vorstoßen des Rheingletschers festgestellt werden.

Abb. 1 (KELLER & KRAYSS, 1991) und Abb. 2 (DE GRAAFF, 1992) zeigen die bestehenden Auffassungsunterschiede im Vergleich. Die Zeitdauer der unterschiedlichen Hauptstadien ist unsicher. Allgemein wird angenommen, daß Rheintal und Illtal in der Umgebung von Feldkirch am Ende der Ältesten Dryas (um 13.000 BP) endgültig eisfrei waren. Ab dieser Zeit entwickelte sich die spät- und postglaziale Flora und Fauna, wie aus Untersuchungen mehrerer Torf- und Kalkgyttja-Ablagerungen bekannt geworden ist (JORDI, 1977, 1986; CHEDEL, 1986; DE GRAAFF, KUIJPER & SLOTBOOM, 1989).

5. Das Walgau-Vergletscherungsmodell

Neue Einsichten in die eiszeitlichen Verhältnisse haben sich vor allem aus den Interaktionen zwischen glazialen und fluviatilen Prozessen entwickelt. Nach der ersten systematischen Bearbeitung und den geomorphologischen Geländeaufnahmen unter Führung von A.L. SIMONS (siehe DE GRAAFF & RUPKE, 1979; SIMONS, 1985) war vom Ablauf der letzten Eiszeit in Vorarlberg bekannt, daß die meisten Seitengletscher im Ill- und Rheintal sehr rasch auf Klimabesserungen reagierten und früher als die Hauptgletscher verschwunden waren. Wie SIMONS schon frühzeitig entdeckte (persönl. Inf. aus 1970), ist das Entstehen von schwemmfächerartigen Eisrandterrassen und von eisrandparallelen Trockentälern im unteren Ill- und Rheintal mit diesem Phänomen verbunden.

Aus späteren Untersuchungen wurde bekannt, daß die Hauptgletscher auch am Anfang einer Talvergletscherung anders als die Seitengletscher reagierten. Sie entwickelten sich nämlich früher als die meisten Seitengletscher. Aufbau- und Abbauperioden der Talvergletscherungen waren deshalb allgemein und wiederholt durch Interaktionen zwischen glazialen und fluviatilen Prozessen bedingt (DE GRAAFF, 1984, 1986c, 1989, 1992).

Drei Typen von Tälern sind in Vorarlberg zu unterscheiden: V-förmige, U-förmige und „mixed-type" Täler. Die V-förmigen Täler sind fluviatil entstanden und vergletscherten im Oberen Pleistozän nicht selbständig. Ihre Wasserscheiden liegen topographisch sehr niedrig und sie gerieten während der Eiszeit einfach unter die Eisbedeckung der mächtigen Hauptgletscher. So sind nur wenige Täler über ihre ganze Länge glazial modelliert. Die meisten Täler gehören zu einer Zwischenkategorie. Sie zeigen eine charakteristische Zweiteilung: die unteren Talstrecken entwickelten sich fluviatil, oft schluchtartig mit steilen Längsgradienten. Die oberen Talstrecken sind glazial geprägt und mit relativ niedrigen Gradienten viel ausgeglichener.

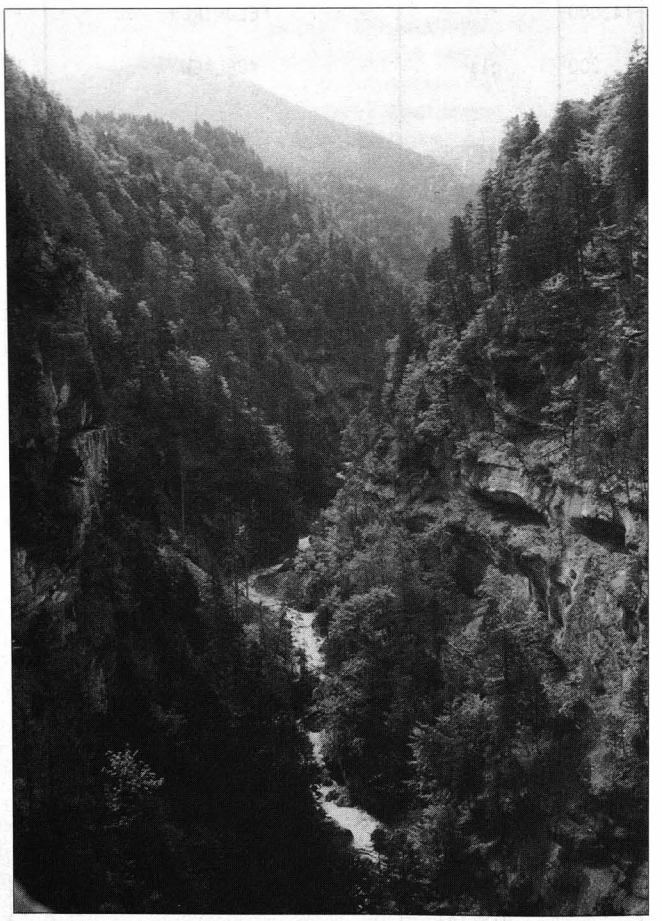


Abb. 3.
Die mit Aufbauschotter gefüllte untere Talstrecke von Gamperdona, von der Buderhöhe flußaufwärts gesehen.
Rechts sind die jüngsten konglomerierten Deltaschotter (Oberes Würm) und links älteres Konglomerat (Riß?) erhalten.
Weitwinkelaufnahme (24 mm).

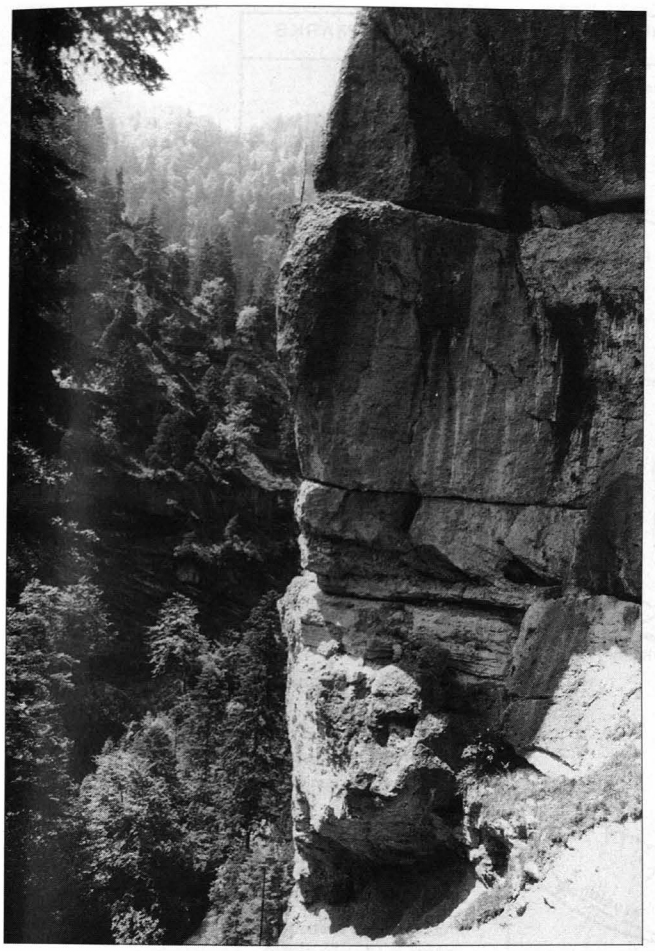


Abb. 4.
Blick vom Standpunkt der Abb. 3 in umgekehrter (NW-)Richtung.
Im Vordergrund mächtige Bänke von stark verkitteten älteren Aufbausedimenten. Deltaische Einschaltungen sind hier weniger häufig als bachaufwärts in den jüngeren Deltaschottern. Hier sind die Vorgußschichten gut zu sehen.

Die V-förmigen Talstrecken füllten sich während der pleistozänen Eisaufbauphasen mit Sedimenten und wurden während des nachfolgenden Hochstands von den lokalen Gletschern überfahren. Sie wurden subglazial eher konserviert als erodiert. Die prähochglazialen Quartärsedimente bestehen überwiegend aus fluviatilen und fluviodeltaischen Talfüllungen („Verbauungsschotter"). Auch sind lakustrische und glaziale Sedimente der Haupttalgletscher vorhanden. Relikte sind fast überall in V-förmigen Talstrecken in Vorarlberg anzutreffen. Sie sind besonders in den Seitentälern des südlichen Walgaus (Gamperdona-, Samina-, Galina- und Gampbachtal) gut erhalten (Abb. 3 und 4). Die Talfüllungen weisen hier ein ununterbrochenes Aufbauen des Illgletschers über Höhenunterschiede von vielen Hunderten von Metern nach. Dies geschah ohne die Spur einer gleichzeitigen Entwicklung lokaler Seitengletscher (DE GRAAFF, 1989; SEIJMONSBERGEN, 1992).

Das Aufbauen des Illgletschers über beträchtliche Höhenunterschiede läßt sich nicht mit kurzfristigen spätglazialen Klima- und Schneegrenzschwankungen erklären. Das von KRAYSS & KELLER (1991) entwickelte Aufbaumodell rechnet für die letzte Rheintalvergletscherung (siehe unter 8.) mit mittleren Aufbaugeschwindigkeiten der Eisoberfläche von 9 cm pro Jahr. Selbst wenn von doppelten Werten ausgegangen wird, dauerte die (jüngste) Auffüllung der unteren Talstrecken im Walgau ein Jahrtausend oder länger.

Gamperdona- und Gampbachtal wurden intensiv von der AGRG bearbeitet. Die jüngste Schotterfüllung (vermutlich Oberes Würm) läßt sich auch ins Gampbachtal taleinwärts verfolgen. Sie überlagert im Gamperdona die Relikte von älteren Talfüllungen (Mittleres Würm, Unteres Würm, Riß?; Abb. 4) und reicht von unter 700 m bis weit über 1200 m Höhe. Diese Talfüllungen bestehen hauptsächlich aus fluviatil verfrachtetem, schlecht bis mäßig gerundetem und mäßig sortiertem Material, das meist als Deltaablagerung sedimentiert wurde. Das mehrfache Aufeinanderfolgen von Deltakörpern verrät einen sprungweisen Aufbau und ebensolches Eindringen des Illgletschers (Abb. 3). Die Stauseen reichten beim Aufbau des Illgletschers topographisch immer höher und schoben sich immer weiter taleinwärts. In Gamperdona fehlt überhaupt unter 1000 m jeder Hinweis auf glaziale Erosion (Gletscherschliffe usw.).

Syngenetisch abgelagerte Sedimente der lokalen Gletscher wurden nirgendwo in den Talfüllungen (weder an der Basis noch eingelagert) angetroffen. KELLER (1988) teilt diese Meinung übrigens nicht, Beschreibung und Interpretation der Quartärablagerungen laufen hier stark auseinander. Die detaillierten Aufnahmen von SEIJMONSBERGEN bestätigen jedoch die Beobachtungen von SIMONS und von DE GRAAFF.

An vielen Stellen der Seitentäler sind die sedimentologischen Beweise für ein Stauen und (nicht erosives!) Eindringen des Illgletschers vorhanden. Es handelt sich einerseits um glazigene und glaziofluviatile Sedimente, andererseits auch um „dropstones", Toteissackungen und sonstige „Eiskontakterscheinungen" des Illgletschers (Abb. 5).

Die Aufbausedimente sind im Gamperdona so reichlich erhalten, weil sie schon vor der Schlußvereisung verkittet waren.

Abb. 5.
Toteissackung in Delta „foresets" der vorletzten Talfüllung.
Links unter diesen Vorgußschichten befinden sich sandige Seetone mit kristallinen „dropstones" des stauenden Illgletschers.

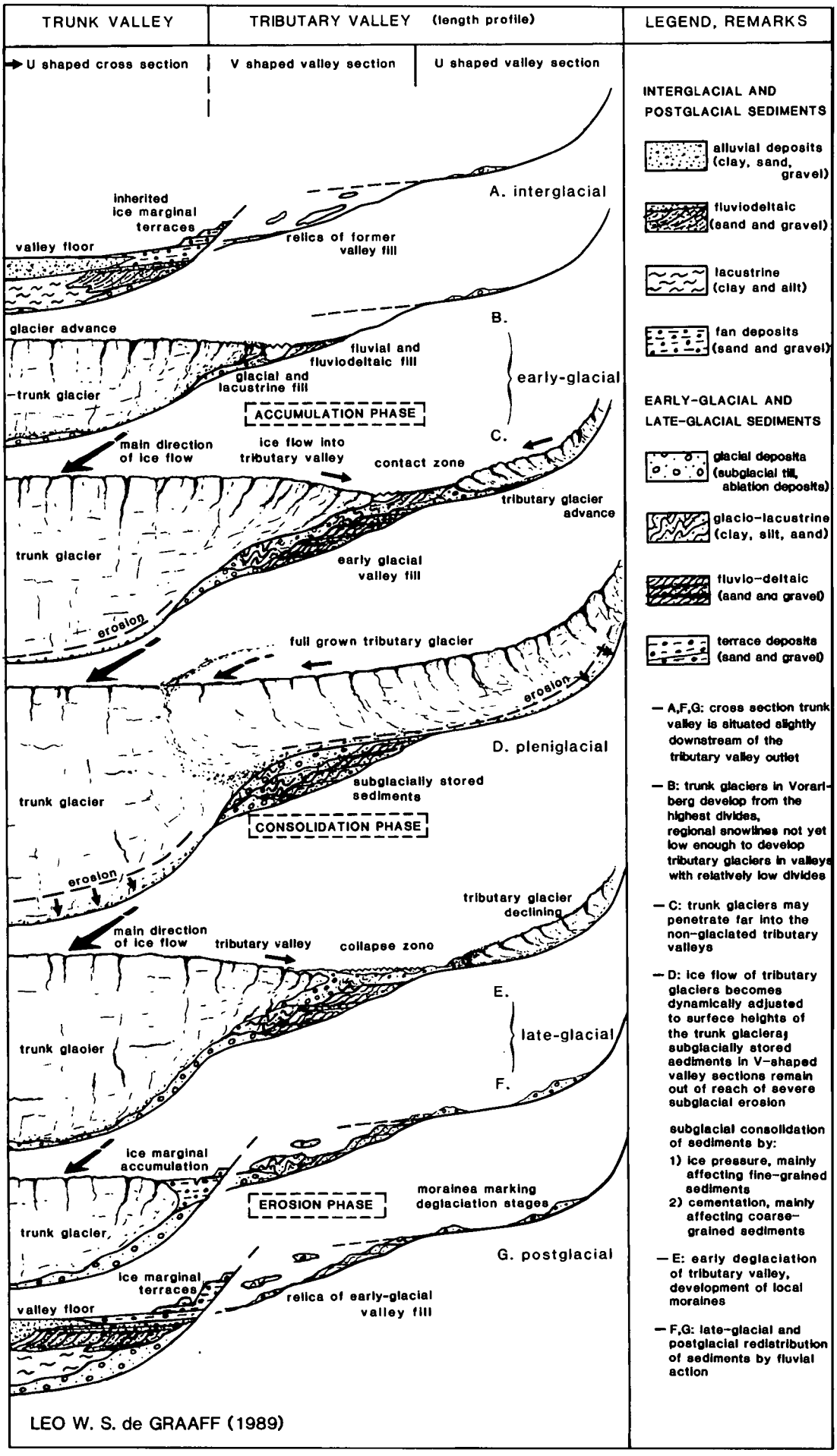


Abb. 6.
Das Walgau-Vergletscherungsmodell.
Die unteren Seitentalstrecken werden von dem sich entwickelnden Hauptgletscher gestaut und füllen sich während frühglazialer Aufbauperioden mit Sedimenten.

Die Verkittung vollzog sich unmittelbar während oder kurz nach der Ablagerung, spätestens in subglazialer Lage während des Hochglazials. Die verkitteten Sedimente wurden während interglazialer oder -stadialer Perioden stark erodiert, bevor sich eine neue Talfüllung entwickelte (DE GRAAFF, 1989). Die senkrechten Hänge (Abb. 3) und senkrechten Kontakte zwischen jüngeren und älteren Schottern weisen dies nach und deuten auch auf eine Wiederholung des Prozeßgangs in nachfolgenden Vergletscherungsperioden hin. Für einige wichtige sedimentologische Profilaufnahmen und Beschreibungen wird auf die Dissertation von SEIJMONSBERGEN (1992) hingewiesen.

Brekzien und Konglomerate entwickeln sich im Walgau rasch. Die Gips- und Anhydritschichten des Raibler Niveaus (Oberostalpin) liefern in vielen ostalpinen Tälern kalzium- und sulphatreiches Grund- und Quellwasser. Bei Vermischung mit karbonathaltigem Wasser führt dies sehr rasch zur Karbonatübersättigung und deshalb zu Karbonatverkittungen (CAMMERAAT, DE GRAAFF, KWADIJK & RUPKE, 1988).

DE GRAAFF (1984, 1986c, 1989) entwickelte das in Abb. 6 präsentierte Vergletscherungsmodell zur Erklärung der Talfüllungen und der weiteren morphologischen und sedimentologischen Verhältnisse der Haupt- und Seitentäler. Drei Hauptphasen sind in der Seitentalvergletscherung von W-Vorarlberg zu unterscheiden:

1. eine Aufbau- oder Akkumulationsphase,
2. eine Konsolidierungsphase und
3. eine Abbau- oder Erosionsphase.

Eine Aufbauphase („accumulation phase") dauerte meist bis in das Hochglazial an, bis sich – unter dem weiteren Absinken der regionalen Schneegrenze – endlich auch die letzten Seitentalgletscher entwickelten. Erst dann entstand ein geschlossenes Eisstromnetz, wobei die Seitentalgletscher an das Niveau der Hauptgletscher angepaßt waren. Die Seitentalgletscher flossen während der hochglazialen Perioden über die „plombierten" unteren Talstrecken. Die feinkörnigen Aufbausedimente wurden durch den Eisdruck stark verdichtet („consolidation phase" [DE GRAAFF, 1989; siehe auch VAN GELDER, DE GRAAFF & SCHURINK, 1989]).

Die fluviatil geprägten Talstrecken bleiben in subglazialer Lage sehr gut erhalten. Sie existieren bereits vor der letzten und vorletzten Eiszeit: die postglaziale Tiefenerosion ist mit 0–50 m relativ gering (BIK, 1960; HAAGSMA, 1974; JORDI, 1979; DE GRAAFF, 1989). Die Annahme einer beträchtlichen subglazialen Tiefenerosion von Schmelzwasser, wie von TRICART (1960) für eine ähnliche Situation („Gorge du Guil") in den französischen Alpen getroffen wurde, ist für die Guilschlucht und für die Täler in Vorarlberg sedimentologisch und geomorphologisch nicht zu untermauern.

Beim Abschmelzen der Haupttalgletscher waren gerade die Seitentäler mit ihren hochreichenden Talfüllungen bald wieder eisfrei und entwickelten erneut eine normale Entwässerung („erosion phase" [DE GRAAFF, 1989]). Die Seitenbäche schnitten sich während des Abschmelzens der Hauptgletscher rasch in die subglazial erhaltenen Ablagerungen ein. Die ausgespülten Sedimente wurden teils als randglaziale Schwemmfächer im Haupttal abgelagert, teils dem Hauptgletscher entlang fluviatil verfrachtet. Viel Material wurde dabei vom Hauptgletscher aufgenommen und weiter glazial transportiert. Gut erhaltene (vertikale) Serien von spätglazialen Schwemmfächerterrassen befinden sich stromabwärts der Seitentalausgänge z. B. des Gamperdona-, Galina-, Samina- und Brandnertals (siehe Abb. 7).

Auch im Rheintal gibt es schöne Beispiele dieser Terrassenentwicklung (Laternsertal, Mühltobeltal, etc.). Die höchstliegenden Terrassen befinden sich immer unter der Höhe der („hangenden") glazial geprägten Talstrecken des materialliefernden Seitentals.

6. Talvergletscherung und Schneegrenzlagen

Wie unter 5. beschrieben wurde, resultieren viele Geländeformen und Ablagerungen in Vorarlberg aus einer Interaktion zwischen fluvialiten und glazialen Prozessen während der kühleren Perioden des Pleistozäns. Solche Interaktionen wiederholten sich ständig und herrschten während der früh- und spätglazialen Phasen einer Talvergletscherung vor. Die aufeinanderfolgenden früh- und spätglazialen Ereignisse konnten an vielen Stellen in Vorarlberg von den Quartärablagerungen und von der Herkunft der Erratiker abgeleitet werden. Hier sind Schlüsse vorhanden, um die Schneegrenzlagen in den Seitentälern und um die Vergletscherungsfolge dieser Täler zu bestimmen. So wurden lokal mächtige Moränenanhäufungen des vorstoßenden Illgletschers im Gamperdona angetroffen. Erratiker, die größtenteils aus dem Gauertal stammen, werden bis in die Talmitte (Garfretschentobel) hinein bis auf 1170 m Höhe angetroffen! Vorne im Tal (Nenzingerbergweg) reichen diese Ablagerungen bis über 1350 m Höhe. Beim Aufbau lieferten Rellstal, Gauertal und Gampadelstal (und später auch das Brandnertal) Eis zum Illtal, als der Gamperdonagletscher noch nicht entwickelt war.

In Vorarlberg sind die Moränen der Haupttalgletscher in allen Seitentälern mit verhältnismäßig niedrigen Wasserscheiden reichlich vorhanden, im Gampbach- und Galinatal maximal bis auf 1500 m Höhe. Vielleicht senkten sich

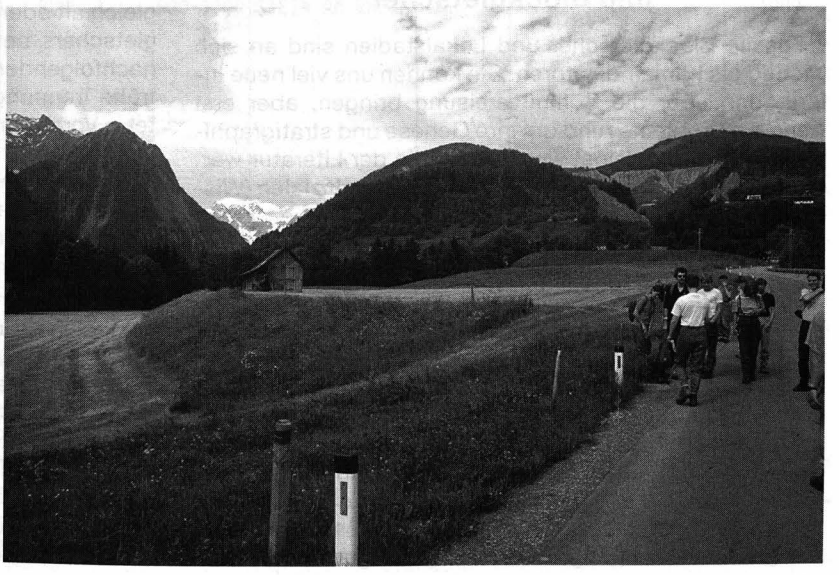


Abb. 7.
Die spätglazialen Schwemmfächerterrassen des Alvierbachs (Bürserberg, Brandnertal) zeigen die fluviatile Zufuhr von Sediment am Eisrand des abschmelzenden Illgletschers.

Schneegrenzen in der Aufbauphase nur langsam oder relativ wenig. Sie lagen jedenfalls kurz vor und nach dem letzten Hochstand verhältnismäßig hoch. Erst als die Haupttäler bis zu beträchtlichen Höhen mit Gletschereis gefüllt waren, vergletscherten im Walgau auch die letzten Seitentäler. Die Talvergletscherungsfolge in Vorarlberg ist vor allem von den Höhenlagen und Expositionen der Nährgebiete (Kare und Wasserscheiden) abhängig. Vielleicht ist mit einer negativen Rückkopplung zu rechnen, wobei die Schneegrenzen der vergletscherten Täler relativ tiefer als die der nichtvergletscherten Täler lagen. Das erklärt aber nicht, daß (abgesehen von möglichen Lokalschwankungen) solche Täler ihre Gletscher auch wieder in umgekehrter Reihenfolge verloren hatten.

Es zeigt sich in Vorarlberg: Gletscher, die sich spät entwickelten, waren nachher wieder rasch verschwunden. Ein geschlossenes Eisstromnetz war in Vorarlberg mit bestimmten Mindesthöhen der (hochglazialen) Eisoberfläche im Rhein- und Illtal verknüpft. Diese Mindesthöhen waren in der Aufbau- und Abbauphase ähnlich und sie können sedimentologisch und morphologisch für jedes Seitental in Vorarlberg zeimlich genau festgestellt werden. Die erhaltenen Moränenwälle und Moränenbedeckung des Illgletschers am Roßboden (Galinatal, bis 1450 m Höhe) sind zum Beispiel ein Beweis dafür, daß der Galinagletscher hier beim Abbau den Kontakt mit dem Illgletscher endgültig verloren hatte. Der Höhenlage entspricht vermutlich „Stein am Rhein". Es sei betont, daß hier sedimentologisch und geomorphologisch keine Beweise für den von KELLER (1988) angenommenen Wiedervorstoß des Galinagletschers während des Koblach-Stadiums gefunden worden sind (siehe auch SIMONS, 1985 und SEIJMONSBERGEN, 1992).

Wir stellen im südlichen Walgau für das Stadium „Stein am Rhein" schätzungsweise maximale Schneegrenzdepressionswerte zwischen 900 und 1000 m und für "„onstanz" zwischen 750 und 800 m fest. KELLER & KRAYSS (1983–1991) und JORDI (1987) erwähnen für „Konstanz" aufgrund einer angenommenen AAR (Akkumulationsareal : Gesamtareal) von 0,67 SGD-Werte bis über 1100 m. Diese Werte sind für den südlichen Walgau ungeeignet, sonst wären die Täler während „Stein am Rhein" und auch während „Konstanz" noch völlig vergletschert gewesen.

7. Pleistozäne Lokalstadien und Blockgletscher

Fossile Blockgletscher und Lokalstadien sind an sich wichtig als Klimaindikatoren. Sie können uns viel neue Information über die Schlußvereisung bringen, aber erst wenn die Probleme rund um ihre Genese und stratigraphische Einstufung gelöst worden sind. In der Literatur werden die Lokalmoränen gewöhnlich mit spätglazialen (Wieder-)Vorstößen der Lokalgletscher verbunden. Sie werden nach rekonstruierten SGD-Werten eingeteilt und auf dieser Basis relativ datiert. Für eine Übersicht wird auf MAYSS (1981, 1982, 1987) hingewiesen. Die ehemaligen SGD-Werte für solche fossilen Eisrandlagen werden allgemein im Vergleich mit der Gletscherlage von 1850 festgestellt.

Die Untersuchungen von Blockgletschern und Lokalmoränen in Vorarlberg stehen noch am Anfang, aber sie führten bereits zu interessanten Erkenntnissen. Zunächst sind diese Geländeformen nicht immer einfach voneinander zu unterscheiden, und es gibt Übergangsformen. Eindeutige Kriterien zur Unterscheidung der verschiedenen Gestalten von glazialen und periglazialen Anhäufungen von Lockermaterial fehlen überhaupt. So wurden einige von KELLER (1988) als Moränenrücken gedeutete Wallformen später von SEIJMONSBERGEN (1992) als Blockgletscher kartiert. Nur DE JONG & KWADIJK (1988) haben sich bis jetzt zielgerichtet mit Blockgletscherbildungen in Vorarlberg befaßt. Diese Autoren unterscheiden zwei Blockgletschergenerationen, die vorläufig mit dem Älteren Dryas („Daun"?), bzw. mit dem Jüngeren Dryas („Egesen") verbunden wurden. Sie erwähnen außerdem eine aus der Literatur abgeleitete Einstufung, die von ihnen nicht übernommen wird: die älteste Generation wird danach gegen das Ende der Ältesten Dryas, die jüngere in die Ältere Dryas gestellt. Ein Inventar dieser Formen wird von der AGRG vorbereitet und kann erstellt werden, wenn die Kartierungen im Walgau und im Rätikon ergänzt sind.

Die Lokalmoränen in Vorarlberg sind nicht alle als Vorstoßstadien zu erklären. Zunächst bestehen bei einer frühzeitigen Trennung von Haupt- und Seitengletscher mehrere Möglichkeiten für ihre stratigraphische und chronologische Einstufung. Weil das Eisstromnetz im südlichen Walgau vermutlich seit „Stein am Rhein" nicht mehr geschlossen war, ist es durchaus möglich, daß sich danach die ersten Lokalmoränen als Rückschmelzstadien entwikkelten (siehe 6.). Die Hauptfrage ist dann, ob diese möglicherweise ältesten Lockalstadien später von neuen Gletschervorstößen zerstört worden sind oder nicht. Es gibt auch hier je nach Lage verschiedene Möglichkeiten. Das Beispiel der auf 1400–1450 m Höhe am Roßboden im Galinatal bewahrt gebliebenen Illmoränen ist für dieses Problem bezeichnend.

„Roßboden" ist auch für das Problem der Blockgletscher interessant. Hier hatte sich aus einer den Illmoränen gegenüber liegenden, NNW-exponierten Schutthalde ein Blockgletscher entwickelt. Bezüglich einer Übersicht wird auf die geomorphologische Karte und Dissertation von SEIJMONSBERGEN (1992) hingewiesen. Der Blockgletscher befindet sich auf 1400-1450 m Höhe und ist vermutlich älter als die von DE JONG und KWADIJK beschriebene Reihe. Wahrscheinlich ist deshalb mit mehr als zwei Perioden für die Entwicklung von Blockgletschern in Vorarlberg zu rechnen.

Auffallend sind die in der Literatur bestehenden gravierenden Unsicherheiten der zeitlichen Einordnung der Lokalstadien, siehe Abb. 8. Lokalstadien werden fast ausnahmslos als „Vorstoßstadien" interpretiert und von JORDI (1986) und von KELLER & KRAYSS (1987, 1988, 1991) als gleich alt oder jünger als die letzten Stadien des Rheintalgletschers betrachtet. Wir sind für „Weissbad" und die nachfolgenden Lokalstadien nicht davon überzeugt. Die frühe Trennung zwischen Haupt- und Seitengletscher bietet in Vorarlberg im Prinzip auch andere Möglichkeiten, wie in den Abb. 9 und 10 zum Ausdruck gebracht wird. Diese Tabellen geben nur eine vorläufige Übersicht, endgültige Aussagen über das relative Alter der Lokalstadien werden noch nicht gemacht. Die Tabellen sprechen für sich, doch sind die folgenden Bemerkungen wichtig:

Im Vergleich mit KELLER & KRAYSS wird für die späteiszeitlichen Hauptstadien in Vorarlberg allgemein von höheren Eisrandlagen ausgegangen, wenn auch die Unterschiede bei den jüngsten Stadien nicht sehr groß sind. Wir nehmen das Stadium W-10 dieser Autoren als Beispiel. Stand 10 entspricht einer Hauptphase des Konstanzer Stadiums und wird mit der Stauseebildung der 650–660 m Terrassen (Lingenau usw.) im Vorderen Bregenzerwald verbunden. Für Schwarzach, nördlich von Dornbirn, wird der Eisrand des Rheingletschers in dieser Phase auf

750 m dargestellt. Zwar ist „Konstanz" mit einer Reihe von Eisrandstadien in Vorarlberg vertreten, doch wird diese Lage von unserer Seite eher als Spät- oder Nachphase von „Konstanz" betrachtet. Östlich von Alberschwende gibt es deutliche Hinweise auf eine aktive Transfluenz des Rheintalgletschers über die Talwasserscheide von Alberschwende (720 m), als sich im Bregenzerwald die Deltaterrassen von Lingenau s. l. (650–660 m) bildeten (DE GRAAF, DE JONG & RUPKE, in Vorber.). Diese Transfluenz wird von KELLER & KRAYSS (1987) etwas früher angenom-

LEO DE GRAAFF 1992 — ALPINE GEOMORPHOLOGY RESEARCH GROUP

ZEIT		GLETSCHERGESCHICHTE (Literatur)							
		ALLGEMEIN; nach MAISCH 1982,1987				RHEINTAL-BODENSEE; Rheintalgl. und Lokalstadien			
		Zürcher Schule		Innsbr. Schule		JORDI 1986		KELLER & KRAYSS '87-'91	
B P	POLLENZONE CHRONOZONE	Gliederung	SGD BZN 1850 Meter	Gliederung	SGD BZN 1850 Meter	Gliederung	SGD BZN 1850 Meter	Gliederung	Eishöhen Feldkirch m üM
	PRÄBOREAL (IV)								
10,000	--10,000--			-Kromer ?	70-95	- gleich		-	
	JÜNGERE DRYAS (III)	EGESEN-Kromer -Bockten -Maximum	60-90 100-150 170-240	EGESEN -Maximum?	180-240			EGESEN	
11,000	--11,000--					-		-	
11,600	ALLERØD (II)					wie			
12,000	--11,800-- Ä.DR. (Ic) --12,000--			- II -DAUN ? - I	250-325	Zürcher -		DAUN ? -	
	BÖLLING (Ib)					Schule			
13,000	--13,000--							DAUN ? CLAVADEL -	
	ÄLTESTE DRYAS (Ia)	DAUN ? -III		GSCHNITZ ?	600-700	DAUN ? CLAVADEL ?	250-350 380-470	GSCHNITZ STEINACH	
		-II	250-350			GSCHNITZ ?	600-700		
		-I				CHUR STEINACH ?	700-800		
						SARGANS s.l.? (= BÜHL ?)	900- -1100		
14,000		CLAVADEL ? -	380-470	-STEINACH ?	800-900 /"heute"	FELDKIRCH s.l.? KONSTANZ ? (=Übersaxen/ Gurtis Niv.)?	>1100 >1100	-SARGANS FELDKIRCH WEISSBAD KOBLACH	500-600
		GSCHNITZ ?	600-700						
		STEINACH ?	700-800						
15,000		-		- BÜHL ?	900-1000 /"heute"	STEIN AM RHEIN ?		- KONSTANZ	1000
		CHUR ?							
16,000		- SARGANS ?		-		-		- STEIN AM RHEIN	1200 ?
17,000		- BÜHL ?		-		-		-	
18,000		-		-		-		- SCHAFFHAUSEN (= WURM-MAXIMUM)	1480

Vakgroep Fysische Geografie en Bodemkunde, Nieuwe Prinsengracht 130 - 1018 VZ Amsterdam - Univ. van Amsterdam

Abb. 8.
Literaturübersicht der Gletschergeschichte nach bestehenden Auffassungen.

men und ihrem Stand W-9 zugerechnet. Wir setzen die Haupteisrandlage W-10 des Konstanzer Stadiums für Schwarzach vorläufig um 70 m höher (auf 820 m) und für Feldkirch um 100 m höher (auf 1100 m) an.

Auffallend ist übrigens, daß sich das Konstanzer Stadium im Rheintal manifestiert. Die Eisrandlagen „Übersaxen" (1000 m; JORDI, 1986; KELLER, 1988) und Gartis-Übersaxen (1100 m; DE GRAAFF, 1992) sind beide nicht

LEO DE GRAAFF 1992 — ALPINE GEOMORPHOLOGY RESEARCH GROUP

MORPHOSTRATIGRAPHIE SW - VORARLBERG

RHEINTAL UND WALGAU

ZEIT	HAUPT-ABSCHMELZSTADIEN: Vorläufige spät-eiszeitliche Gliederung	Eisrand-lage m üM	Eishöhe Feldkirch m üM	ABBAU DER WALGAU - SEITENTALGLETSCHER: Abfolge des Eisabbaus und Eindringen des Illgletschers in der Seitentäler 1 bis 5	SGD BZN 1850 Meter	Lokalmoränen und Blockgletscher
IV	MOORGEBIET GASSERPLATZ Moorbasis ; ^{14}C: 9,500 ± 200			1 GAMPTAL 2 GALINA(TAL) 3 SAMINA(TAL)		
10.000-				4 GAMPERDONA(TAL)	--	-
				5 BRANDNERTAL	100 ?	
III	Pollenzonierung Seekreide GASSERPLATZ			6 GROßWALSERTAL	200 ?	I (EGESEN)
11.000-				7 KLOSTERTAL	--	-
	(Feldkirch-Göfis) (De GRAAFF et al,1989)					
II						
11.800	fein laminierter Seekreide					
Ic	mit Abwechslung				300 ?	I (DAUN ?)
12.000-	von humusreichen Bänder				--	- Phase 3 der Blockgletscher-entwicklung ?
	[ILL- UND RHEINTAL GLETSCHERFREI]					
Ib						
(SPÄT-	Seekreide mit Übergangen zur Tongyttja; blauer Seeton					
13.000-					--	-
					450 ?	
	?			↑ 7	650 ?	Phase 2 ?
Ia					600 ?	und
GLA-	FELDKIRCH s.l.	500-600	500-600		650 ?	Phase 1 ? der Block-gletscher-entwicklung ?
	KLAUS-PLATTENWALD	600-650	750	(früh- bzw. spätglaziales) ↑ 6		
	BUCHBRUNEN (BREGENZ-ÖLR)		820-840			
	RAINBERG-SULDIS	800-830	900		700 ?	
14.000-	(ÜBERSAXEN)	1000	1030	-- Eindringen des ILL-GLET-SCHERS ↑ 5	--	
ZIAL)	(GARTIS-ÜBERSAXEN) (= Konstanz ?)	1100	1100		750 ?	Zeitperiode mit möglicher Ausbildung von Lokalmoränen (und Block-gletscher)
	GULMALP-GRÖLLERKOPF	1200-1220	1250		850 ?	
15,000-				--	--	
	RÖSSBODEN-VALSCHERINA	1400-1420	1350	↑ 4	900 ?	höchstliegenden Moränenwällen des Illgletschers im Galinatal
---?---	ÄUßERE GAMPALP (= Stein am Rhein ?)	1450	1400	↑ 3	1000 ?	
(HOCH-				↑ 2		
				↑ 1		
16,000-				LETZTE EISZUFUHR DER SEITENTAL-GLETSCHER ZUM ILLTAL	--	-
GLA-						
17,000-				--	--	-
ZIAL)			1700 ?	Würm-Maximum ?	1300 ?	
18,000-				--	--	-

Vakgroep Fysische Geografie en Bodemkunde, Nieuwe Prinsengracht 130 - 1018 VZ Amsterdam — Univ. van Amsterdam

Abb. 9.
Die Morphostratigraphie nach dem letzten Hochstand in Vorarlberg. Das Abbrechen der Eiszufuhr zum Hauptgletscher aus verschiedenen Seitentälern läuft vielleicht parallel mit der ersten Entwicklung von Lokalmoränen.

überzeugend.Die nächstdeutlichen Stadien nordöstlich von Feldkirch sind „Rainberg-Suldis" (vergleichbare Gletscherlage Feldkirch maximal um 900 m: für „Konstanz" viel zu niedrig) und „Gulmalp-Kröllerkopf" (Gletscherlage Feldkirch um 1250 m: für „Konstanz" viel zu hoch), siehe Abb. 9.

Die höchstliegenden glazigenen Ablagerungen und fluviatilen Talfüllungen im südlichen Walgau zeigen das erste

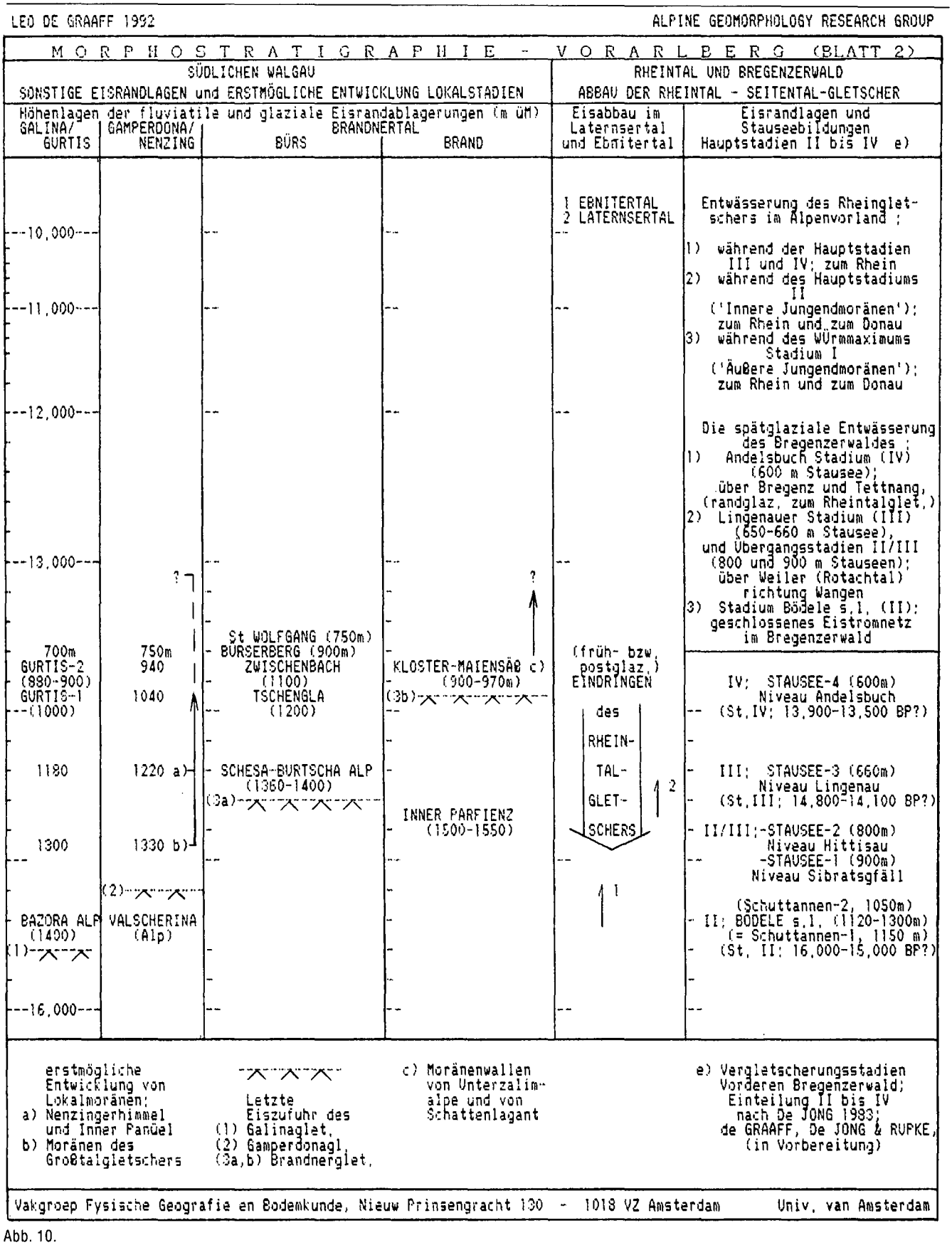


Abb. 10.
Weitere Detaillierungen im Walgau und ein Vergleich mit dem Vorderen Bregenzerwald.

Ausfallen von Seitentalgletschern auf 1400–1450 m Höhe. Die zugehörenden Eisrandlagen des Illgletschers im Galinatal (SEIJMONSBERGEN, 1992) sind „Stein am Rhein s. l." gleichzustellen. Abgeleitet von den Vergletscherungskarten von KELLER & KRAYSS sollten sie noch älter sein. Abb. 9 zeigt den Zerfall des Eisstromnetzes, seit die Eisoberfläche des Illgletschers bis unterhalb 1400 m (Standort Feldkirch) abgeschmolzen war. Die SGD-Werte bewegen sich lokal um die vorläufig in Abb. 9 geschätzten Mittelwerte.

Die Eiszufuhr zum Haupttal aus Gampbachtal, Galinatal, Saminatal und Gamperdona war wahrscheinlich vor 15.000 BP beendet (Abb. 9). Der Eisrand des Rhein- und Illgletschers (Standort Feldkirch) befand sich damals knapp unter 1300 m Höhe. Hinweise auf umfangreiche jüngere Vorstöße des Walgaugletschers haben wir nicht. Morphologisch und sedimentologisch sind nur kleinere Schwankungen möglich. Sehr interessant sind in dieser Hinsicht die glazigenen Ablagerungen des Großtalgletschers in Gamperdona, von KELLER (1988) als „Gschnitz-Vorstoß" beschrieben. Es handelt sich um eine fast 100 m mächtige, schwemmfächerartige Materialanhäufung vor der Mündung des Großtals, halben Weges im Gamperdonatal, dem Garfretschenwald gegenüber. An der Basis befindet sich lokal eine stark verdichtete Grundmoräne des Illgletschers (!). Diese ist von deformierten Seetonablagerungen überdeckt. Darauf liegen die moränenartigen Ablagerungen des Großtalgletschers. Am oberen Rande (Südwestseite) sind vom Wasser transportierte und verkittete Sedimente aufgeschlossen. Diese bestehen aus grobklastischen und kaum gerundeten Hauptdolomitschottern. Sie wurden vielleicht noch im Kontakt mit dem Gamperdonagletscher (deformierte Schichtung) deltaisch abgelagert. An der Oberfläche der Großtalfächer befinden sich wieder niedrige Seitenmoränen (Wälle) des Großtalgletschers. Eine bestimmte Dynamik des Großtalgletschers ist anzunehmen, die ganze Anhäufung von lakustrischen Sedimenten und Lokalmoränen ist hier aber nicht einfach als Wiedervorstoß erklärbar. Jedenfalls muß gleichzeitig mit Wasserstau und glazialer Abdämmung des Gamperdonatals gerechnet werden. Für weitere Beschreibungen siehe SEIJMONSBERGEN (1992).

Abgesehen von eisfreien Kämmen und Flecken dauerte die völlige Vergletscherung im Vorderen Bregenzerwald etwas länger als im Walgau (Abb. 10). Das ganze Gebiet war noch bis 15.000 BP von Gletschereis überdeckt. Die Erklärung ist vielleicht in den Niederschlagsunterschieden und in der massigen Eiszufuhr des Rheintalgletschers zu suchen. Die ersten größeren Stauseebildungen entwickelten sich im Bolgenach- und Subersachtal auf 900 m Höhe. Wir befinden uns damit zeitlich und räumlich in einem Übergangsstadium (II/III) zwischen „Stein am Rhein" und „Konstanz".

8. Verbindungen mit Klimakurven

DE GRAAF, DE JONG & RUPKE (in Vorber.) werden ausführlicher über die möglichen Verbindungen der Rheintal-Bodenseevergletscherung mit (Paläo-)Klimakurven berichten (siehe auch DE JONG, 1983). Die grönländischen und schweizerischen $^{16}O/^{18}O$ (Temperatur-)Kurven von DANSGAARD, JOHNSON, CLAUSEN & LANGWAY (1982) und von SIEGENTHALER, EICHER, ÖSCHER & DANSGAARD (1984) könnten dazu geeignet sein. Die grönländischen Kurven sind von Eisproben, die Schweizer Kurven von Seekreideablagerungen gewonnen worden. Bestimmte Seekreideprofile (z. B. „Gerzensee") zeigen einen gewissen Zusammenhang mit der „Dye 3" Grönlandkurve. Von SIEGENTHALER et al. wird dies aus einer gleichartigen Auswirkung auf Grönland und Europa durch die sich ändernde Meeresströmung im Nordatlantik erklärt. Für N-Amerika gibt es diesen Zusammenhang nicht.

Das Problem der Sauerstoffisotopenkurven ist ihre Verbindung mit absoluten Datierungen. Völlig sicher sind die Resultate jetzt noch nicht, aber die Pollenzonierung der Seekreideablagerungen ermöglicht bessere Verbindungen für das jüngere Spätglazial. Vielleicht läßt sich die Rheintalvergletscherung schließlich mit der „Camp Century" Kurve von DANSGAARD verbinden.

9. Schlußfolgerungen

Den geomorphologischen Kartierungen im Maßstab 1 : 10.000 der Alpine Geomorphology Research Group, Universität von Amsterdam, verdanken wir eine fast flächendeckende Übersicht über die Vorarlberger Quartärgeologie. Die sehr erweiterten Kenntnisse über Rückschmelzstadien des Rheingletschers im Bodenseeraum haben dazu beigetragen, die Hauptzüge der Talvergletscherung in Vorarlberg chronostratigraphisch mit dem Alpenvorland zu verbinden.

Viele Seitentäler des Ill- und Rheintals vergletscherten erst, als sich der Rhein- und Illgletscher hoch aufgebaut hatten. Es kann nicht bezweifelt werden, daß die lokalen Schneegrenzen kurz vor und nach dem letzten Hochstand höher als bisher angenommen waren. Ein geschlossenes Eisstromnetz entwickelte sich im südlichen Walgau erst, als Ill- und Rheintal bis über 1400 m (Standort Feldkirch) von Gletschereis erfüllt waren. Das Vorkommen von Lokalmoränen und zahlreichen Blockgletschern im Walgau ist vermutlich mit einer frühzeitigen Trennung von Haupt- und Seitentalgletschern verknüpft. Es wird deshalb in Frage gestellt, ob die chronologische Einstufung von Lokalstadien nur auf Basis von gleichen SGD-Werten erlaubt ist und ob diese Werte auf benachbarte Talsysteme übertragbar sind. Lokalstadien könnten in Vorarlberg zum Teil älter als die letzten Stadien des Rhein/Illtalgletschers sein.

Die Beziehungen zwischen Klimaänderungen (mit wechselnden Temperatur- und Niederschlagsverteilungen), Schneegrenzlagen, Vergletscherungsgrad und Entwicklung der Haupt- und Seitentalgletscher sollten in Vorarlberg unbedingt weiter analysiert werden. Das Rheintal/Bodenseegebiet bietet die besten Voraussetzungen für weitere Untersuchungen der Nord-Südverbindungen zwischen Alpen und Alpenvorland. Die Entwicklung einer genauen Quartärstratigraphie des Oberen Würms kommt jetzt in eine neue Phase.

Nachwort und Dank

Diese Publikation ist Dr. RUDOLF OBERHAUSER aus Anlaß seiner Pensionierung und seines Abschiedes von der GBA in Wien gewidmet. Sein leidenschaftliches Interesse für die Geologie und für unsere Arbeit in Vorarlberg war für mich immer ein Beispiel und ein Ansporn, die bestehenden Probleme anzugehen. Ich wünsche Kollegen OBERHAUSER auch im Ruhestand noch zahlreiche schöne Erlebnisse, zu Hause und im Gelände.

Gerne möchte ich mich bei der Geologischen Bundesanstalt für die Einladung und die gebotene Gelegenheit zur Präsentation meines Kurzreferates über die Vorarlberger Quartärgeologie beim offiziellen Abschied von Dr. OBERHAUSER in Wien am 5. Dezember 1991 bedanken. Die schriftliche Bearbeitung dieses Vortrags liegt jetzt vor.

Meine Kollegen MAT DE JONG, JAN RUPKE, JAAP VAN DER MEER, HARRY SEIJMONSBERGEN und HANS VAN NOORD haben wie immer mit ihren Bemerkungen und Diskussionen zur Verbesserung beigetragen. Hoffentlich wird es MARIA HEINRICH und WALTER KRIEG gelingen, dieses Manuskript richtig der deutschen Sprache anzupassen. Auch dafür meinen aufrichtigen Dank.

Literatur

BECKER, B., KRONER, B. & TRIMBORN, P. (1991): A stable-isotope trace-ring timescale of the Late Glacial/Holocene boundary. – Nature, **353**, 647–649.

BIK, M.J.J. (1960): Zur Geologie und Glazialgeologie des Frödisbach- und Mühltobeltals in Vorarlberg (Österreich). – Diss. Univ. Amsterdam, 175 S.

CHALINE, J. & JERZ, H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials (Bericht der SEQS 5). – Eiszeitalter und Gegenwart, **35**, 185–192.

CHEDEL, M. (1986): Pollenanalytische und moorkundliche Untersuchungen am Flachmoor Mariagrün bei Feldkirch/Vorarlberg (A). – Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Zürich.

DANSGAARD, W., JOHNSON, S.J., CLAUSEN, H.B. & LANGWAY, C.C.Jr. (1982): Climatic record revealed by the Camp Century ice core. – In: TUREKIAN, K.K. (Ed.): The Late Cenozoic Glacial Ages; Yale University Press, New Haven and London, 37–56.

DONGUS, H. (1980): Überlegungen zu spätglazialen Schneegrenzhöhenlagen in den Karen der allgäuer Molasseschichtrippen. – Arb. aus dem Geogr. Inst. Univ. des Saarlandes, Bd. **29**, Saarbrücken.

EICHER, U. (1979): Die $^{18}O/^{16}O$- und $^{13}C/^{12}C$-Isotopenverhältnisse in spätglazialen Süßwasserkarbonaten und ihr Zusammenhang mit den Ergebnissen der Pollenanalyse. – Diss. Univ. Bern, 205 S.

EICHER, U. (1987): Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. – Geogr. Helv., **2**, 99–104.

FURRER, G. (1987): Zur Gletscher-, Vegetations- und Klimageschichte der Schweiz seit der Späteiszeit. – Geogr. Helv., **2**, 61–62.

GELDER, G. VAN, DE GRAAFF, L.W.S. & SCHURINK, E. (1990): Subglacial consolidation of fine-grained stratified sediments: a neglected tool in reconstructing ice-thickness in pleistocene valley glaciers. – Arctic and Alpine Research Vol. **22**, No. 4, 329–340.

GEYH & SCHREINER (1984): ^{14}C-Datierungen an Knochen- und Stoßzahnfragmenten aus würmzeitlichen Ablagerungen im westlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). – Eiszeitalter und Gegenwart, Band **34**, 155–161.

GRAAFF, L.W.S. DE (1986a): Zur Deglaziationsgeschichte der Walgau-Ausgänge im Bereich Feldkirch, Göfis, Satteins. – Exkursionsführer Vorarlberg, Österr. Geol. Ges., 43–46, 128–129.

GRAAFF, L.W.S. DE (1986b): Zur Deglaziationsgeschichte des Bregenzerwaldes, mit spezieller Berücksichtigung des Gebietes Andelsbuch-Egg. – Exkursionsführer Vorarlberg, Öst. Geol. Ges., 74–80.

GRAAFF, L.W.S. DE (1986c): Neue Einsichten in die Talvergletscherung in Vorarlberg. – Kurzreferat zur Tagung „Ostalpen-Westende" der Österr. Geol. Ges., Dornbirn.

GRAAFF, L.W.S. DE (1989): Pleistocene Deposits in Vorarlberg. – Unpubl. Referat. Summary. – In SEUFFERT, O. (Ed.): Abstracts of papers and posters, Second Intern. Conf. on Geomorph., Frankfurt/Main (Geoöko-Verlag), 64.

GRAAFF, L.W.S. DE (1992): Zur Altersbestimmung eines Mammut-Stoßzahns (Kiesgrube Hochwacht) und ihre Bedeutung für die morphostratigraphische Einstufung der Quartärablagerungen zwischen Bregenz und Langen. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Bregenz (im Druck).

GRAAFF, L.W.S. DE & RUPKE, J. (1979): De glaciale en fluviatiele ontwikkeling van het Bregenzerwald (Vorarlberg, Oostenrijk) aan het einde von de laatste ijstijd. – Geografisch Tijdschrift, Nieuws reeks **13**, 260–278.

GRAAFF, L.W.S. DE, DE JONG, M.G.G., RUPKE, J. & VERHOFSTAD, J. (1987): A Geomorphological Mapping System at scale 1 : 10.000 for mountainous areas. – Z. Geomorph. N.F., **31**/2, 229–242.

GRAAFF, L.W.S. DE, KRIEG, W., DE JONG, M.G.G., RUPKE, J., SEIJMONSBERGEN, A.C., SLOTBOOM, R.T. & VAN WESTEN, C.J. (1989): Vorarlberg, Developments in Alpine Geomorphology. – In: SEUFFERT, O. (Ed.): Excursionguide Fieldtrips C 14a,b, Second Intern. Conf. on Geomorph., Frankfurt/Main (Geoöko-Verlag), 70 S.

GRAAFF, L.W.S. DE, KUIJPER, W.J. & SLOTBOOM, R.T. (1989): Schlußvereisung und spätglaziale Entwicklung des Moorgebiets Gasserplatz (Feldkirch-Göfis, Vorarlberg). – Jb. Geol. B.-A., **132**/2, 397–413, Wien.

GRAAFF, L.W.S. DE, DE JONG, M.G.G. & RUPKE, J. (in Vorber.): Der Eisabbau im Vorderen Bregenzerwald und in Nachbargebieten (Vorarlberg, Österreich) nach dem letzteiszeitlichen Eishochstand.

HAAGSMA, K. (1974): Geomorfologische en glaciaalgeologische onderzoekingen in de Wallgau (Vorarlberg, Oostenrijk). – Dissertation, Univ. Leiden, 165 S.

HANTKE, R. (1978): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band I. – Thun (Otto-Verlag), 468 S.

HANTKE, R. (1980): Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Band II. – Thun (Otto-Verlag), 703 S.

HANTKE, R. (1987): Zur Tal- und Reliefgeschichte des Churfirsten-Alvier-Gebiets (Kanton St. Gallen). – Geogr. Helv., **2**, 159–168.

HEISSEL, W., OBERHAUSER, R. & SCHMIDEGG, O. (1967): Geologische Karte des Walgaus 1 : 25.000. – Geol. B.-A., Wien.

JONG, M.G.G. DE (1983): Quaternary deposits and landforms of W. Allgäu (Germany) and the deglaciation after the last major ice advance. – Dissert. Publ. Fys. Geogr. & Bodemk. Lb., Univ. Amsterdam, Nr. **36**, 186 S.

JORDI, U. (1977): Geomorphologische Untersuchungen im unteren Saminatal, im äußeren Walgau und in der Umgebung von Feldkirch. – Dipl.-Arb. Geogr. Inst. Univ. Bern.

JORDI, U. (1986): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Taminatal und im Rheintalabschnitt zwischen Flims und Feldkirch (Ostschweiz/Vorarlberg). – Thesis, Geograph. Bernensia G. 27, Geogr. Inst. Univ. Bern.

KELLER, O. (1988): Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlichen Rhein-Alpen (Weißbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Schriftenreihe Physische Geographie, Volume **27**, Univ. Zürich, Band A: Textband, 241 S., Band B: Figuren und Abbildungen, 291 S.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1980): Die letzte Vorlandvereisung in der Nordostschweiz und im Bodensee-Raum (Stadialer Komplex Würm-Stein am Rhein). – Eclogae geol. Helv., **73**/3, 823–833.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. – Schriften Verein für Gesch. des Bodensees, **101**, 113–129.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1987): Die hochwürmzeitlichen Rückzugsphasen des Rhein-Vorlandgletschers und der erste alpine Eisrandkomplex im Spätglazial. – Geographica Helvetia, **2**, 169–178.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1988): Eisrandkomplexe im nördlichen Bodenseeraum (Tattnang-Fürmoos). – Führer f.d. Quartärexkursion der Universitäten Stuttgart-Hohenheim und Zürich-Irchel, mit Beilagen, 22 S.

KELLER, O. & KRAYSS, E. (1991): Der Eisaufbau des Rhein-Linth-Gletschers im Oberen Würm: ein Modell. – In: BURKHARD FRENZEL, (Hrsg.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130.000 Jahre, Akademie der Wissensch. u.d. Lit., Mainz, Stuttgart – New York (Gustav Fischer) 421–433.

KRASSER, L. (1936): Der Anteil zentralalpiner Gletscher an der Vereisung des Bregenzerwaldes. – Zeitschr. f. Gletscherk., **24**, 99–121.

KRASSER, L. (1940): Die diluviale Ausgestaltung des alpinen Oberrheintales. – Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Vereines N.F., **39**, 79–87.

KRAYSS, E. (1985): Zur Gliederung des Eisaufbaus der hochwürmzeitlichen Bodensee-Vorlandvergletscherung. – Phys. Geogr., **16**, Zürich, 23–30.

KRAYSS, E. & KELLER, O. (1983): Die Bodensee-Vorlandvereisung während des Würm-Hochglazials. – Schriften Verein für Gesch. des Bodensees, **101**, Zürich, 113–129.

KRIEG, W. & VERHOFSTAD, J. (Eds.) (1986): Gestein und Form, Landschaften in Vorarlberg. – Dornbirn (Hecht-Verlag) 209 S.

MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – Diss. Univ. Zürich, Phys. geogr., **3**, 217 S.

MAISCH, M. (1982): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials. – Geographica Helvetia, **2**, 93–104.

MAISCH, M. (1987a): Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials: Analyse und Interpretation von Schneegrenzdaten. – Geogr. Helv., **23**, 63–91.

MAISCH, M. (1987b): Die Gletscher um 1850 und heute im Bündnerland und in den angrenzenden Gebieten: Untersuchungen zur Höhenlage, Veränderung und räumlichen Struktur von Schneegrenzen. – Geogr. Helv., **2**, 127–145.

MANGERUD, J., ANDERSEN, S.T., BERGLUND, B. & DONNER, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. – Boreas, **3**, 109–128.

MÜLLER, F. (1979): Die Vergletscherung des Kt. Thurgau während der wichtigsten Phasen der letzten Eiszeit. – Mitt. Thurg. Nat. f.Ges., **43**, 47–73.

OBERHAUSER, R. (1979): Helvetikum, Südliche Flyschzone und Quartär am Rheintalrand und im westlichen Walgau. – Mit Beiträgen von R. HANTKE, Zürich und E. VONBANK, Bregenz, Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. 61, 57–70.

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, Tauchnitz Leipzig, 1199 S.

RAPPOL, M (1983): Glacigenic properties of till. Studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and the Netherlands. – Diss. Univ. Amsterdam, 225 S.

RESCH, W., LOACKER, H. & HANTKE, R. (1979): Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald mit Besuch der Kraftwerksbauten (Exk. C am 19. April 1979). – Jber. Mitt. Oberrh. Geol. Ver., N.F., **61**, 19–36.

SEIJMONSBERGEN, A.C. (1992): Geomorphological evolution of an alpine area and its application to geotechnical and natural hazard appraisal in the NW-Rätikon mountains and S-Walgau (including geomorphological map series at 1 : 10.000 scale). – Diss Univ. Amsterdam (in Vorber.).

SEIJMONSBERGEN, A.C. & VAN WESTEN, C.J. (1987): Geomorphological, Geotechnical and Natural Hazard Maps of the Hintere Bregenzerwald Area (Vorarlberg, Austria). – Dipl.-Arb., Univ. Amsterdam, Part 1, Text: 176 pp., Part 2, Annexures: 132 pp.

SEIJMONSBERGEN, A.C. & VAN WESTEN, C.J. (1988): Geomorphologische, geotechnische und Naturgefahrenkarten des Hinteren Bregenzerwaldes (Vorarlberg, Austria). – RUPKE, J. & KRIEG, W. (eds.) Zwölf Blätter 1 : 10.000 und Erläuterungsheft (82 pp.), Univ. Amsterdam und Vorarlberger Naturschau, Dornbirn.

SIEGENTHALER, U., EICHER, U., ÖSCHGER, H. & DANSGAARD, W. (1984): Stable oxygen and carbon isotope analyses. – In: BURGLUND, B.E. (ed.): Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology, Chichester (Wiley & Sons).

SIMONS, A.L. (1985): Geomorphologische und glazialgeologische Untersuchungen in Vorarlberg, Österreich. – Schriften des Vorarlberger Landesmuseums, Reihe A, Band 1, Bregenz, 257 S.

SMIT SIBINGA-LOKKER, C. (1965): Beiträge zur Geomorphologie und Glazialgeologie des Einzuggebietes der Dornbirner Ache (Vorarlberg, Österreich). – Diss. Univ. Leiden, Publ. v.h. Fys. Geogr. Laboratorium, Univ. Amsterdam, No. **7**.

STAKENBORG, J.H.T. (1986): Digitizing alpine morphology. A digital terrain model based on a geomorphologic map for computer assisted applied mapping. – ITC-Journal 1986/4, 299–306.

TRICART, J. (1960): A subglacial gorge: La Gorge du Guil (Hautes-Alpes). – J. of Glaciology, **3**, 646–651.

WELTEN, M. (1978): Das jüngere Quartär im nördlichen Alpenvorland der Schweiz auf Grund pollenanalytischer Untersuchungen. – In: FRENZEL, B. (ed.): Führer der Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 „Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere" (1976), Bonn – Bad Godesberg, Deutsche Forschungsgemeinschaft, 53–75.

WELTEN, M. (1982a): Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen in den westlichen Schweizer Alpen. – Bern – Wallis, Denkschr. Schw. Naturf. Ges., **95**, 1–104.

WELTEN, M. (1982): Stand der palynologischen Quartärforschung am Schweizerischen Nordalpenrand. – Geogr. Helv. (b2), 75–83.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 4	S. 825–843	Wien, Dezember 1992

Die vorquartäre Geologie im Andelsbucher Becken (Vorarlberg)

Von ULRIKE FESSLER, THOMAS KIESSLING, HANS RISCH & WOLFGANG ZACHER*)

Mit 11 Abbildungen und 1 Tabelle

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Österreich
Vorarlberg
Andelsbucher Becken
Helvetikum
Tektonik
Paläogeographie

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 112

Inhalt

Zusammenfassung ... 826
Abstract ... 826
1. Einleitung und Problematik ... 826
2. Helvetische Schichtfolgen ... 826
2.1. Allgemeiner Überblick ... 826
2.2. Seewerkalk ... 826
2.3. Amdener Schichten ... 827
2.4. Leibodenmergel ... 827
2.5. Leistmergel ... 827
2.6. Bregenzer-Ach-Schichten ... 827
3. Liebensteiner Decke ... 829
3.1. Allgemeiner Überblick ... 829
3.2. Schmiedebach-Serie ... 829
3.3. Liebensteiner Kalk ... 831
3.4. Leimern-Schichten ... 831
3.5. Eozäne Sand- und Nummulitenkalke ... 831
4. Feuerstätter Decke ... 832
4.1. Allgemeiner Überblick ... 832
4.2. Schelpen-Serie ... 832
4.3. Junghansen-Formation ... 833
5. Rhenodanubische Flyschzone ... 835
5.1. Reiselsberger Sandstein ... 835
5.2. Piesenkopf-Schichten ... 835
6. Tektonischer Bauplan ... 835
6.1. Molasse-Südgrenze ... 837
6.2. Hohenemser Decke ... 837
6.3. Vorarlberger Säntis-Decke ... 838
6.4. Liebensteiner und Feuerstätter Decke ... 838
6.5. Rhenodanubische Flyschzone ... 839
7. Zur Paläogeographie der Ablagerungsräume ... 840
7.1. Helvetikum-Zone ... 840
7.2. Liebensteiner Zone ... 840
7.3. Feuerstätter Zone (Ultrahelvetikum s. str.) ... 840
7.4. Rhenodanubischer Flysch ... 842
Literatur ... 842

*) Anschriften der Verfasser: Dipl.-Geol. ULRIKE FESSLER, Dipl.-Geol. THOMAS KIESSLING, Univ.-Prof. Dr. WOLFGANG ZACHER, Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieurgeologie, Technische Universität München, Lichtenbergstraße 4, D-8046 Garching; Priv.-Doz. Dr. HANS RISCH, Bayerisches Geologisches Landesamt, Heßstraße 128, D-8000 München 40.

Zusammenfassung

Unter ausgedehnter und dichter Quartärüberdeckung tritt im Andelsbucher Becken Vorarlbergs in zahlreichen isolierten und meist tektonisch begrenzten Aufschlüssen der vorquartäre Untergrund zutage. Auf der Grundlage einer detaillierten Neukartierung 1:10.000 und damit verbundener Bearbeitung von mehreren hundert Mikroproben konnten die Vorkommen verschiedenen tektonischen Einheiten zugeordnet werden. Für die Bregenzer-Ach-Schichten (vorwiegend Santon) samt fraglicher Eozänkalksandstein-Bedeckung konnte eine Fensternatur aus einer tieferen Einheit als der Vorarlberger Säntis-Decke („Hohenemser Decke") wahrscheinlich gemacht werden. Am Nordrand der Vorarlberger Säntis-Decke (Winterstaude-Antiklinorium) treten keine jüngeren Ablagerungen als Leistmergel auf. Der inkohärenten Liebensteiner Decke wurden die Schmiedebach-Serie samt Nummulitenkalken als Übergangsfazies zum Südhelvetikum, der Liebensteiner Kalk und die Leimern-Schichten zugeordnet. Die Feuerstätter Decke (= Ultrahelvetikum s. str.) ist mit der Schelpen-Serie (Nordfazies) und der Junghansen-Formation (Südfazies), beide in Flysch- bzw. Wildflyschfazies, vertreten. Der tektonisch höchsten Einheit, der Rhenodanubischen Flyschzone, gehören die Klippe des Hochälpele und das kleine Vorkommen bei Kohlgrub an, beide in der Sigiswanger Nordfazies.

Pre-Quaternary Geology in the Andelsbuch Basin (Vorarlberg)

Abstract

The Andelsbuch basin, situated at a widening of the Bregenzer Ach valley between Egg and Bersbuch/Vorarlberg, Austria, is caused by glacial erosion of mainly marly rocks and flysch sequences. A detailed mapping 1:10.000 and the determination of several hundred microfaunas revealed that the sequences occurring mostly in isolated outcrops belong to very different tectonic units, originally arranged from N to S as follows: Bregenzer-Ach-Schichten (?Hohenems Nappe), South Helvetic of the Vorarlberg Säntis Nappe, Liebenstein Zone, Feuerstätter Zone (Ultrahelvetic s.str.) and the south Penninic Rhenodanubian Flysch Zone. Posteocene tectonic transport in form of incoherent thrust sheets has brought the different sequences into their present position south of the Subalpine Molasse.

1. Einleitung und Problematik

Zwischen der Molasse-Rippe von Egg und dem Durchbruch durch das helvetische Klausberg-Gewölbe weitet sich das Tal der Bregenzer Ache zu einem weiten Becken, in dem die quartären Ablagerungen weitgehend die morphologische Gliederung bestimmen.

In der Vergangenheit ist besonders den quartären Erscheinungen viel Aufmerksamkeit gewidmet worden, während der geologische Untergrund zuletzt in den Arbeiten von HÜGEL (1956) und GRÜNVOGEL (1959) eingehender untersucht wurde. Eine grundlegende Neubearbeitung erschien deshalb im Hinblick auf die geologische Karte Blatt 117 Bezau angebracht.

Nach Vorarbeiten zu Blatt Oberstdorf 1 : 100.000 (ZACHER, 1972) wurde deshalb der Bereich des „Andelsbucher Beckens" in zwei Diplomarbeiten (FESSLER, 1991 und KIESSLING, 1991) geologisch völlig neu im Maßstab 1 : 10.000 kartiert, wobei die Bearbeitung und Einstufung von mehreren hundert Mikrofaunen durch H. RISCH erfolgte.

Neben einer quartärgeologisch sehr differenzierten Moränen- und Terrassenlandschaft (darüber ist eine eigene Arbeit vorgesehen) erwies sich die Unterscheidung der verschiedenen, zahlreichen tektonischen Einheiten angehörenden Gesteinstypen als sehr schwierig. Es handelt sich dabei zum überwiegenden Teil um alle erdenklichen Arten von Tonmergeln, die in einer braungrauen Farbe auftreten. Die Gesteinsserien existieren nur in Form tektonisch zerrissener und verschuppter Deckenreste. Eine stratigraphisch ungestörte Abfolge war somit nur selten anzutreffen. Trotz dieser Schwierigkeiten ist es gelungen, ein in Karte und Profil konsistentes Bild über den geologischen Aufbau dieses landschaftlich so reizvollen Teiles von Vorarlberg zu entwerfen.

Für ihre freundliche Hilfe möchten wir uns vielmals bedanken bei Herrn Dr. H. LOACKER (Vorarlberger Illwerke) für die Überlassung des Profiles durch den Lorenastollen, Herrn MOHR (Vorarbeiter Naturschau Dornbirn) für Hilfe bei der Literaturbeschaffung und Herrn W. VOGT (Landeswasserbauamt Vorarlberg in Bregenz) für Flurnamenkarten und den Einblick in die Herkunft und Bedeutung der Ortsbezeichnungen.

2. Helvetische Schichtfolgen

2.1. Allgemeiner Überblick

Das Vorarlberger Helvetikum entspricht nach HEIM, Arn. & BAUMBERGER, E. (1933) der östlichen Fortsetzung der Schweizer Säntis-Decke. Es handelt sich dabei um Ablagerungen des südlichen europäischen Schelfes, dessen Nordteil durch Oszillationen des Meeres mit Transgressionen und Regressionen beeinflußt wird und dessen labilerer Südteil durch wachsende Sedimentmächtigkeiten gekennzeichnet ist.

Im Andelsbucher Becken sind von der Vorarlberger Säntis-Decke aufgeschlossen:

2.2. Seewerkalk

Der Seewerkalk ist ein Produkt ruhiger Sedimentationsbedingungen, die aus der Zunahme der Wassertiefe im helvetischen Trog während der Oberkreide resultieren. Dadurch entstand ein aus über 90% $CaCO_3$ bestehender pelagischer, biogener Kalkmikrit. Dieser Gesteinstyp tritt bei Lüttin, wo der Seewerkalk direkt an der Straße von Schwarzenberg Richtung Bödele in einem Bereich von ca. 200 bis 300 m aufgeschlossen ist, und an der Angelikahöhe im Ostteil Schwarzenbergs im Gelände als Härtlingsrippe hervor.

Der harte, splittrige, an Foraminiferen reiche Kalk, bei dem Kalkmergellagen eine eher untergeordnete Rolle spielen, zeigt im allgemeinen eine hell- bis mittelgraue Färbung, die im Vorkommen südöstlich der Angelikahöhe von dunklen Streifen und Flecken durchzogen wird, die auf eine biogene Durchwühlung des noch unverfestigten Sediments zurückzuführen sind. Im Bachanschnitt südlich des Luomesgraben zeigt dieser Gesteinstyp eine leichte Rosafärbung, die besonders am anpolierten Handstück gut zu erkennen ist.

Der Aufschluß bei Lüttin, der nach HÖFLE (1972) zum Liebensteiner Kalk gerechnet wurde, wird in dieser Arbeit hinsichtlich seiner tektonischen Stellung sowie aufgrund der im Dünnschliff vorhandenen Calcisphären dem Seewerkalk zugeordnet. Die Mächtigkeit kann mit mindestens 50–60 m angegeben werden.

Die Mikrofauna des Seewerkalkes erbrachte ein Alter von mittlerem Turon bis Santon.

Schliffe Seewerkalk

Fundort: An der Straßenkehre von Schwarzenberg Richtung Bödele bei Lüttin, 760 m ü. NN.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Marginotruncana coronata (BOLLI)
Praeglobotruncana praehelvetica (TRUJILLO)
Whiteinella sp.
Hedbergella sp.
Dorothia oxycona (REUSS)
Oligostegina sp.
Alter: Mittleres Turon–Coniac.
Fundort: Ca. 150 m SW' der Angelikahöhe, 690 m ü. NN.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Whiteinella brittonensis (LOEBLICH & TAPPAN)
Heterohelix sp.
Nodosaria sp.
Lenticulina sp.
Gavelinella sp.
Gaudryina sp.
Marssonella sp.
Arenobulimina sp.
Alter: Turon–Coniac (Santon).

2.3. Amdener Schichten

Der Schichtname, nach der Ostschweizer Ortschaft Amden am Walensee, wurde von Arn. HEIM & OBERHOLZER vorgeschlagen. Die Bezeichnung wurde aufgestellt, da sich die darunter zusammengefaßten Gesteinstypen aufgrund ihrer lithologischen Ähnlichkeit nicht immer voneinander trennen lassen.

Im Andelsbucher Becken ist eine Unterteilung in Leibodenmergel, Leistmergel und Bregenzer-Ach-Schichten möglich.

Als Sedimentationsraum für die Amdener Schichten wird ein „von Norden nach Süden zu vertiefendes offenes Meeresbecken" angenommen, in dem im allgemeinen oxydierendes Milieu mit erhöhter Detritus-Zufuhr herrschte.

2.4. Leibodenmergel

Die Leibodenmergel vermitteln faziell zwischen dem Seewerkalk im Liegenden und den sandig-tonigen Leistmergeln im Hangenden. Dieser Gesteinstyp, der das Gegenstück zu den Leimern-Schichten der Liebensteiner Zone darstellt und mit deren Ausbildung nahezu identisch ist, wurde aufgrund seiner Lage im stratigraphisch Hangenden des Seewerkalkes bei Lüttin als Leibodenmergel ausgeschieden. Der direkte Übergang aus dem Seewerkalk ist jedoch durch Moränen verdeckt.

Die Leibodenmergel bilden im Aufschluß eine ca. 10 m hohe Wand und liegen tektonisch neben Gesteinen der Schmiedebach-Serie.

Lithologisch handelt es sich um plattige, grün-graue und sandfreie Mergel, die sehr hell anwittern. Sie zeigen neben fein verteiltem Pyrit charakteristische dunkle Flekken und Schlieren, die durch Bioturbation entstanden sind. Auf den verwitterten Oberflächen lassen sich schon mit bloßem Auge Globotruncanen als kleine schwarze Punkte erkennen.

Die Mächtigkeit der Leibodenmergel beträgt bei Lüttin zwischen 50 m und maximal 80 m. Die Ergebnisse der Schlämmanalysen ergaben für dieses Schichtglied ein Alter von Coniac bis Santon.

Schlämmproben Leibodenmergel

Fundort: Loserbach, ca. 200 m W' Lüttin, 780 m ü. NN.
Rosita fornicata (PLUMMER)
Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Hedbergella sp.
Stensiöina exsculpta (REUSS)
Archaeoglobigerina cretacea (d'ORBIGNY)
Globorotalites michelinianus (d'ORBIGNY)
Alter: Santon.

2.5. Leistmergel

Bei diesem in einem hemipelagischen Bereich abgelagerten Gesteinstyp machen sich deutlich klastische, terrigene Einflüsse bemerkbar.

Schwankende Mächtigkeiten des Seewerkalkes und der Leibodenmergel sowie Gerölle an der Basis der Leistmergel weisen darauf hin, daß zu Beginn des Santons eine Phase der Abtragung vorausgegangen sein muß.

Die Leistmergel treten in den Bächen nördlich von Au und zum überwiegenden Teil an der Bregenzer Ache auf, wo sie östlich von Rain eine Wand von ca. 5 bis 6 m Höhe bilden. Den Hügel des Blaserwaldes bauen sie im Südteil bis zu einer Höhe von 655 m ü. NN auf.

Westlich der Kiesgrube Bühel an der Bregenzer Ache, in der Umgebung des Krähenberges (858 m) und bei der Gütlealpe findet man die Leistmergel in Bacheinschnitten aufgeschlossen.

Dieser Gesteinstyp zeigt sich recht monoton, ohne Einschaltung von Hartbänken, und weist aufgrund seiner Inkompetenz in den Bächen nördlich von Au Kleinverfältelungen auf. Die schwach glimmerigen, braun-grauen Mergel besitzen einen deutlichen Feinsandanteil und zeigen im Gelände plattige bis leistig-stengelige Brucheigenschaften.

Die Leistmergel wittern ocker-braungrau an, was auf die Oxydierung des in den Mergeln enthaltenen Pyrits zurückzuführen ist.

Diese Gesteinsserie besitzt eine Mächtigkeit von ca. 200 m. Exakte Angaben lassen sich aufgrund der Verfaltung dieser Schichten nicht machen. Die an Makrofossilien sehr arme Schichtserie weist eine reichhaltige Mikrofauna auf, die eine Altersdatierung von Coniac bis Santon ermöglichte.

Schlämmproben Leistmergel

Fundort: Bregenzer Ache, E' von Rain, 580 m ü. NN.
Dicarinella concavata (BROTZEN)
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Heterohelix sp.
Hedbergella sp.
Lenticulina sp.
Nodosaria sp.
Gavelinella sp.
Ammodiscus sp.
Alter: Mittleres Coniac–Santon.

2.6. Bregenzer-Ach-Schichten

Das Vorkommen dieser Gesteine ist wahrscheinlich auf einen Teil Vorarlbergs beschränkt; sie stehen vor allem im Tal der Bregenzer Ache in der Umgebung von Schwarzenberg und Andelsbuch an, wo sie im Gegensatz zu den anderen dort auftretenden Gesteinstypen schroffere Wände bilden.

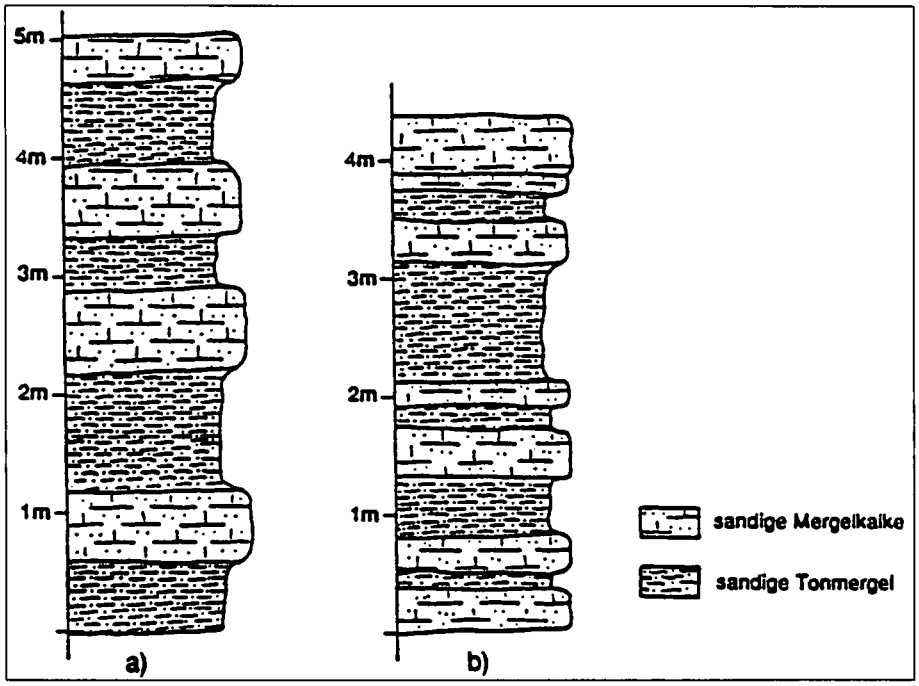


Abb. 1.
Lithologische Profilabschnitte aus den Bregenzer-Ach-Schichten.
a) Loserbach, 50 m oberhalb Mündung in die Bregenzer Ache.
b) Bregenzer Ache, 100 m nördlich Mündung des Loserbaches.

Erwähnt wurden diese Schichten bereits 1909 von WEPFER, der sie zwar noch in seine Seewerkreide mit einbezog, sie altersmäßig aber bereits richtig in die Oberkreide datierte.

RIEDEL (1940) schlug für diese Schichten schließlich den Namen „Bregenzer-Ach-Schichten" vor.

Es handelt sich dabei vorwiegend um grau-blaue, rostfleckige, sandige und glimmerhaltige Tonmergel, die einen wesentlich härteren, sandigeren und dickschichtigeren Charakter als die Leist- oder Leibodenmergel besitzen und lithologisch eher mit den Wangschichten zu vergleichen sind. Untergeordnet treten auch etwas weichere, schiefrige und bräunliche Mergel auf, die an der Südseite der Mündung des Loserbaches in die Bregenzer Ache anstehen. In beide Mergeltypen schalten sich rauhe, ebenfalls sandige Kalke ein, die beim Anschlag einen bituminösen Geruch aufweisen. Die Mächtigkeit der Mergellagen schwankt stark. Die Sandkalklagen besitzen eine Dikke bis zu 70 cm und können bis zu 1,5 m mächtig werden.

OBERHAUSER (1984) vergleicht diese Schichten mit einem Horizont, der in gleicher Position in der Molasse-nahen Schuppenzone des schweizerischen Rheintales vorkommt und *Pycnodonta vesicularis* enthält.

Die Mächtigkeit der Bregenzer-Ach-Schichten ist wegen der starken und teilweise auch internen Verschuppungen und Verfaltungen nur schwer anzugeben, sie dürfte bei etwa 200 m liegen.

Folgende Faunen konnten aus den Bregenzer-Ach-Schichten geschlämmt werden:

Schlämmproben
Bregenzer-Ach-Schichten
Fundort: Brühlbach Wasserfälle.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Archaeoglobigerina cretacea (d'ORBIGNY)
Hedbergella sp.
Dicarinella primitiva (DALBIEZ)
Gavelinella sp.
Arenobulimina sp.
Marssonella sp.
Spiroplectammina sp.
Alter: Mittleres Coniac–Unterstes Santon.

Fundort: Ruhmanen, in der Bregenzer Ache.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Whiteinella baltica DOUGLAS & RANKIN
Hedbergella sp.
Heterohelix sp.
Gavelinella sp.
Trochammina sp.
Ostracoden: *Costaveenia* sp.
Alter: Coniac–Santon.

Fundort: Bregenzer Ache südlich Buchen.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Archaeoglobigerina cretacea (d'ORBIGNY)
Hedbergella sp.
Neoflabellina suturalis (CUSHMAN)
Gavelinella sp.
Globorotalites sp.
Vaginulina sp.

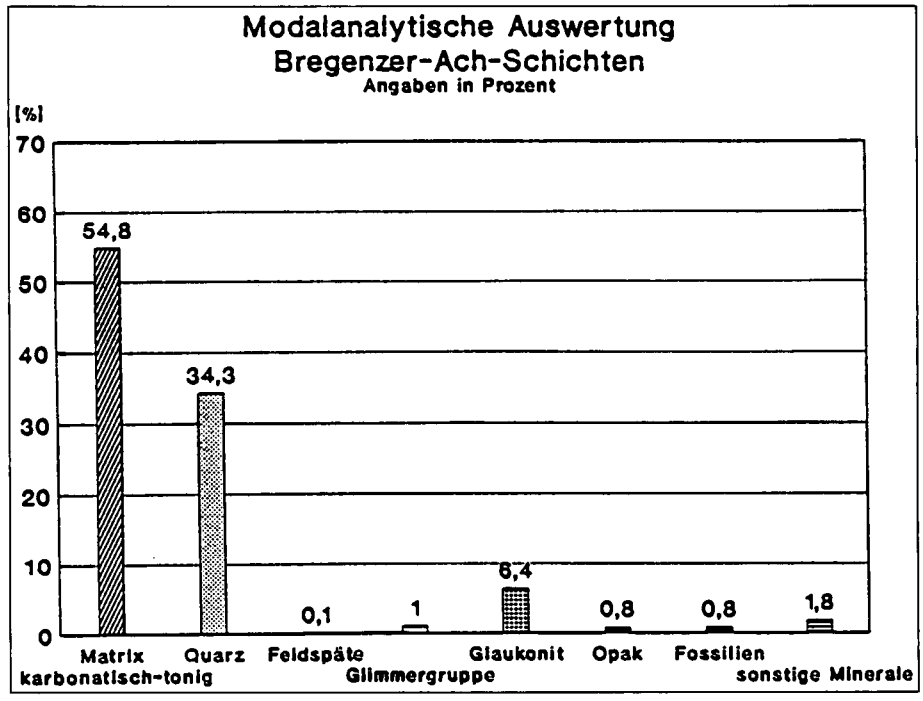


Abb. 2.
Modalanalytische Auswertung von 6 Proben aus den Bregenzer-Ach-Schichten.
Der Quarz hat einen mittleren Korndurchmesser zwischen 0,06 und 0,07 mm bei guter bis sehr guter Sortierung.

Lenticulina sp.
Ataxophragmium depressum PERNER
Dorothia sp.
Ammobaculites sp.
Ostracoden: *Prosteneis* cf. *radegasti* POKORNY u.a.
Alter: Oberconiac(–Santon?).

Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Gavelinella sp.
Quadrimorphina sp.
Lenticulina sp.
Dentalina sp.
Gyroidina sp.
Ataxophragmium depressum (PERNER)
Arenobulimina sp.
Ostracoden
Alter: Coniac–Santon.

Fundort: Bregenzer Ache, ca. 100 m N' der Mündung des Loserbaches.
Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY)
Globotruncana bulloides VOGLER
Globotruncanita elevata (BROTZEN)
Rosita fornicata (PLUMMER)
Gavelinella sp.
Nodosaria sp.
Lenticulina sp.
Textularia sp.
Marssonella sp.
Alter: Untercampan.

Die paläogeographische und auch tektonische Zuordnung der Bregenzer-Ach-Schichten ist nicht eindeutig zu klären. Einerseits könnte ihr relativ hoher Sandgehalt auf eine mehr festlandnahe Ablagerung nördlich der Leistmergel hindeuten, andererseits treten nach Süden zu in der Liebensteiner Zone ebenfalls z.T. den Bregenzer-Ach-Schichten und den im Südhelvetikum abgelagerten Wangschichten ähnelnde sandige Mergel auf, die fazielle Anklänge an die Bregenzer-Ach-Schichten zeigen. WYSSLING (1986:167) sieht die Bregenzer-Ach-Schichten als nördliche Schuppen der relativ zur Säntis-Decke tektonisch liegenden „Hohenemser Decke" an. Dies würde einem nördlich der Leistmergel gelegenen Ablagerungsraum entsprechen. Die Vorkommen von Bregenzer-Ach-Schichten sind alle von tektonisch höheren Einheiten umrahmt, so daß eine Fenster-Position plausibel erscheint.

3. Liebensteiner Decke

3.1. Allgemeiner Überblick

Die Liebensteiner Zone bildet den südlichen Anschluß an den Faziesraum des Südhelvetikums. Es bestehen zwischen beiden Ablagerungsbereichen sowohl fazielle als auch faunistische Übergänge. Der Liebensteiner Faziesraum war während der ganzen Oberkreide bis in das Mitteleozän durch hochpelagische Sedimentation gekennzeichnet.

Nachdem CORNELIUS (1921) den eigenständigen Charakter von Sedimenten der heutigen Liebensteiner Decke erkannt hatte, prägte CUSTODIS (1936) nach der Ortschaft Liebenstein im Ostrachtal den Begriff der Liebensteiner Decke. Sie beinhaltete damals noch Gesteine der heutigen Feuerstätter Zone und der Rhenodanubischen Flyschzone. RICHTER (1957) teilte diese Schichtfolge in eine liegende Liebensteiner Decke und eine hangende Feuerstätter Decke, die wiederum das tektonisch Liegende der Flysch-Decken darstellt. Dabei stellt er neben dem Liebensteiner Kalk (Cenoman bis Turon) und den Leimern-Schichten mit Leimernkalk (Senon bis Paleozän) die untereozäne Schelpen-Serie als jüngstes Schichtglied mit in die Liebensteiner Decke. HÖFLE (1972) kommt aufgrund von mikropaläontologischen Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß die Leimern-Schichten bis ins Mitteleozän reichen und somit die Schelpen-Serie faziell vertreten und deshalb nicht auf den Leimern-Schichten liegen können.

Aufschlüsse der Liebensteiner Decke befinden sich hauptsächlich südlich und nördlich des Deckenrandes der Säntis-Decke. Mächtigkeit und Ausstrichbreite der Liebensteiner Decke treten dabei sehr hinter denen der Säntis-Decke zurück, da die aus vorwiegend inkompetenten Gesteinen bestehenden Schichten durch ihre Dislokation zerrissen und in Divertikel aufgelöst wurden.

Der Liebensteiner Decke wurden Liebensteiner Kalk, Leimern-Schichten, Schmiedebach-Serie und Nummulitenkalke zugeordnet.

3.2. Schmiedebach-Serie

Der Name dieser Schichtserie wurde von ALEXANDER (1964:31) aufgestellt, da „es bisher nicht möglich war, sie mit anderen Schichten zu parallelisieren".

Vorherrschend, ca. 80 bis 90% der Serie einnehmend, treten sehr weiche flaserige, leicht glänzende, dunkelgrau-schwarze Mergel auf. Sie sind leicht sandig und besitzen neben einem deutlichen Glimmergehalt noch einen geringen Anteil an feinverteiltem Pyrit. Die Mergel sind intern verfaltet und liegen stets in einer tektonisch stark beanspruchten Form vor, nämlich vollkommen zerflasert und zerschert. Dieser Gesteinstyp wittert bräunlich an und ist durch zahlreiche Calcitharnische gekennzeichnet, die sich unregelmäßig durch die Tonmergel ziehen.

Ein weiterer Mergeltyp tritt gegenüber von Kohlgrub an der Bregenzer Ache und in einem kleinen Bereich im Loserbach nördlich von Lüttin auf. Er besteht aus grau-grünen bis braunen, ebenfalls glimmerhaltigen Tonmergeln, die rostige Verwitterungsfarben aufweisen.

In die dunkelgrau-schwarzen Mergel schalten sich ab und zu kompaktere Mergelkalke ein, die zum einen eine blau-graue, glimmerhaltige, sandige Ausbildung besitzen, die an die Fazies der Bregenzer-Ach-Schichten erinnert, und zum anderen braun-graue, zum Teil mit Calcit besetzte kompaktere Bänke, die oft nur noch in Form von ausgequetschten Linsen vorhanden sind. In verwittertem Zustand besitzen beide eine hellbeige-braune Kruste, die rostige Flecken aufweist. Hartbänke sind in dieser Gesteinsserie sehr selten.

Neben einer karbonatisch-tonigen Matrix, Quarz und Glimmer enthalten die Mergel der Schmiedebach-Serie ebenfalls Glaukonit, dessen prozentualer Anteil im Vergleich zu den Bregenzer-Ach-Schichten mit durchschnittlich 3,2 % deutlich geringer ausfällt. Plagioklas tritt in den Proben nur sehr vereinzelt auf. Das opake Material besteht vorwiegend aus Biogenen und etwas Pyrit. Der mittlere Korndurchmesser des subangular gerundeten Quarzes schwankt in den Proben von 0,05 bis zu 0,09 mm. Die Sortierung fällt bei diesem Gesteinstyp nur „gut bis mäßig" aus.

Der Großteil der Mergel des Schmiedebaches ist sandiger ausgebildet und zeigt eine leicht grünlichgraue bis dunkelgraue Färbung. Im Vergleich zu der im Haslergraben anstehenden weicheren Variante der Schmiedebach-Schichten findet man auch härtere, bis zu 30 cm

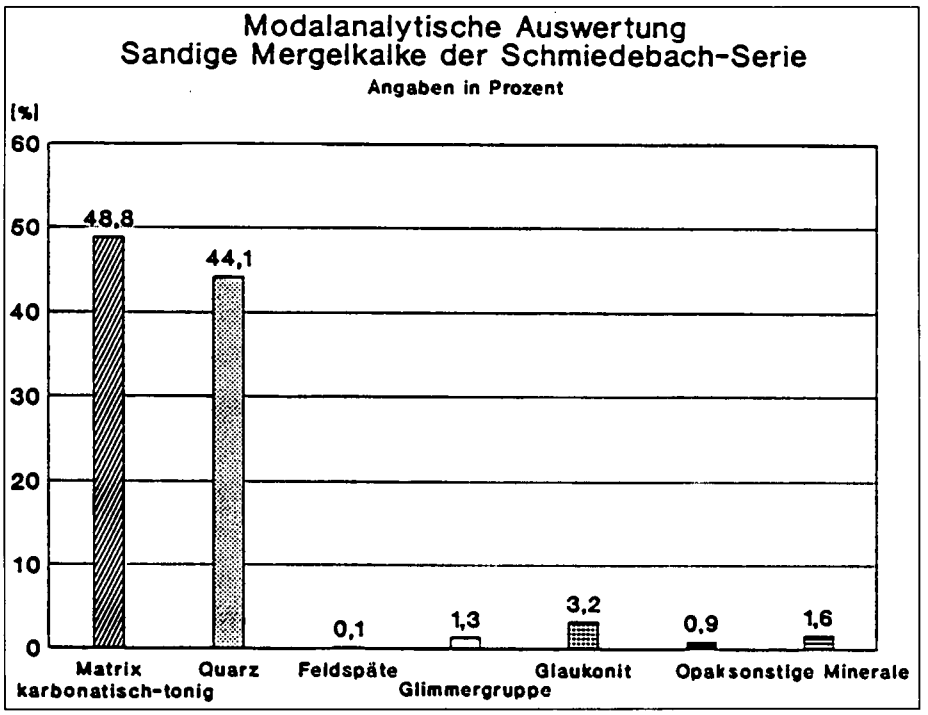


Abb. 3.
Modalanalyse von 5 sandigen Mergelkalken der Schmiedebach-Serie.
Der mittlere Korndurchmesser des Quarzes liegt bei 0,05–0,09 mm bei mäßig guter Sortierung.

dicke Bänke von glaukonitischen Quarzpsammiten. Diese zeigen im Dünnschliff ein z.T. matrixgestütztes und z.T. korngestütztes Gefüge. Die Matrix ist tonig-karbonatisch und enthält als Hauptgemengteil Quarz, der teilweise eine undulöse Auslöschung zeigt. Daneben treten etwas Glaukonit und Glimmer, Plagioklas, Gesteinsbruchstücke und opake Mineralien auf. Die insgesamt ockerfarbene bis bräunliche Verwitterungsfarbe weist auf einen fein verteilten Eisengehalt hin, der in Form von Pyrit enthalten ist.

Da diese Anteile der Schmiedebach-Serie Anklänge an die in den Bregenzer-Ach-Schichten vorkommenden sandigen Mergel zeigen, ist die eindeutige Zuordnung der Schichten im isolierten Aufschluß oft schwierig. Grundsätzlich muß man, wie durch die Spezialaufnahmen an der Bregenzer Ache, im Brühlbach und im Haslergraben bestätigt wird, in diesen Gesteinsserien mit einer intensiven Verschuppung rechnen. Die faziellen Ähnlichkeiten der verschiedenen Mergeltypen und diese Verschuppungen, die einen oft kleinräumigen Wechsel der verschiedenen Mergeltypen verursachen können, erschweren in Verbindung mit der häufigen altersmäßigen Überschneidung und den Unsicherheiten in der Altersbestimmung der Proben (Mischfaunen durch Umlagerungen) die zweifelsfreie Einordnung der Mergel.

So können als Unterscheidungsmerkmale zwischen dem sandigeren Mergeltyp der Schmiedebach-Serie und den sandigen Mergeln der Bregenzer-Ach-Schichten die weitaus geringere Bankdicke der in den Schmiedebach-Schichten auftretenden glaukonitischen Quarzpsammitbänke (bis zu 30 cm), der geringere Glaukonitgehalt dieser Quarzpsammitbänke und das bis in das Mitteleozän reichende Alter der Schmiedebach-Schichten angegeben werden.

Die von RISCH bestimmte, reichhaltig vorhandene Mikrofauna ergab für den vorwiegend im Haslergraben aufgeschlossenen Mergeltyp ein Alter von (?)Paleozän bis mittleres Mitteleozän und im unteren Schmiedebach größtenteils ein Alter von Coniac bis Santon. In diesem Zusammenhang sei auf die Lokalität Brühlbach verwiesen, wo bereichsweise Fetzen von Schmiedebach-Schichten aufgefunden werden konnten, die tektonisch unter(!) den Bregenzer-Ach-Schichten lagern. Die Schmiedebach-Schichten treten häufig mit Leimern-Schichten intensiv verschuppt auf (siehe Haslergraben), wobei sandärmere Partien der Schmiedebach-Schichten durchaus fazielle Ähnlichkeiten mit Leimern-Schichten aufweisen können. Dies könnte auf benachbarte Ablagerungsgebiete hindeuten, wobei die ursprünglich vorhandenen faziellen Übergänge durch die intensive tektonische Verschuppung zerrissen wurden. Im Loserbach, ca. 600 m nordöstlich der Kapelle von Schwarzen, verzahnen sich die Schichten der Schmiedebach-Serie vermutlich in einem Bereich von etwa 80 m mit Leimern-Schichten. Die geologischen Kartierungsgrenzen stellen dabei nur Annäherungen dar, da die Schichten kontinuierlich ineinander übergehen.

Die inkompetente Schmiedebach-Serie weist neben einer Faltung interne Verschuppungen auf, die eine genaue Mächtigkeitsangabe unmöglich machen. Im Durchschnitt kann ein Wert von 100 bis 200 m angegeben werden. Die Schmiedebach-Schichten erweisen sich als sehr fossilreich und belegen ein Alter von Turon bis höheres Mittel eozän, wodurch die Altersangaben von ALEXANDER et al. (1965), Turon bis Untereozän, nach oben hin etwas erweitert werden konnten.

Fundort: Bregenzer Ache, ca. 300 m NE' von Stadel, 560 m ü. NN.
Marginotruncana sigali (REICHEL)
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Heterohelix sp.
Alter: Coniac–Untersanton.

Fundort: Subersach zwischen Sulz- und Sägergraben, 680 m ü. NN.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Hedbergella sp.
Neoflabellina sp.
Gavelinella sp.
Gyroidina sp.
Lenticulina sp.
Nodosaria sp.
Sandschaler
Alter: Coniac–Santon.

Fundort: Loserbach, 595 m ü. NN.
Rosita fornicata (PLUMMER)
Globotruncana linneiana (d'ORBIGNY)
Globotruncana bulloides VOGLER
Globigerinita stuartiformis (DALBIEZ)
Lenticulina sp.
Alter: Campan.

Fundort: Bregenzer Ache W' von Hub.
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Morozovella trinidadensis (BOLLI)
Lenticulina sp.
Nodosaria sp.
Lagena sp.
Gavelinella sp.
Pullenia sp.
Marssonella sp.

Dorothia sp.
u.a. Sandschaler
Alter: Tieferes Paleozän.

Fundort: Bregenzer Ache SW' Ruhmanen.
Globigerina triloculinoides PLUMMER
Globigerina velascoensis CUSHMAN
Morozovella conicotruncata (SUBBOTINA)
Bulimina sp.
Osangularia sp.
Sandschaler
Alter: Höheres Paleozän.

Fundort: Suttertobel, 665 m ü. NN.
Orbulinoides beckmanni SAITO
Turborotalia pomeroli (TOUMARKINE & BOLLI)
Globigerinatheka subconglobata (SHUTSKAYA)
Globigerina sp.
Alter: Höheres Mitteleozän.

Fundort: Eselmühlbach, ca. 100 m SSE' der St. Anna-Kapelle, 610 m ü. NN.
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Heterohelix sp.
Marssonella sp.
Stensiöina exsculpta (REUSS)
Alter: Coniac–Santon.

Paläogeographisch ist diese Gesteinsserie wohl in den Übergang zwischen dem Sedimentationsbereich des Südhelvetikums und dem des Liebensteiner Faziesraumes anzusiedeln, da ihre Mikrofauna eine südhelvetische Zusammensetzung besitzt. Die beschriebene Verzahnung der Schmiedebach-Schichten mit Leimern-Schichten im Loserbach deutet ebenfalls auf eine Beheimatung in diesem Bereich hin.

3.3. Liebensteiner Kalk

Der Name „Liebensteiner Kalk" wurde von RICHTER, M. (1925:160) nach der Typlokalität Liebenstein im Ostrachtal geprägt.

Es handelt sich um einen pelagischen, mikritischen, dünn- bis mittelbankigen grauen Kalk, der eine helle Verwitterungsfarbe zeigt und in seiner Ausbildung dem helvetischen Seewerkalk sehr ähnlich ist. Er zeigt partienweise die auch für die Seewerkalke typischen dunklen Flecken (Wühlspuren) und dünne flaserige Tonhäutchen von Drucklösungserscheinungen.

Die faziellen Ähnlichkeiten zwischen dem helvetischen Seewerkalk und dem Liebensteiner Kalk sind so groß, daß eine Unterscheidung im Handstück nicht möglich ist. Das einzige Vorkommen liegt westlich von Krähenberg an der Franz-Josephs-Höhe.

Fundort: Franz-Josephs-Höhe W' Krähenberg.
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana gibba KLAUS
Globigerinella sp.
Rotalipora (?Dicarinella) sp.
Hedbergella sp.
Alter: Oberes Obercenoman–Unterturon.

3.4. Leimern-Schichten

Sie bilden den Hügel des Blaserwaldes, wo sie als Deckenrest tektonisch über den Leistmergeln der Vorarlberger Säntis-Decke liegen. Ein weiteres größeres Vorkommen befindet sich südlich der Haldenlifte. Andere kleine Aufschlüsse treten südlich Schwendevorsäß, westlich von Wellerschwende, im Haslergraben und bei Ebenwald auf.

Die Leimern-Schichten lassen sich aufgrund ihrer helleren grünlichen Verwitterungsfarbe und der charakteristischen dunklen Flecken, die an zoophycusartige Fraßgänge erinnern, gut von den Leistmergeln unterscheiden.

Aus den Altersbestimmungen geht hervor, daß die Leimern-Schichten bei der Überschiebung stark verschuppt und in zahlreiche Divertikel zerlegt worden sind. Die auftretende Maximalmächtigkeit von über 100 m kann deshalb vorgetäuscht sein.

Während östlich der Bregenzer Ache nur Alttertiär-Alter ermittelt werden konnten, waren westlich davon auch oberkretazische Alter nachweisbar. Der von HÖFLE (1972) angegebene Alterszeitraum für die Leimern-Schichten mit Coniac bis oberes Mitteleozän konnte bestätigt werden. Als Beispiele seien folgende Faunen aufgeführt:

Fundort: Weg von Unt. Kaltberg Richtung St. Ilga-Kapelle.
Hedbergella flandrini PORTHAULT
Spiroplectammina semicomplanata (CARSEY)
Ammodiscus sp.
u.a. Sandschaler
Alter: Coniac–Santon.

Fundort: Bach SW' Ob. Kaltberg, 895 m ü. NN.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Marginotruncana coronata (BOLLI)
Marginotruncana sinuosa PORTHAULT
Alter: Coniac–Santon.

Fundort: 2. Bach NE' des Luomesgraben, 630 m ü. NN.
Marginotruncana pseudolinneiana PESSAGNO
Archaeoglobigerina cretacea (d'ORBIGNY)
Heterohelix sp.
Stensiöina sp.
Lenticulina sp.
Gyroidina sp.
Gavelinella sp.
Globorotalites sp.
Gaudryina sp.
Ostracoden
Alter: Coniac–Santon

Fundort: Bach S' des Luomesgraben, 640 m ü. NN.
Turborotalia pomeroli (TOUMARKINE & BOLLI)
Turborotalia possagnoensis (TOUMARKINE & BOLLI)
Acarinina bullbrooki (BOLLI)
Acarinina spinuloinflata (BANDY)
Alter: Mitteleozän.

Fundort: Haslergraben, 650 m ü. NN.
Turborotalia possagnoensis (TOUMARKINE & BOLLI)
Turborotalia pomeroli (TOUMARKINE & BOLLI)
Globigerina eocaena GUEMBEL
Globigerina div. sp.
Alter: .Mittleres Mitteleozän.

Im Gelände waren keine durchgehenden Profile mit einem lückenlosen stratigraphischen Übergang von der Oberkreide ins Alttertiär zu finden; dies ist vermutlich auf die tektonische Verwalzung und Verschuppung dieser Schichtserie zurückzuführen sowie auf Zeiten mit sehr geringer Sedimentation.

3.5. Eozäne Sand- und Nummulitenkalke

Im Andelsbucher Becken treten im Kontakt mit Bregenzer-Ach-Schichten oder in unmittelbarer Nähe bzw. im Kontakt mit der Schmiedebach-Serie kleinere, nur wenige Meter mächtige Vorkommen eozäner Kalke auf.

An der Bregenzer Ache ca. 450 m nordwestlich von der Parzelle Hub findet sich eine nur wenige Meter breite Zone eines relativ zähen, undeutlich geschichteten, dickbankigen bis massigen, grünlichgrauen Sandkalkes, der den Bregenzer-Ach-Schichten aufzulagern scheint. Es konnte jedoch aufgrund der Aufschlußverhältnisse nicht geklärt werden, ob der Kontakt zu den liegenden Bregenzer-Ach-Schichten transgressiver oder tektonischer Natur ist.

Im Dünnschliff zeigt das Gestein außer Mollusken- und Echinodermenresten noch

Assilina sp.
Discocyclina sp.
Asterocyclina sp.
und
Globigerina sp.

Ein weiteres Vorkommen findet sich im Haslergraben nordwestlich von Heidegg. Die Lagerung der dem Vorkommen an der Bregenzer Ache entsprechenden eozänen Sandkalke läßt sich hier kaum bestimmen, da die wenigen sichtbaren Bänke chaotisch gelagert und höchstwahrscheinlich verrutscht sind. Sie treten hier unmittelbar an der Grenze zwischen den Bregenzer-Ach-Schichten und stark verschuppten Einheiten der Liebensteiner und der Feuerstätter Zone auf.

Im Schmiedebach schließlich liegt inmitten von Schmiedebach-Schichten ein mehrere Kubikmeter großer Block Nummulitenkalk im Bachbett, der von anderen Autoren bisher nicht erwähnt wurde. Er entspricht von der Ausbildung her dem von ALEXANDER (1964:38) beschriebenen spätigen, organogenen Großforaminiferenkalk.

Zwei weitere Vorkommen von Nummulitenkalk liegen 1,5 km nordwestlich von Schwarzenberg im Losenbach, wo aufgrund einer leichten Eisenvererzung eine rötliche Farbe auftritt, und ca. 550 m südöstlich der St. Anna-Kapelle im Eselmühlbach. In beiden Fällen ragen die Nummuliten-Discocyclinenkalke aus den sie umgebenden Mergeln der Schmiedebach-Serie heraus.

4. Feuerstätter Decke

4.1. Allgemeiner Überblick

Der Faziesraum der Feuerstätter Zone lag ursprünglich südlich des Ablagerungsbereiches der Liebensteiner Zone. Allgemein handelt es sich um eine sehr heterogene Gesteinsserie. Die Feuerstätter Decke nimmt in Form tektonisch zerrissener und verwalzter Schuppen den Platz zwischen der Helvetikum-Zone/Liebensteiner Zone im Liegenden und dem Rhenodanubischen Flysch im Hangenden ein. Aufgrund der Heterogenität dieser Sedimente wird in der Literatur vielfach die Bezeichnung „Wildflysch" gewählt. Nach M. RICHTER (1960) sollte dieser Ausdruck nur einen Faziesbegriff darstellen und nicht als Synonym für die Feuerstätter Decke benützt werden, da er auch in anderen Baueinheiten der Alpen angewendet wird. Der Begriff „Feuerstätter Decke" wurde von CORNELIUS (1921:147, 1927) im Balderschwanger Raum geprägt.

Im Unterschied zum Rhenodanubischen Flysch besitzen die Ablagerungen der Feuerstätter Decke eine unterschiedliche Seriengliederung, andere Schwermineralspektren und abweichendes Alter.

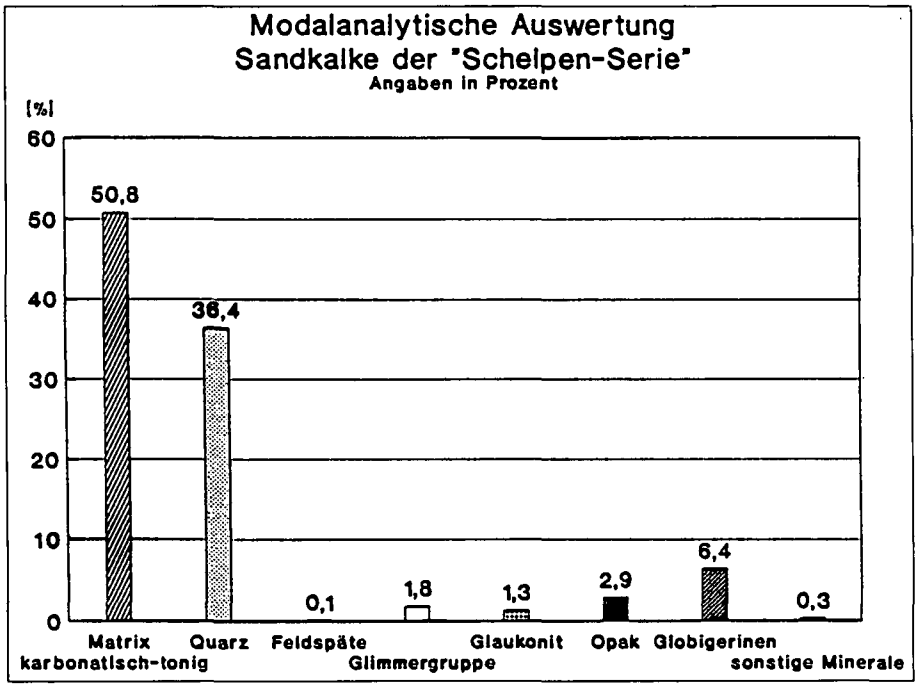
Die Feuerstätter Decke wird im Andelsbucher Becken nur durch die Schelpen-Serie und die Junghansen-Schichten vertreten. Beide Gesteinsserien sind lithologisch ähnlich ausgebildet. Deshalb bereitet es im Gelände häufig Schwierigkeiten, die aufgrund der tektonischen Einflüsse nur sehr dürftigen Vorkommen richtig einzuordnen.

4.2. Schelpen-Serie

Erstmals wurde dieser Begriff in der Literatur von CORNELIUS (1926/27:60) verwendet, der diese Serie damals noch zur Hauptflyschzone rechnete und sie für eine fazielle Vertretung des Unteren Piesenkopfkalkes im Balderschwanger Gebiet hielt. Die Verbreitung der Schelpen-Serie ist im wesentlichen auf das Gebiet zwischen Grünten und Subersach sowie auf das Kleine Walsertal beschränkt.

Aufgrund von Altersbestimmungen kam M. RICHTER (1957:158) zu der Erkenntnis, daß die Schelpen-Serie das jüngste Schichtglied der Liebensteiner Decke darstellen müsse. Nach HÖFLE (1972:1) wurden jedoch die Leimernchichten und die Schelpen-Serie gleichzeitig abgelagert, woraus folgert, daß es sich bei der Schelpen-Serie um eine fazielle Vertretung der Leimern-Schichten handelt und nicht um ihre Überlagerung.

Nachstehende Fauna konnte aus der Schelpen-Serie bestimmt werden (unter vielen anderen fossilführenden Proben):



Fundort: Hang E' der St. Ilga-Kapelle, 890 m ü. NN.
Acarinina spinuloinflata (BANDY)
Globigerina eocaena GUEMBEL
Alter: Oberstes Untereozän–Mitteleozän

Fundort: Bregenzer Ache, ca. 550 m E' Wieden, 535 m ü. NN.
Globigerina cryptomphala GLAESSNER
Globigerina eocaena GUEMBEL
Alter: Oberstes Untereozän–Obereozän.

Im Andelsbucher Becken vertritt die Schelpen-Serie demnach überwiegend das Eozän.

Abb. 4.
Modalanalyse von 6 Sandkalken der Schelpen-Serie.
Mittlere Quarzkorndurchmesser:
0,04–0,09 mm bei guter Sortierung.

Tabelle 1.
Unterscheidungskriterien zwischen den Gesteinen der Schelpen-Serie und der Junghansen-Schichten.

	Schelpen-Serie	Junghansen-Formation
Karbonatanteil	vorhanden	gering – nicht vorhanden
Mikrofauna	vorhanden	gering – nicht vorhanden
Tonmergel	„schokoladenbraun"	schwarz glänzend
Hartbänke	kalkiger	schwarz glänzende Beläge
Konglomerate	nicht vorhanden	vorhanden
Brekzien	gering – nicht vorhanden	vorhanden
Rote Einschaltungen	nicht vorhanden	vorhanden

Folgende Gesteinstypen bauen die Schelpen-Serie auf:

Kalke

Bei den Hartbänken handelt es sich vorwiegend um einen kompakten, von Calcitadern durchzogenen, mittelgrauen, glaukonitischen und sandigen Kalk, der beim Anschlag mit dem Hammer einen bituminösen Geruch verbreitet. Auf den Schichtflächen ist er mit Hellglimmer besetzt. Daneben existiert ein dünn- bis mittelplattiger, mineralogisch ähnlich aufgebauter Kalk, der jedoch etwas weicher und mergeliger ausgebildet ist. Die Kalkbänke, die hellbraun-ocker anwittern, besitzen auf ihren Schichtunterseiten Sohlmarken, die jedoch keine bevorzugte Strömungsrichtung erkennen lassen. Sie weisen zudem convolute- und parallel-lamination auf und besitzen Mächtigkeiten, die von 1 cm bis zu 35 cm reichen.

Pelite

Die zwischen den Hartbänken eingeschalteten Tonmergel sind zwischen 15 cm und 45 cm mächtig. Der Hauptteil besteht aus relativ harten, leicht sandigen, bräunlichen Peliten, die blättrig bis stengelig zerfallen und einen Glimmeranteil beinhalten. Sie besitzen die von M. RICHTER (1957:158) beschriebene „braune, erdige" Verwitterungsfarbe. Untergeordnet treten in dünnen Lagen weiche, stark zerflaserte, kalkarme und schwarz glänzende Tonmergel auf, die ebenfalls Hellglimmer besitzen und zudem von Calcitharnischen durchzogen sind. Isoliert betrachtet ähneln diese stark den Peliten der Junghansen-Schichten und deuten möglicherweise auf eine Faziesverzahnung mit diesem Gesteinstyp hin.

Im allgemeinen herrschen jedoch die für die Schelpen-Serie charakteristischen schokoladenbraunen Mergel vor.

Als Unterscheidungskriterien zwischen der Schelpen-Serie und der Junghansen-Formation können die in Tab. 1 angeführten Merkmale herangezogen werden.

Der Kontakt zu anderen Schichtgliedern war in jedem Fall tektonisch. Die Schelpen-Serie tritt dabei mit Leimern-Schichten, Schmiedebach-Schichten, Leistmergeln oder Bregenzer-Ach-Schichten verschuppt auf.

Die Globigerinenfauna der Schelpen-Serie, die ein Alter vom obersten Untereozän bis zum Obereozän repräsentiert, enthält teilweise umgelagerte Oberkreidefauna.

Die Schelpen-Serie dürfte dem von OBERHAUSER (1984:27ff) in mehreren Aufschlüssen im westlichen Vorarlberg beobachteten, direkt unter dem Rhenodanubikum auftretenden mitteleozänen, Globigerinen-reichen Flysch gleichzusetzen sein. Noch unklar ist es, ob dies auf eine generelle Verflachung des Feuerstätter Sedimentationsraumes vom Paleozän zum Eozän (OBERHAUSER, 1984:228) hinweist, oder ob nicht die an Plankton-Foraminiferen reichen Flysch-Serien in einem Faziesraum entstanden sind, der höher am Kontinentalhang liegt. Sie wären dann mit den kalkärmeren, in tieferen Trogteilen unter der CCD abgelagerten Flyschfolgen der Junghansen-Formation zeitgleich und würden mehr zu den Leimern-Schichten vermitteln.

4.3. Junghansen-Formation

CORNELIUS (1921:142) benannte die Junghansen-Schichten nach dem Gehöft „Junghansen", das im oberen Bolgenach-Tal liegt. Es handelt sich um eine sehr heterogene Gesteinsserie, die aus Karbonaten, Peliten, Psammiten und Psephiten zusammengesetzt ist, wobei zwischen Alter und Lithofazies jeglicher Zusammenhang fehlt.

Die hier neu definierte Junghansen-Formation der Feuerstätter Decke setzt sich aus den in Wildflyschfazies ausgebildeten Junghansen-Schichten (im engeren Sinne), dem Bolgenkonglomerat, den Roten Gschliefschichten und dem Feuerstätter Sandstein zusammen. Die von M. RICHTER vorgenommene, Verwirrung stiftende Einteilung der Feuerstätter Schichtfolge in Untere (Unterkreide) und Obere Junghansen-Schichten (Oberkreide–Alttertiär) ist damit hinfällig geworden.

Pelite

Typisch für die Junghansen-Schichten ist das Auftreten von kalkfreien bis kalkarmen, fossilarmen Peliten in Verbindung mit stark ausgewalzten und boudinierten Hartbänken.

Die Färbung der Pelite variiert von vorwiegend tiefschwarz über seltener grau bis rot und grün, dabei können auch verschiedene Farbtöne auf engstem Raum nebeneinander vorkommen.

Für die dunkelroten, z.T. grün geflammten Anteile dieser Pelite führte CORNELIUS (1921:142; 1926:7) den Begriff „Rotgschliefschichten" ein. Sie sind für die Junghansen-Formation charakteristisch. Die Pelite enthielten nur eine spärliche Fauna. Diese ergab ein Alter zwischen oberstem Untereozän und Mitteleozän.

Fundort: Losenbach, 780 m ü. NN.
Globigerina cryptomphala GLAESSNER
Globigerina hagni GOHRBANDT
Turborotalia cerroazulensis (COLE)
Turborotalia griffinae BLOW
Nodosaria sp.
Dentalina sp.
Uvigerina sp.
Alter: Oberstes Untereozän–unteres Mitteleozän.

Fundort: Bregenzer Ache, ca. 450 m NE' der Kapelle von Au.
Globigerina eocaena GUEMBEL
Turborotalia cf. *frontosa* (SUBBOTINA)
Alter: Mitteleozän.

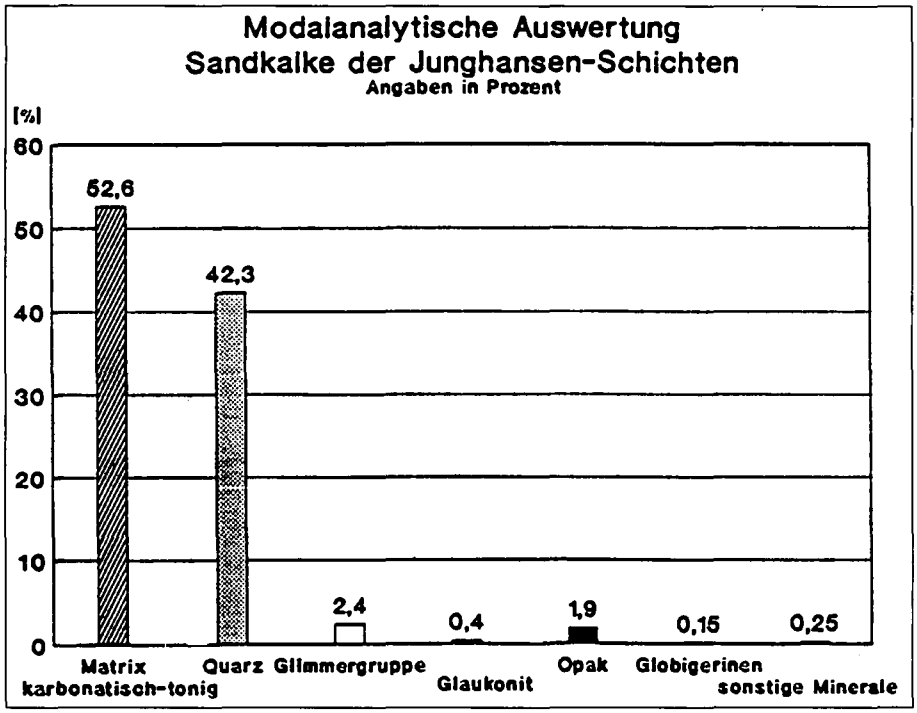


Abb. 5.
Modalanalyse von 2 Sandkalken der Junghansen-Formation.
Mittlerer Korndurchmesser 0,05 mm.

Psammite

In der Bregenzer Ache, im Brühlbach und im Luomesgraben bei 630 m treten Quarzitbänke auf, die meist in die schwärzlichen Anteile der Pelite eingelagert sind. Die Bankdicke beträgt meist 10–15 cm, kann aber auch bis zu 1 m reichen. Die muschelige Bruchfläche zeigt einen fettigen olivfarbigen Glanz, der dem Gestein den Namen Ölquarzite eingetragen hat.

Die Quarzite, denen fast jegliches Bindemittel fehlt, sind völlig fossilfrei, jedoch konnte in einem direkt angrenzenden Tonmergel ein Alter von unterem Mittelpaleozän ermittelt werden.

Kalke

Die Kalke der Junghansen-Schichten ähneln lithologisch denen der Schelpen-Serie sowie den Ofterschwanger- und Piesenkopf-Schichten der Rhenodanubischen Flyschzone.

Als lithologisches Unterscheidungsmerkmal dienen schwarz glänzende, blank polierte Schichtflächen, die für die Junghansen-Schichten typisch sind. Bei den Kalken handelt es sich um hell- bis dunkelgraue, teils bräunliche Sand- und Siltkalke, die im Dezimeter-Bereich gut gebankt sind. Sie wittern ocker bis bräunlich an und besitzen auf den Schichtunterseiten Sohlmarken.

Die Kalke bilden zusammen mit den schwarzen Peliten die typischen Wechselfolgen.

Psephite

Im Graben westlich von Schwendevorsäß, im Brühlbach und an der Bregenzer Ache östlich Dickach treten grobklastische Anteile der Junghansen-Schichten auf. Es handelt sich um bis zu 3–4 m mächtige Psephitbänke, die unvermittelt in schwärzliche, zum Teil rötliche bis grünliche Pelite eingeschaltet sind. Der Kontakt zu den Peliten ist stark tektonisch überprägt, so daß die ursprüngliche Sedimentabfolge weitgehend zerstört ist. Die Bänke sind zerbrochen und auseinandergerissen und teilweise boudinagenartig ausgewalzt.

Die Psephite bestehen aus relativ chaotisch gelagerten, eckigen bis kantengerundeten Geröllen mit einem maximalen Durchmesser von ca. 25 cm, wobei nirgends gradierte Schichtung oder für Turbidite typische BOUMA-Sequenzen zu finden sind. In den Zwischenräumen sind zum Teil Reste einer grünlichen, tonigen Matrix enthalten. In den Psephitbänken sind neben verschiedenen kristallinen Komponenten wie Glimmerschiefern und Gneisen und nicht näher bestimmten gelblichen Dolomiten sowie grauen, mikritischen Karbonaten auch Gerölle vulkanischer Herkunft zu finden, was auf ein zum Teil von Vulkaniten durchschlagenes Abtragungsgebiet mit kristallinem Kern und Sedimentbedeckung schließen läßt.

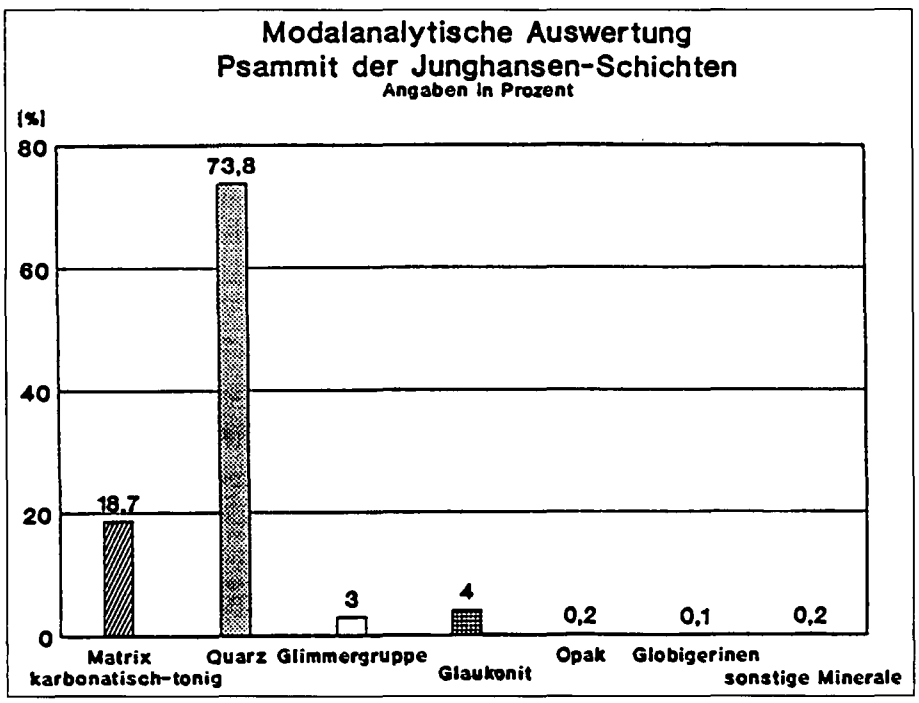


Abb. 6.
Modalanalyse eines „Ölquarzits" aus der Junghansen-Formation.
Mittlerer Korndurchmesser 0,1 mm.

Die chaotisch anmutende Lagerung der Gerölle, das unvermittelte Einsetzen dieser Psephitbänke und das Auftreten von exotischen Geröllen könnten möglicherweise darauf hindeuten, daß es sich um Ausläufer des von CORNELIUS (1924:230) benannten Bolgenkonglomerats handelt.

Die Psephite weisen einen geringen strukturellen und kompositionellen Reifegrad auf, was auf relativ kurze Transportwege schließen läßt. Bisherige Altersdatierungen im Bolgenkonglomerat fallen in den Zeitraum Maastricht bis Paleozän (RESCH, 1976; EGGERT, 1977).

Die im Graben westlich von Schwendevorsäß anstehenden Konglomeratbänke sind in Pelite eingelagert, die jedoch ein Alter von Untereozän bis unteres Mitteleozän aufweisen und somit nicht in das bisher vom Bolgenkonglomerat bestimmte Alter passen. Aufgrund von unterschiedlichen Datierungen nimmt OBERHAUSER (1980:183) in der Feuerstätter Zone mehrere Grobschüttungen im Zeitraum vom Maastricht bis zum Eozän an. Ob diese Konglomeratbänke im Zusammenhang mit dem Bolgenkonglomerat zu sehen sind oder ob sie einem eigenständigen Schüttungszentrum entstammen, muß offen bleiben.

Bei den Mikrofaunen aus der Feuerstätter Decke fällt auf, daß neben eozänen stets reichlich umgelagerte Oberkreide-Faunen auftreten. Dies kann auch als Indiz dafür gewertet werden, daß die Gesteine der Feuerstätter Decke generell alttertiären Alters sind, und die gefundene Oberkreide stets nur das Alter einer umgelagerten Fauna war.

5. Rhenodanubische Flyschzone

Die Flyschzone des Andelsbucher Beckens ist ein Teilstück der Rhenodanubischen oder Ostalpinen Flyschzone, die eine sich am österreichisch-bayerischen Alpenrand zwischen Wien und dem Bodensee erstreckende tektonische Einheit bildet. Da die Flyschzone eine Abscherungsdecke darstellt, ist ihr Liegendes unbekannt.

Im Andelsbucher Becken treten auf:

5.1. Reiselsberger Sandstein

Der Reiselsberger Sandstein besitzt in der Literatur als Synonyme: Hauptflyschsandstein (KRAUS, 1927:275), Schwabbrünnen-Serie (ALLEMANN & BLASER, 1951:188).

Dieses Gestein tritt nur im Bereich der Haldenlifte und der St. Ilga-Kapelle und südlich von Egg auf.

Im Gegensatz zu den meisten Schichtgliedern der Flyschzone besteht der Reiselsberger Sandstein hauptsächlich aus einem Gesteinstyp. Lithologisch handelt es sich dabei um einen polymikten, mittel- bis grobkörnigen Quarz-Glimmer-Sandstein, der ca. 95 bis 99% der Gesteinsserie einnimmt. Auf den Unterseiten der von einigen Dezimetern bis zu ca. 1 m mächtigen, gut geschichteten (Fein- und Kreuzschichtung) Sandsteinbänke sind zum Teil Strömungswülste zu finden, die durch auskolkende Tätigkeit einer sedimentbeladenen, turbulenten Strömung entstanden sind. Die Strömungsrichtungen verlaufen trogparallel, Ost-West-gerichtet (v. RAD, 1972).

An der Bregenzer Ache bei Kohlgrub tritt ein dickbankiger, bräunlich bis ockerfarben anwitternder, grauer Sandstein auf, der von MUHEIM (1934) den Deutenhausener Schichten zugeordnet wurde. Die Bänke zeigen zum Top hin manchmal ein flaseriges Aussehen, was auf Anreicherungen von tonig-karbonatischer Matrix und Glimmerschüppchen zurückzuführen ist. Daneben finden sich häufig inkohlte Pflanzenreste auf den Bankoberflächen. Es konnten vereinzelt groove casts und Strömungsmarken sowie synsedimentäre Verfaltungen gefunden werden. Diese Sandsteine zeigen eine große Ähnlichkeit mit den in der unmittelbaren Umgebung vorhandenen Deutenhausener Schichten.

Eine Schlämmprobe aus den grünlichen Mergeln erbrachte nur eine indifferente Sandschalerfauna. Die Schlämmproben aus den Deutenhausener Schichten des Schmiedebaches haben jedoch bis auf eine Ausnahme immer eine bestimmbare Mikrofauna (oberstes Eozän bis Mitteloligozän) erbracht. Da im Reiselsberger Sandstein vorwiegend primitive, ökologisch nur wenig anspruchsvolle Sandschaler auftreten, könnte auch dies darauf hindeuten, daß es sich bei den am Kohlgrub aufgeschlossenen Sandstein-Mergel-Wechselfolgen um Anteile eines Verzahnungsbereiches des Reiselsberger Sandsteins mit den Piesenkopf-Schichten handelt.

Nach modalanalytischen Auswertungen ist ein Matrix-Gehalt von durchschnittlich 24% gegeben. In den Gesteinsdünnschliffen ist eine Einregelung der längsten Quarzkörner und der Muskovit-Plättchen parallel zur Schichtung zu erkennen. Feldspat tritt als Plagioklas auf. Das opake Material besteht neben Pflanzenresten aus Pyrit, dessen Bildung durch die reduzierenden Bedingungen aufgrund der hohen Sedimentationsrate des Reiselsberger Sandsteins und der damit verbundenen unzureichenden Durchlüftung des Bodensediments ermöglicht wurde.

Südlich von Egg konnte in der kleinen Klippe bei Kohlgrub ein Alter von Turon bis Santon ermittelt werden.

5.2. Piesenkopf-Schichten

Im Hangenden des Reiselsberger Sandsteins am Kohlgrub treten rhythmische Wechselfolgen von dünnbankigen, dichten, grauen Kalken und dünnen, nur wenige Zentimeter dicken, zum Teil olivfarbenen Mergelbänken auf, die ebenplattig abspalten. Die Kalke sind fossilfrei und zeigen auf den Schichtflächen Wühl- und Fraßspuren.

Eine Altersbestimmung war aufgrund der angetroffenen indifferenten Sandschalerfauna nicht möglich. Da es sich um ein sehr kleines Vorkommen von Schichten in Piesenkopf-Fazies handelt und diese sich aus den Sandsteinen im Liegenden entwickelt, ist es wahrscheinlich, daß es nur eine kleine Einschaltung innerhalb des Reiselsberger Sandsteins ist. Es könnte sich demnach also um den Verzahnungsbereich einer proximaleren (Reiselsberger Sandstein) mit einer distaleren (Piesenkopf-Schichten) Flyschfazies handeln.

6. Tektonischer Bauplan

Obwohl die Entzifferung des tektonischen Baus wegen der unzureichenden Aufschlußverhältnisse im Andelsbucher Becken sehr erschwert wird, zeigen die vielen isolierten Aufschlüsse dennoch ein nicht übermäßig kompliziertes Bauschema an (vgl. tekt. Übersichtsprofil Abb. 9). Dabei fällt auf, daß alle Schichten sehr steil oder gar senkrecht stehen, sodaß weniger mit dem für das Helvetikum charakteristischen harmonischen Faltenbau gerechnet

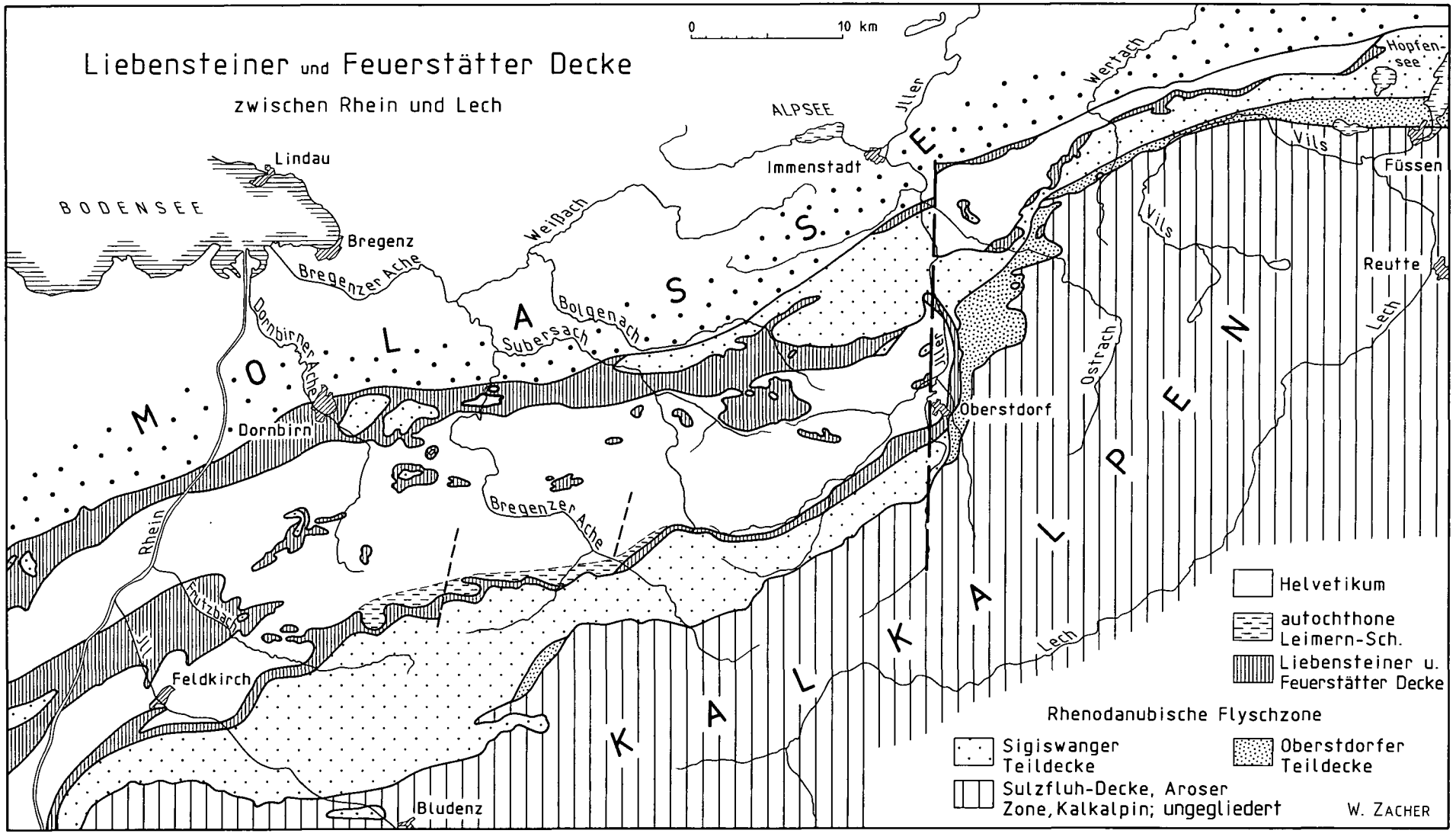


Abb. 7.
Tektonische Übersicht des Helvetikums zwischen Rhein und Iller.

werden kann, sondern vielmehr mit einer starken Verschuppung.

Die auf dem Helvetikum liegenden höheren Decken der Liebensteiner und Feuerstätter Fazies sind bei ihrer passiv unter der Hauptflysch-Überschiebung erfolgten Nordverlagerung in zahlreiche kleinere Divertikel und Schuppen zerlegt worden und bilden so ein eigenes Walzstockwerk.

6.1. Molasse-Südgrenze

Obwohl der tektonische Südrand der Faltenmolasse wegen der Flußregulierungen nirgends mehr aufgeschlossen ist, läßt sich der teilweise von kleineren Querstörungen versetzte Verlauf meist bis auf wenige Meter einengen. Während der Südflügel der südlichsten Subalpinen Molassemulde westlich von Egg vorwiegend steil nordfallend liegt, nimmt er zwischen Egg und Ittensberg eine überkippte Lagerung ein. Die Schichtpoldiagramme aus Deutenhausener Schichten des Schmiedebaches ergaben eine genau E–W-streichende Faltenachse.

6.2. Hohenemser Decke

Die im Profil der Bregenzer Ache und in kurzer streichender Fortsetzung nach Osten und Westen auftreten-

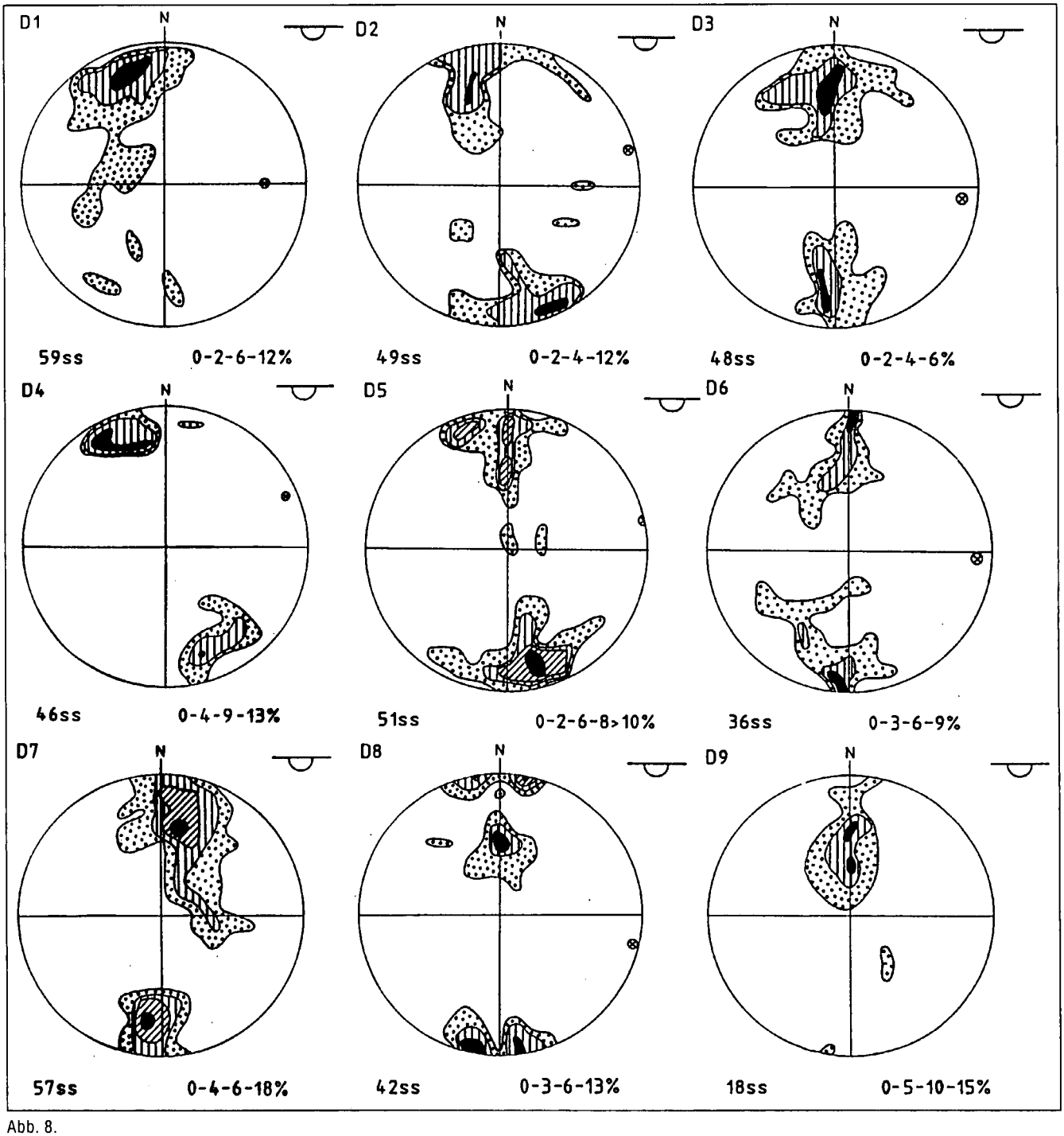


Abb. 8.
Schichtpol-Diagramme von Gesteinen des Andelsbucher Beckens.
D1: Deutenhausener Schichten im Schmiedebach; D2 und D3: Schmiedebach-Serie östlich der Bregenzer Ache und im Schmiedebach; D4: Bregenzer-Ach-Schichten westlich der Bregenzer Ache; D5: Bregenzer-Ach-Schichten östlich der Bregenzer Ache.; D6: Leimern-Schichten östlich der Bregenzer Ache; D7: Seewerkalk bei Lüttin; D8: Leistmergel bei Schwarzenberg; D9: Leistmergel westlich der Bregenzer Ache.

den Bregenzer-Ach-Schichten wurden von WYSSLING (1984) einer neu postulierten Hohenemser Decke zugeordnet, die er als östliches Äquivalent der Mürtschen-Decke betrachtet. In der Bregenzer Ache würden sie demnach als Fenster unter den Gesteinen der Liebensteiner und Feuerstätter Decke heraustreten. Für diese Ansicht sprechen, neben der morphologisch tiefen Position, auch die bereits erwähnten stratigraphisch-faziellen Argumente.

Die Geländeaufnahmen haben gezeigt, daß alle Vorkommen der Bregenzer-Ach-Schichten tektonisch von höheren Deckeneinheiten begrenzt werden. Ein Verzahnungsbereich zwischen Bregenzer-Ach-Schichten und Leistmergeln war nirgends aufgeschlossen. Es ist auffällig, daß sich diese beiden Schichtglieder geradezu gegenseitig auszuschließen scheinen. Die Bregenzer-Ach-Schichten kommen nur nördlich von Ruhmanen und die Leistmergel nur südlich dieser Linie vor. Die Auswertung der Schichtpoldiagramme erbrachte für die Bregenzer-Ach-Schichten Faltenachsen, die im Streichen deutlich von den Faltenachsen der Leistmergel abweichen (vgl. Diagramme Abb. 8).

6.3. Vorarlberger Säntis-Decke

Das Helvetikum der Vorarlberger Säntis-Decke zeichnet sich durch einen relativ harmonischen, E–W-streichenden Faltenbau aus, dessen Schenkel teilweise durchgeschert worden sind. Die Abscherung erfolgte, wie im Bezegg-Stollen aufgeschlossen war (vgl. ALEXANDER et al., 1965, Profiltafel), an der Basis des Quintener Kalkes.

Die südliche Begrenzung des Andelsbucher Beckens wird vom inversen Nordschenkel der nordvergenten Antiklinalstruktur der Vorderen Niederen und des Klausberges gebildet, die strukturell zum doppelt gefalteten Winterstauden-Antiklinorium gehören. Die Faltenachsen dieser Gewölbe tauchen flach nach W ein, was sich auch in den abnehmenden Gipfelhöhen topographisch bemerkbar macht.

Nördlich des Höhenzuges Klausberg – Niedere treten noch einmal verbreitet Leistmergel und bei Lüttin und Schwarzenberg (Angelikahöhe) auch Seewerkalke mit Leibodenmergeln auf. Sie markieren den Nordrand der Vorarlberger Säntis-Decke, der demnach von Lüttin über Andelsbuch nach Wellerschwende verläuft. Nördlich dieser Linie (vgl. Abb. 10) treten keine eindeutig zur Vorarlberger Säntis-Decke zählenden Gesteine mehr auf.

6.4. Liebensteiner und Feuerstätter Decke

Die Gesteine der Liebensteiner und Feuerstätter Decke nehmen einerseits den Raum zwischen der Molasse-Südgrenze und dem beschriebenen Nordrand der Vorarlberger Säntis-Decke ein, andererseits treten sie westlich der Bregenzer Ache in mehreren isolierten Klippen auf dem Nordteil der Vorarlberger Säntis-Decke auf.

Die tektonische Position der Liebensteiner Decke, im Hangenden des Helvetikums, wird besonders durch den geologischen Aufbau des Blaserwaldes südöstlich von Schwarzenberg deutlich. Hier werden Leistmergel von Leimern-Schichten horizontal überlagert. Schon rein morphologisch sticht die Kuppe des Blaserwaldes als Deckenrest hervor.

Am Osthang unterhalb der St. Ilga-Kapelle werden die Leimern-Schichten dagegen von tektonisch höheren Einheiten – der Feuerstätter Decke (Schelpen-Serie) und dem Rhenodanubischen Flysch (Reiselsberger Sandstein) – überlagert.

In den Bächen nördlich von Au ist die tektonische Lage der Leimern-Schichten nicht in diesem Maße herausgebildet. Sie sind hier lediglich an steil stehenden Störungen mit Leistmergeln verschuppt. Im Luomesgraben werden sie durch einen eingequetschten Span von einem „Ölquarzit" der Feuerstätter Decke unterbrochen.

Ein morphologisch markanter Deckenrest ist in der Franz-Josephs-Höhe (711 m) aufgeschlossen. Hier liegt auf den Leistmergeln des Helvetikums eine aufgrund ihrer Härte von der Erosion herauspräparierte Scholle von Liebensteiner Kalk. Sie zeigt neben einer Spezialverfaltung an ihrer Nordseite eine insgesamt muldenförmige Struktur.

Die Schmiedebach-Schichten, die zum überwiegenden Teil die Seitenhänge des Loserbaches, des Losenbaches, des Eselmühlbaches sowie des Schmiedebaches bilden,

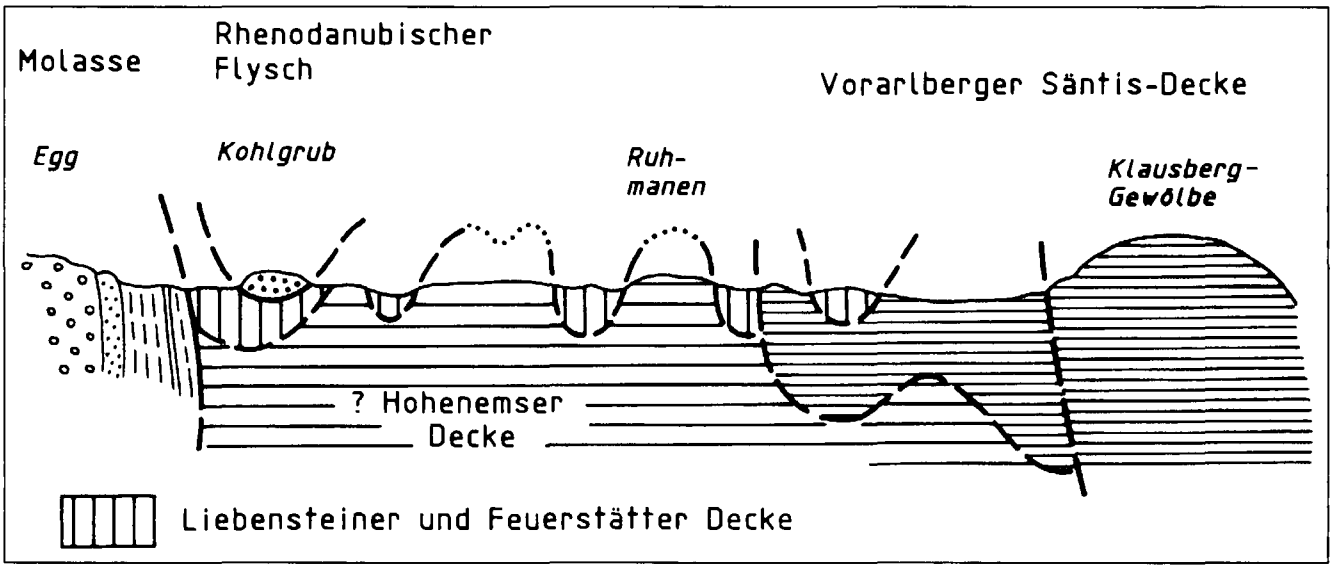


Abb. 9.
Schematisches Querprofil durch das Andelsbucher Becken (Vorarlberg) entlang der Bregenzer Ache unter der Annahme, daß die Bregenzer-Ach-Schichten Teil einer tieferen „Hohenemser Decke" sind. Ohne Maßstab.

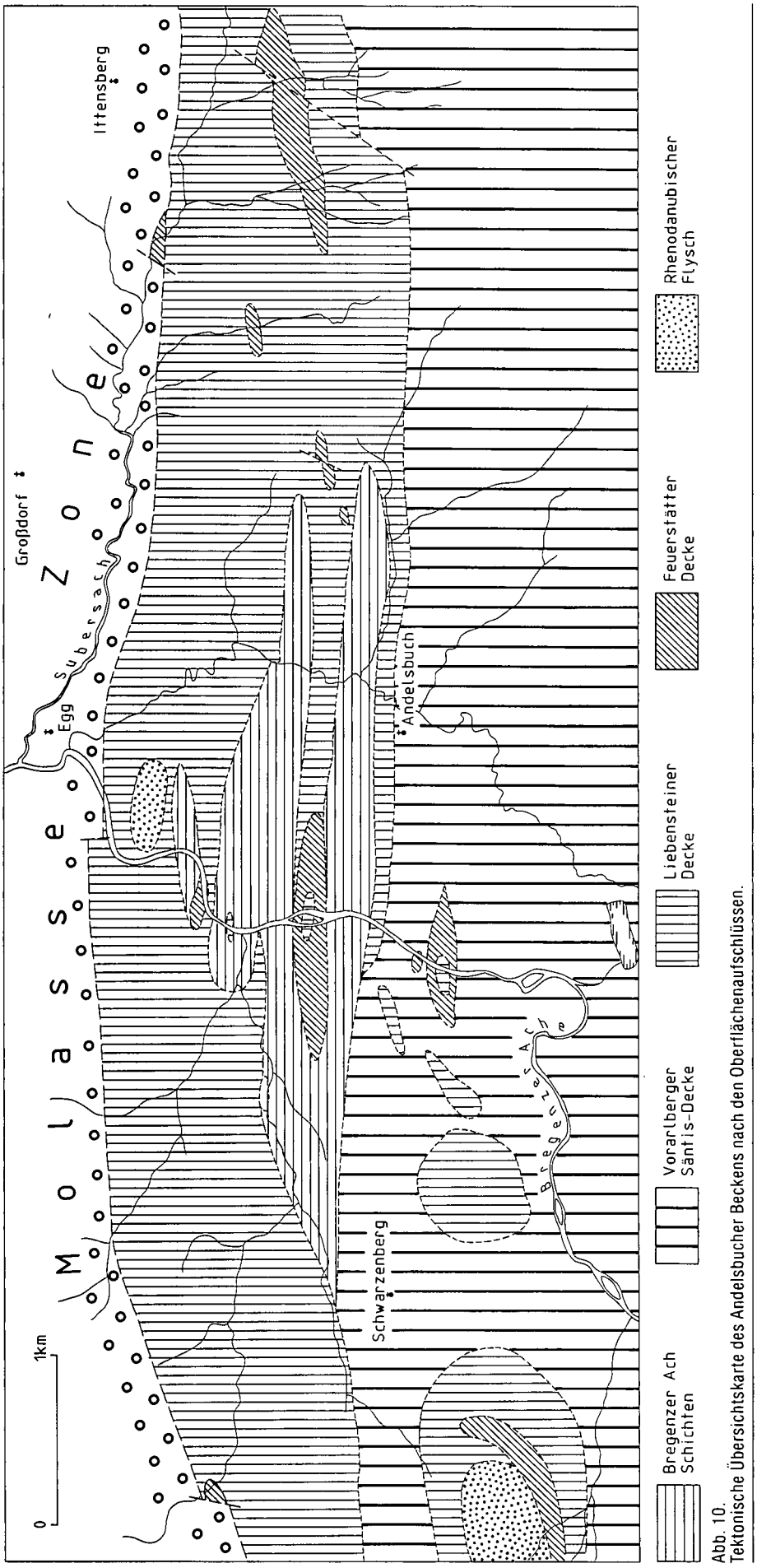


Abb. 10.
Tektonische Übersichtskarte des Andelsbucher Beckens nach den Oberflächenaufschlüssen.

sind aufgrund ihres inkompetenten Gesteinsaufbaus stark in sich verfaltet und verschuppt, was anhand des teilweise rasch wechselnden Alters, das mit Hilfe der Mikrofauna nachgewiesen werden konnte, deutlich wird.

Die starke interne Verschuppung der Liebensteiner Decke führt HÖFLE (1972) nicht auf die Überfahrung durch höhere tektonische Einheiten zurück. Er vertritt die Ansicht, daß die Überschiebung dieser Decke in Form zahlreicher unterschiedlich mächtiger Divertikel vor sich ging, die bereits während des Abgleitens nach Norden ihren inneren Zusammenhalt verloren und die Aufwölbungen des helvetischen Untergrundes „umflossen" haben.

Die Feuerstätter Decke ist, da nur in wenigen, meist aus Schelpen-Serie bestehenden Vorkommen auftretend, deutlich unterrepräsentiert. So sind die einzelnen Vorkommen nur als völlig zerscherte, intensiv verfaltete wurzellose Reste eines tektonischen Gleitstockwerkes anzusehen, die allerdings dort, wo ihre Lagerungsweise eindeutig feststeht, stets die Liebensteiner Decke überlagern.

6.5. Rhenodanubische Flyschzone

Die Flyschvorkommen Vorarlbergs werden aufgrund ihrer Trennung durch das helvetische Halbfenster in eine Südliche und eine Nördliche Flyschzone aufgeteilt. Die Nördliche Vorarlberger Flyschzone entspricht der in Nordfazies ausgebildeten Sigiswanger Decke (E. KRAUS, 1927). Sie liegt von der Subersach bis zur Iller als geschlossener Deckenverband vor und bildet die höchste tektonische Einheit über dem Helvetikum. Westlich der Subersach sind von diesem Deckenkomplex nur noch Reste vorhanden wie die Klippe des Hochälpele und die Fähnern-Mulde nördlich des Säntis.

An der Bregenzer Ache bei Kohlgrub konnte ein kleiner Deckenrest aus Reiselsberger Sandstein und Piesenkopf-Schichten nachgewiesen werden, der ein Verbindungsglied zum Flyschvorkommen südwestlich der Haldenlifte darstellt, welches einen Ausläufer der Hochälpele-Klippe bil-

det. Die aus Reiselsberger Sandstein bestehende Basis des Flysches steht dort in direktem Kontakt zu Leimern-Schichten und Gesteinen der Schelpen-Serie. Letztere wurde früher aufgrund der lithologischen Ähnlichkeit und der stratigraphischen Position unterhalb des Reiselsberger Sandsteins zu den Ofterschwanger Schichten gerechnet; Mikrofaunen belegen jedoch ein Eozänalter.

7. Zur Paläogeographie der Ablagerungsräume

Die im Andelsbucher Becken angetroffenen Gesteine müssen nun noch in ihrem paläogeographischen Zusammenhang dargestellt werden. Insgesamt handelt es sich um Sedimente, die auf dem helvetischen Außenschelf, einem südlich anschließenden Kontinentalhang und in einer Tiefwasserrinne nördlich des Cetischen Rückens abgelagert wurden.

7.1. Helvetikum-Zone

Die Unterteilung des rechtsrheinischen Helvetikums in drei charakteristische Faziesräume nach Arn. HEIM (1919) gilt auch heute noch als Vorbild. Demnach gehört der Winterstaude-Rücken zur Nordfazies, der Bereich nördlich der Canisfluh zur mittleren Fazies und das Gebiet südlich der Canisfluh zur Südfazies. Dabei ist zu beachten, daß sich diese Gliederung nur auf das obertags aufgeschlossene Helvetikum der Vorarlberger Säntis-Decke und nicht auf das gesamte helvetische Faziesgebiet bezieht, von dem rechtsrheinisch nur ein kleiner Teil zu sehen ist.

Die seit einiger Zeit bekannten Faziesverhältnisse und Ablagerungsbedingungen konnten nun dazu benutzt werden, die meist isolierten oder tektonisch begrenzten Gesteinsvorkommen des Andelsbucher Beckens paläogeographisch einzuordnen. Schwierigkeiten in der Einordnung bereiteten die Bregenzer-Ach-Schichten. Für die Ablagerung in einem nördlich der Leistmergel des nordhelvetischen Winterstaude-Antiklinoriums gelegenen Sedimentationsraum spricht der deutlich höhere Sand- und Glaukonitgehalt, was durch einen verstärkten terrigenen Einfluß von Norden zu erklären wäre. Würde sich ein höherer Altersumfang der Bregenzer-Ach-Schichten (Santon bis Untercampan) bis ins Maastricht (wofür nur eine Probe spricht) bestätigen, so würde das bedeuten, daß sie eventuell auch Teile der Wangschichten faziell vertreten. HÜGEL (1956:64) plädierte deshalb für eine paläogeographische Einordnung der Bregenzer-Ach-Schichten ins südliche Helvetikum.

Unsere tektonischen, lithologischen und mikropaläontologischen Ergebnisse sprechen eher für eine ursprüngliche Position der Bregenzer-Ach-Schichten nördlich der Leistmergel des Winterstaude-Zuges, also für ein Fenster der „Hohenemser Decke" von WYSSLING (1986). Die tendenzielle Vertiefung des helvetischen Schelfmeeres von Nord nach Süd steht dabei nur scheinbar im Widerspruch zu der Tatsache, daß im Winterstaude-Nordhelvetikum keine jüngeren Sedimente als die Leistmergel des Santon bekannt sind. Denn die Bregenzer-Ach-Schichten könnten auch in einem eigenständigen Becken des inneren Schelfes abgelagert worden sein (auch bis ins Maastricht).

Die nach einer präeozänen Erosionsphase sedimentierten sandigen Eozänkalke sind wahrscheinlich ihre normalstratigraphische Überlagerung, doch wäre auch eine allochthone Position denkbar.

7.2. Liebensteiner Zone

Die Liebensteiner Zone, auch als Hochhelvetikum bezeichnet, schließt sich paläogeographisch südlich an die Südfazies des rechtsrheinischen Helvetikums an und umfaßt den Bereich des äußersten Schelfes mit einer hochpelagischen Sedimentation.

Der Liebensteiner Faziesraum schließt sich nach den Untersuchungen von MASCHEK (1951), OBERHAUSER (1953), BETTENSTAEDT (1958) u.a. im Süden direkt, ohne eine trennende Schwelle oder tektonische Linie, an das Südhelvetikum an. Der kontinuierliche Übergang des Südhelvetikums in die hochhelvetische Liebensteiner Fazies wird durch die großen lithologischen und faunistischen Ähnlichkeiten zwischen Seewerkalk und Liebensteiner (bzw. Leimern-) Kalk und zwischen Leibodenmergeln und Leimern-Schichten (im Coniac bis Santon) verdeutlicht.

Die Schmiedebach-Serie wird von uns als Übergangsfazies zwischen den Leistmergeln und Wangschichten des Südhelvetikums und den Leimern-Schichten der Liebensteiner Fazieszone angesehen. Sie können deshalb, je nachdem wo der tektonische Abriß erfolgt ist, auch noch von Nummulitenkalken begleitet sein. Die Schmiedebach-Serie unterscheidet sich durch ihre dunklere Farbe deutlich von den Leistmergeln und Leimern-Schichten, mit denen sie teilweise gleich alt ist. Mit den dunklen Tonschiefern der Junghansen-Schichten kann sie kaum verwechselt werden, weil sie im Gegensatz zu ersteren fast immer reichlich Mikrofauna, aber keine Hartbänke enthält.

Der größte Teil der oberkretazisch-alttertiären Gesteine der Liebensteiner Fazieszone ist, bis auf einen schmalen Streifen zwischen Diedamskopf und Sünser Joch, der mit dem Südhelvetikum stratigraphisch verbunden geblieben ist, als inkohärente, in viele Divertikel aufgelöste Liebensteiner Decke über das Helvetikum der Vorarlberger Säntis-Decke bis an den Südrand der Molasse weitgehend passiv transportiert worden.

7.3. Feuerstätter Zone (Ultrahelvetikum s. str.)

Während die Liebensteiner Zone wegen ihrer großen lithologischen, faziellen und faunistischen Gemeinsamkeiten von uns noch zum Helvetikum i.w.S. gerechnet wird, sehen wir die Feuerstätter Fazieszone als eigenständigen, ultrahelvetischen Raum an, was auch den Verhältnissen in der benachbarten Schweiz entspricht. Obwohl die Feuerstätter Zone nach Lithofazies und Seriengliederung keinerlei Ähnlichkeit mit dem nordpenninischen Prätigauflysch besitzt, war sie von M. RICHTER u.a. dem Nordpennikum zugerechnet worden.

Obwohl inzwischen allgemein Einstimmigkeit darüber herrscht, daß sich die Feuerstätter Fazieszone südlich an den Liebensteiner Faziesbereich anschließt, so bestehen doch erhebliche Meinungsunterschiede über die Position der Grobklastika schüttenden Liefergebiete.

Die Modelle von BETTENSTAEDT (1958) und BUTT & HERM (1979), in denen ohne trennende Kristallinschwellen Helvetikum, Ultrahelvetikum und Rhenodanubischer Flysch hintereinander folgen, müssen abgelehnt werden, weil sie weder die großen tektonischen Verlagerungen nach der Sedimentation berücksichtigen, noch die Zusammensetzung der Grobklastika hinreichend erklären. Für die paläogeographische Situation führen die von HAGN (1960), FREIMOSER (1972), HOMEWOOD (1977) u.a. entwickelten Vorstel-

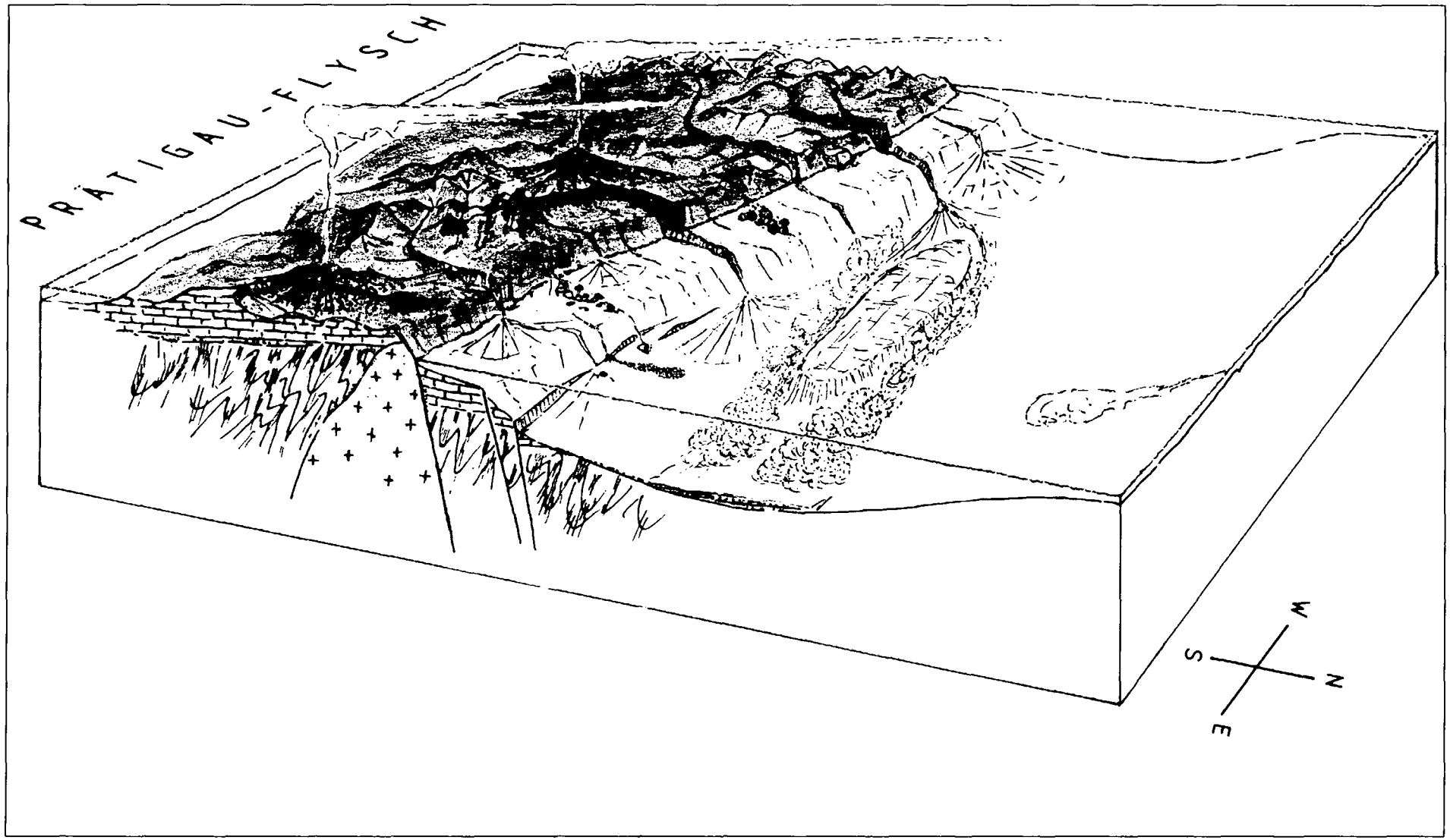


Abb. 11.
Geographische Visualisierung des Süd- und Ultrahelvetischen Ablagerungsraumes etwa zur Zeit des Alttertiärs mit dem Cetischen Rücken als Liefergebiet der Grobklastika.

lungen weiter, wonach die ultrahelvetische Feuerstätter Tiefwasserrinne im Süden zeitweise von einer reichlich Detritus (bis zu hausgroßem Kristallin) liefernden Schwelle (bzw. Inselgirlande) begrenzt war.

Über das im Streichen etwas unterschiedlich zusammengesetzte südliche Liefergebiet, auch Cetischer Rükken genannt, liegen inzwischen mehrere Untersuchungen vor (u.a. HAGN, 1960; FREIMOSER, 1972; EGGERT, 1977), auf die verwiesen werden kann.

Östlich des Rheins konnten bisher keine Hinweise gefunden werden, daß sich zwischen dem südlichen Helvetikum und dem Ultrahelvetikum nennenswerte Abtragungsgebiete oder Kristallinschwellen während des Alttertiärs herausgehoben hätten und abgetragen wurden. Vielmehr spricht alles dafür, daß die Leimern-Schichten der Liebensteiner Fazieszone bei zunehmender Wassertiefe am unteren Kontinentalhang in die globigerinenführende Schelpen-Serie übergegangen sind. Weiter südlich folgte dann die Fazies der Junghansen-Formation. Für die in der Junghansen-Formation typischen, extrem fossilarmen bis fossilfreien Schwarzpelite ist ein Ablagerungsmilieu in stagnierenden, wohl unterhalb der CCD gelegenen, evtl. sogar euxinischen Tiefwasserbecken anzunehmen, die nur unregelmäßig von Turbiditen oder Fluxoturbiditen beschickt wurden.

Die Rotpelite der Roten Gschliefschichten wurden auf Tiefschwellen abgelagert, die von den Turbiditen nicht überflossen worden sind. Über den voroberkretazischen Untergrund der Feuerstätter Fazieszone liegen für Vorarlberg keine gesicherten Kenntnisse vor. So ist es noch immer nicht geklärt, ob die Aptychenschichten mit ihrer Überlagerung bunter Unterkreidemergel die normalstratigraphische Unterlage bilden. Sie würde dann völlig von der helvetischen Fazies abweichen und eher Verwandtschaft zur Klippenzone aufweisen.

7.4. Rhenodanubischer Flysch

Da die Rhenodanubische Flyschzone das tektonisch Hangende der Feuerstätter Decke einnimmt und ihrerseits von der Aroser Zone und dem Oberostalpin von Süden her überschoben worden ist, muß die ursprüngliche Lage des Ablagerungsraumes zwischen diesen Einheiten gesucht werden. In der älteren Literatur wurde die Rhenodanubische Flyschzone meist unmittelbar südlich der Feuerstätter Decke im Nordpenninikum eingeordnet (M. RICHTER, 1957 u.a.). Dabei wurde übersehen, daß in der unmittelbaren Umgebung von Vorarlberg der ausgedehnte Prätigauflysch das Nordpenninikum einnimmt. In jüngster Zeit mehren sich deshalb die Versuche, den Rhenodanubischen Flysch im Südpenninikum, südlich der Briançonnais-Plattform einzuwurzeln (EGGER, 1990).

Für eine südpenninische Herkunft des Rhenodanubischen Flysches sprechen vor allem die großen Ähnlichkeiten in der Seriengliederung (z.B. zwischen dem Helminthoidenflysch des Ubaye und dem Rhenodanubischen Flysch), der ähnliche Altersumfang und die vergleichbare heutige tektonische Position.

Während von M. RICHTER für die Rhenodanubische Flyschzone im Allgäu und in Vorarlberg eine ursprüngliche Lage im Ablagerungsraum von N nach S: Üntschen-Decke (= südliche Vorarlberger Flyschzone), Sigiswanger Decke (= nördliche Vorarlberger Flyschzone) und Oberstdorfer Decke angenommen wird, läßt sich, wie in dieser Arbeit vertreten, auch eine ursprüngliche Abfolge postulieren, die der heutigen Lagerung entspricht. Demnach bildet der Rhenodanubische Flysch ein Sedimentprisma mit dreiekkigem Querschnitt und der größten Mächtigkeit in der Üntschen-Decke in der Mitte. Eine Überschiebung der Üntschen-Decke durch die Sigiswanger Decke entfällt nach dieser Vorstellung.

Literatur

ALEXANDER, K. (1964): Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes im Bereich der Winterstaude (Vorarlberg). – Dip.l-Arb. TU München, 71 S.; München.

ALEXANDER, K., BLOCH, P., SIGL, W. & ZACHER, W. (1965): Helvetikum und „Ultrahelvetikum" zwischen Bregenzer Ache und Subersach (Vorarlberg). – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G: 134–146; Wien.

BACHMANN, G. & MÜLLER, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriss 1 (Kalkalpin, Bayern). – Geologica Bavarica, **81**: 17–53; München.

BETTENSTAEDT, F. (1958): Zur stratigraphischen und tektonischen Gliederung von Helvetikum und Flysch in den Bayerischen und Vorarlberger Alpen aufgrund mikropaläontologischer Untersuchungen. – Z.dt. geol. Ges., **109**: 566–592; Hannover.

BETZ, D. & WENDT, A. (1983): Neue Ergebnisse der Aufschluß- und Gewinnungstätigkeit auf Erdöl und Erdgas in Süddeutschland. – Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u. Ing., V. **49**: 9–37; Zürich.

BÜRGISSER, H.M., FREI, H.P. & RESCH, W. (1981): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in die Molasse der Nordostschweiz und des Vorarlbergs vom 19. bis 21. Oktober 1980. – Eclogae geol. Helv., **74**/1: 297–310; Basel.

BUTT, A. & HERM, D. (1978): The Paleo-oceanographic Aspects of the Upper Cretaceous Geosynclinal Sediments of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K. (Hrsg.): Alps, Apennines, Hellenides: 87–95; Stuttgart (Schweizerbart).

CARON, C. et al. (1980): Témoins de la Nappe du Gurigel sur les Préalpes Medianes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – Bull. Soc. Fribourg Sci. Nat., **69**: 64–79; Fribourg.

CZURDA, K., HANTKE, R., OBERHAUSER, R. & RESCH, W. (1979): Molasse, Helvetikum, Flysch und Nördliche Kalkalpen im Bregenzer Wald (Exkursion I am 21. April 1979). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **61**: 97–109; Stuttgart.

EGGER, H. (1990): Zur paläogeographischen Stellung des Rhenodanubischen Flysches (Neokom–Eozän) der Ostalpen. - Jb. Geol. B.-A., **133**/2: 147–155; Wien.

EGGERT, P. (1977): Sedimentpetrographisch-stratigraphische Untersuchungen in den Unterkreide-Serien und im Bolgenkonglomerat (Oberkreide) der Feuerstätter Decke im Allgäu und Vorarlberg. – Berliner geowiss. Abh., **A2**: 1–167; Berlin.

FELBER, P. & WYSSLING, G. (1979): Zur Stratigraphie und Tektonik des Südhelvetikums im Bregenzerwald (Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., **72**/3: 673–714; Basel.

FREIMOSER, M. (1972): Zur Stratigraphie, Sedimentpetrographie und Faziesentwicklung der Südostbayerischen Flyschzone und des Ultrahelvetikums zwischen Bergen/Obb. und Salzburg. – Geologica Bavarica, **66**; 7–91; München.

GRÜNVOGEL, E. (1959): Der Gesteinsaufbau westlich der Bregenzer Ach von Schwarzenberg bis Au. – Sonderdruck aus den Schriften des Vereins für Geschichte des Bodensees und seiner Umgebung, **77**: 94–114; Konstanz.

HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. – Geologica Bavarica, **44**: 3–208; München.

HAGN, H. (1981): Die Bayerischen Alpen und ihr Vorland in mikropaläontologischer Sicht. – Geologica Bavarica, **82**: 1–408; München.

HEIM, Arn. & BAUMBERGER, E. (1933): Jura und Unterkreide in den helvetischen Alpen beiderseits des Rheines (Vorarlberg und Ostschweiz). – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **68**/2: 1–220; Zürich.

HEIM, Arn. & SEITZ, O. (1934): Die mittlere Kreide in den helvetischen Alpen von Rheintal und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. – Denkschr. Schweiz. Naturforsch. Ges., **69**/2: 185–310; Zürich.

HESSE, R. (1965): Herkunft und Transport der Sedimente im bayerischen Flyschtrog. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G: 147–170; Wien.

HESSE, R. (1972): Lithostratigraphie, Petrographie und Entstehungsbedingungen des bayerischen Flysches: Unterkreide. – Geologica Bavarica, **66**: 148–222; München.

HESSE, R. & BUTT, A. (1976): Paleobathymetry of Cretaceous turbidite basins of the East Alps relative to the Calcite Compensation Level. – Journ. Geol., **84**: 505–533; Chicago.

HÖFLE, H.-Ch. (1972): Mikropaläontologische und sedimentpetrographische Untersuchungen zur Klärung der Deckentektonik und Stratigraphie des Ultrahelvetikums (Liebensteiner Decke) in Vorarlberg und im Allgäu. – Geol. Jb., **A1**: 1–73; Hannover.

HÖPFNER, B. (1962): Bemerkungen zur Paläogeographie und Tektonik des Helvetikums zwischen Iller und Lech. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **44**: 93–109; Stuttgart.

HÖPFNER, B. (1970): Stratigraphie und Faziesverteilung der südhelvetischen Kreide-Tertiär-Grenzschichten des mittleren Allgäu und ein Vergleich nach Osten und Westen. – Diss. Univ. München: 128+X S.; München.

HOMEWOOD, P.W. (1977): Ultrahelvetic and North-Penninic Flysch of the Prealps: a general account. – Eclogae geol. Helv., **70**: 627–641; Basel.

HÜGEL, G.W. (1956): Zur Geologie des nordwestlichen Bregenzer Waldes (Vorarlberg). – Diss. Univ. Innsbruck, 126 S.; Innsbruck.

KRAUS, E. (1927): Neue Spezialforschungen im Allgäu (Molasse und Flysch). Ein Beitrag zur Kenntnis geosynklinaler Vorgänge. – Geol. Rdsch., **18**: 189–221, 263–298; Berlin.

KRAUS, E. (1932): Der nordalpine Kreideflysch. Geologische Forschungen im Allgäu und in Vorarlberg. – Geol. Paläont. Abh., N. F., **19**: 65–138; Stuttgart.

LIEDHOLZ, J. (1959): Geologie der Berge nördlich von Rohrmoos im Allgäu. – Diss. Freie Univ. Berlin, 105 S.; Berlin.

LIEDHOLZ, J. et al. (1982): Kreide des Helvetikums und des Flysch. – 2. Symposium Kreide, Exkursionsführer: B 1–52; München.

LIEDHOLZ, J., WEIDICH, K.F., HAGN, H. & SCHOLZ, H. (1983): Helvetikum und Nördliche Flyschzone im Allgäu westlich der Iller, an der Breitach und im Balderschwanger Tal (Exkursion E am 7. April 1983). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **65**: 61–83; Stuttgart.

MASCHEK, W. (1951): Geologie zwischen Gopfberg und Blasenka (Hinterer Bregenzer Wald/Vorarlberg). – Diss. Univ. Innsbruck; Innsbruck.

MEESMANN, P. (1925): Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodensee-Rheintals. – Diss. Univ. Basel, 111 S.; Basel.

OBERHAUSER, R. (1953): Geologische Untersuchungen im Flysch und Helvetikum der Hohen Kugel (Vorarlberg). – Verh. Geol. B. -A., **1953**: 176–183; Wien.

OBERHAUSER, R. (1963): Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht. – Jb. Geol. B.-A., **106**: 1–88; Wien.

OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum. – Jb. Geol. B.-A., **111**: 115–145; Wien.

OBERHAUSER, R. (1980): Molasse-Untergrund, Helvetikum, Flysch und Klippenzonen in Vorarlberg. – In: Der Geologische Aufbau Österreichs: 177–188; Wien – New York (Springer Verlag).

OBERHAUSER, R. (1984): Bericht 1983 über geologische Aufnahmen im Helvetikum und der Nördlichen Flyschzone auf Blatt 111 Dornbirn. – Jb. Geol. B.-A., **127**/2: 226–229; Wien.

PREY, S. (1975): Bemerkung zur Paläogeographie des Eozäns im Helvetikum – Ultrahelvetikum in Ostbayern, Salzburg und Oberösterreich. – Sitzber. österr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., Abt. I, **184**: 1–7; Wien.

RAD, U.v. (1962): Die Flyschzone des östlichen Allgäus zwischen Iller und Lech. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **44**: 31–42; Stuttgart.

RAD, U. v. (1972): Zur Sedimentologie und Fazies des Allgäuer Flysches. – Geologica Bavarica, **66**: 92–147; München.

RESCH, W. (1976): Bericht über den Stand der Untersuchungen von zwei Ophiolithvorkommen im östlichen Bregenzer Wald. – Verh. Geol. B.-A., **1976**: A128–131; Wien.

RICHTER, M. (1957): Die Allgäu-Vorarlberger Flyschzone und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Z. dt. geol. Ges., **108**/2: 156–174; Hannover.

RICHTER, M. (1960): Ergebnisse neuer Untersuchungen im Helvetikum des Vorarlberg und Allgäu. – Abh. dt. Akad. Wiss. Berlin, Kl. III, **1**: 77–94; Berlin.

RICHTER, M. (1978): Vorarlberger Alpen. – Sammlung geologischer Führer, **49** (2. Auflage): 171 S.; Berlin – Stuttgart (Gebr. Borntraeger).

RIEDEL, J. (1940): Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg. – Z. dt. geol. Ges., **92**: 69–107; Berlin.

SCHWERD, K. & RISCH, H. (1983): Zur Stratigraphie und Herkunft der Feuerstätter Decke im Oberallgäu. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **65**: 279–290; Stuttgart.

SIGL, W. (1964): Geologische Spezialuntersuchungen im Helvetikum und Ultrahelvetikum des Bregenzer Waldes im Bereich von Bezau östlich der Bregenzer Ache. – Dipl.-Arb. TU München, 55 S.; München.

SIMET, C. (1985): Zur Geologie in der Umgebung von Sibratsgfäll (Vorarlberg, Österreich). – Dipl.-Arb. TU München, 95 S.; München.

TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz. Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv., **62**/1: 105–143; Basel.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide book. – 334 S.; Basel (Wepf & Co.).

WEIDICH, K.F. & SCHWERD, K. (1987): Über den Feuerstätter Flysch im Allgäu. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **174**/2: 193–212; Stuttgart.

WYSSLING, G. (1985): Palinspastische Abwicklung der helvetischen Decken von Vorarlberg und Allgäu. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4: 701–706; Wien.

WYSSLING, G. (1986): Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., **129**/I: 161–265; Wien.

ZACHER, W. (1972): Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 670 Oberstdorf. – München (Bayer. Geol. L.-Amt).

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band **135**	Heft 4	S. 845–846	Wien, Dezember 1992

Die Kreide- und Alttertiärgerölle der Allgäuer Molasse – Ein Brückenschlag zwischen München und Vorarlberg

Kurzfassung eines Vortrages

Von HERBERT HAGN*)

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Österreich
Deutschland
Allgäu
Molasse
Kreide
Alttertiär
Gerölle
Paläogeographie

Wie aus dem Titel des vorliegenden Beitrags hervorgeht, war es dem Vortragenden eine angenehme Pflicht, im Rahmen der Verabschiedung seines hochgeschätzten Kollegen Herrn Dr. R. OBERHAUSER einen kleinen Beitrag zu leisten.

Leider war er nicht in der Lage, ein Thema über die Geologie und/oder Paläontologie von Vorarlberg selbst zu behandeln. Er versuchte daher, sich Vorarlberg von Osten her soweit wie möglich zu nähern. Es wurde schließlich die Gefaltete Molasse des westlichen Allgäus ausgewählt, an deren Gliederung ein Vorarlberger, F. MUHEIM, einen wesentlichen Anteil hat. Außerdem sind die meisten Gerölle dieser paläogeographisch-tektonischen Einheit aus Tirol, einem österreichischen Bundesland, abzuleiten. Auf die kalkalpine Herkunft der Alttertiärgerölle machte zu Beginn der 20er Jahre zudem der verdienstvolle H.P. CORNELIUS aufmerksam, dessen Schriften in Wien erschienen. Damit entfallen wohl alle Bedenken, in dieser Zeitschrift von München aus einen kurzen Beitrag zu veröffentlichen. Kurz deshalb, weil die wichtigsten Ergebnisse der Geröllanalyse bereits vor wenigen Jahren (1989) publiziert wurden. Da seither, wenn man vom Urgon absieht, keine neuen Gesichtspunkte aufgetreten sind, soll der kostbare Druckraum Originalbeiträgen vorbehalten bleiben.

Die Geröllforschung ist ein wichtiger Zweig der Alpengeologie. Sie liefert wertvolle Daten für die Paläogeographie und Tektonik des kalkalpinen Rücklands, vor allem in kretazischer und alttertiärer Zeit. Ohne Gerölle könnten diese beiden Kapitel der Alpengeologie nur sehr lückenhaft geschrieben werden.

Für die vorliegenden Untersuchungen wurden die Methoden der qualitativen Geröllanalyse verwendet. Im Vortrag wurden daher einige besonders aufschlußreiche Gerölle aus der oberoligozänen Faltenmolasse östlich und westlich der Iller im Schliffbild vorgeführt. Der größte Teil der untersuchten Gerölle stammt aus der westlich des genannten Flusses gelegenen Steineberg-Mulde, die zum Hochgrat-Fächer zu rechnen ist. Die übrigen Gerölle wurden von Herrn G. ZINK, Sonthofen, aus Konglomeraten der Murnauer Mulde östlich der Iller geborgen. Sie sind Bestandteile des Nesselburg-Fächers.

Die kalkalpinen Gerölle entstammen dem Zeitraum Ober-Apt, Cenoman, Campan, Maastricht, Thanet-Ilerd, Cuis, Lutet, Priabon und Latdorf. Das Helvetikum ist im Geröllspektrum noch sehr gering vertreten. Es liegen nur wenige Gerölle aus den südhelvetischen Erzschichten vor. Gerölle aus anderen Einheiten fehlen oder sind nicht mit letzter Sicherheit nachzuweisen.

Da die Redezeit beschränkt war, schien es geboten, Schwerpunkte zu setzen. Dementsprechend wurden Gerölle aus der höheren Unterkreide (Urgonfazies), der Gosau und des Obereozäns ausführlicher besprochen. Vertreter anderer Zeiteinheiten mußten hingegen stärker in den Hintergrund treten.

Noch vor einem Jahrzehnt hätten Gerölle von Urgonkalken in der subalpinen Molasse große Rätsel aufgegeben. Heute weiß man, daß diese Fazies im kalkalpinen Bereich sehr weit verbreitet und auf frühere Hochgebiete (z.B. „Oberaudorfer Schwelle" im Sinne von WEIDICH) beschränkt ist. Es liegt zwar nur ein einziges Geröll vor, das allerdings durch zahlreiche Gehäuse von *Orbitolina (Mesorbitolina)* cf. *texana* (ROEMER) als Ober-Apt ausgewiesen ist. Eine sehr ähnliche Ausbildung konnte unlängst, gleichfalls in Form von Geröllen, in der südhelvetischen Fossilschicht (Unt. Lutet) von St. Pankraz am Haunsberg nördlich Salzburg nachgewiesen werden. Die beiden Gerölle

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. HERBERT HAGN, Institut für Paläontologie und historische Geologie, Abt. f. Mikropaläontologie, Richard-Wagner-Straße 10, D-8000 München 2.

sind entweder von der Prävindelizischen Inselschwelle (im Sinne von F. TRAUB) oder aus dem Ultrahelvetikum abzuleiten (HAGN, SCHLAGINTWEIT & STEIGER, 1991).

Die Gosau wird durch acht Gerölle vertreten. Sie beanspruchen deshalb unsere Aufmerksamkeit, weil sie wenigstens teilweise sehr stark an die Muttekopf-Gosau der tirolischen Inntal-Decke erinnern. Sie enthalten neben orbitoidalen Großforaminiferen Dolomitgeröllchen, die mit einem dunklen Saum umgeben sind. Dieses festländisch gelagerte Material wurde später auf turbiditischem Wege in größere Meerestiefen verfrachtet.

Eine besondere Bedeutung besitzen ferner Gerölle aus dem Mittel-Paleozän (Thanet). Sie sind als Riff- bzw. Riffschuttkalke ausgebildet, die mit Rotalgen-Schuttkalken vergesellschaftet sind. Sie stammen vom Südrand der Nördlichen Kalkalpen und sind Überreste eines alpin-karpatischen Riffgürtels, der nunmehr bis in das westliche Allgäu nachgewiesen werden kann.

Innerhalb des Obereozäns gelang es, ein Unter-Priabon von einem Ober-Priabon abzugrenzen. Das Unter-Priabon wird durch die Nummuliten-Art *N. fabianii* (PREVER) gekennzeichnet. Die faziellen Beziehungen zum Fundort Oberaudorf (Unterinntal) sind unverkennbar.

Ein Teil der Gerölle ist sehr sandreich ausgebildet und enthält neben Feldspäten selbst Einschlüsse von Süßwasserkalken. Sie können daher als Vertreter einer südlichen Strandfazies gedeutet werden.

Das Ober-Priabon zeigt sich hingegen in der Ausbildung als mikritische Kalke, die Großforaminiferen der Gattung *Spiroclypeus* einschließen. Die Grundmasse ist fast frei von siliziklastischen Einstreuungen, enthält aber Gerölle dunkler Dolomite, die wohl mit den Dolomiten „unbekannter Herkunft" der subalpinen Molasse in Zusammenhang zu bringen sind. Bemerkenswert ist der frühe Zeitpunkt der Schüttung der im Oligozän und Miozän so überaus häufigen Karbonatgeröllchen.

Als Novum kann schließlich der Nachweis von vier Geröllen aus dem kalkalpinen Oligozän gelten. Es handelt sich um helle Rotalgen-Schuttkalke, die teilweise sehr reich an Bryozoen sind. Sie erinnern faziell, faunistisch und floristisch sehr stark an das Unteroligozän von Häring in Tirol. Ähnliche Gerölle wurden ferner in oberoligozänen Konglomeraten des Westerbuchbergs im Chiemgau und in den miozänen Wachtberg-Schottern der Vorlandmolasse nördlich von Salzburg nachgewiesen.

Abschließend kann festgehalten werden, daß in der oberoligozänen Faltenmolasse des westlichen Allgäus zwar noch die Elemente der Fernschüttung (Typus Angerberg-Schichten) dominieren, daß aber bereits Gerölle der Nahschüttung (Fabianii-Fazies des Obereozäns, südhelvetische Erzschichten) nachzuweisen sind. Man weiß heute, daß die Nahschüttung umso später einsetzte, je weiter im Osten die Fundstellen von Geröllen liegen.

Literatur

HAGN, H.: Über einige bedeutsame Kreide- und Alttertiärgerölle aus der Faltenmolasse des Allgäus. – Geologica Bavarica, **94**, 5–47, 1 Abb., 10 Taf., München 1989.

HAGN, H., SCHLAGINTWEIT, F. & STEIGER, T.: Fremdartige Gerölle aus dem südhelvetischen Unter- und Mittel-Eozän von St. Pankraz am Haunsberg nördlich Salzburg. – Mitt. Bayer. Staatssig. Paläont. hist. Geol., **31**, 27–45, 1 Abb., 4 Taf., München 1991.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band 135	Heft 4	S. 847–856	Wien, Dezember 1992

Zur Genese des Alpen-Rheintals

Von RENÉ HANTKE*)

Mit 12 Abbildungen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Vorarlberg
Schweiz
Alpen-Rheintal
Bodensee-Senke
Glazialerosion
Hörnli-Schuttfächer
Miozän
Molasse
Nagelfluh
Pfänder-Schuttfächer
Pliozän
Rhein-Gletscher
Sommersberg-Schuttfächer
Ur-Rhein

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 81, 82, 110, 111, 141, 142

Inhalt

Zusammenfassung 847
Abstract 848
1. Die Ränder des Alpen-Rheintals 848
2. Neuere Forschungen im Rheintal 848
3. Der Wechsel vom Hörnli-Schuttfächer zur Bodensee-Senke 851
4. Die Wirkung des kaltzeitlichen Rhein-Eises und der Tektonik 852
5. Die Ausräumung des Eises in den Nachbargebieten 852
Literatur 856

Zusammenfassung

Schweizer und Vorarlberger Molasse-Strukturen und helvetische Kalkalpen brechen brüsk in die Rheinebene ab. Sanfter taucht die Wildhauser Mulde ein und steigt – nach N versetzt – als Fraxern-Mulde wieder empor. Weiter S taucht die von Querbrüchen durchsetzte Alvier-Kreide gegen NE ab. E des Rheins liegen darüber penninischer Flysch, Falknis- und Sulzfluh-Decke, verwalzte Aroser Zone und ostalpine Lechtal-Decke.

Forschungen im Alpen-Rheintal ließen dessen Entstehungsgeschichte neu aufrollen: Die These von einem Grabenbruch und glazialer Ausräumung geriet ins Wanken. Der junge Graben wich einer primären Quersenke, in die bei tiefer Waldgrenze Molasse-Nagelfluhen als kühlzeitliche Muren geschüttet wurden. Pflanzenreste finden sich nur in Feinsedimenten warmzeitlicher Altläufe.

An der jüngsten Molasse-Schüttung, am Hörnli-Fächer, waren aufgrund der Gerölle erstmals alle Bündner Äste des miozänen Ur-Rheins beteiligt. Bei der Platznahme der helvetischen Decken wurde ihm sein angestammter Lauf verwehrt. Er fand – in Kühlzeiten ein Ur-Rhein-Gletscher und seine Schmelzwässer – einen neuen Weg zwischen den bei der Platznahme verscherten, auseinandergerissenen und in den ehemaligen Ablagerungstrog der subalpinen Molasse zu liegen gekommenen Kreide-Elementen. In dieser Senke sind auch die nachmolassischen Sedimente zu suchen. Dann fuhr ein jüngstmiozäner Rhein-Gletscher ins Rheintal und ins eben entstandene Bodensee-Becken vor. Linksseitige Schmelzwässer flossen durchs Appenzellerland zum Tannenberg bei St. Gallen, wo Bodenseee-Rhein-Eis der Schotterfracht den Weitertransport verwehrte.

Bohrungen im Alpen-Rheintal ergaben ein bewegtes Felsrelief: in Hohenems an der Basis, in 592 m Tiefe, Gerölle, in einer nur wenige 100 m entfernt niedergebrachten Bohrung: gekritzte Geschiebe in knapp 16 m, dazwischen in mehrfachem Wechsel: Schotter, Sande, Seetone und Torfe. Die Füllung ist Eis und Schmelzwässern zuzuschreiben, nicht aber die Hohlform; sie kann nur tektonisch gedeutet werden.

Im Bregenzerwald und in der NE-Schweiz war die Eis-Ausräumung bescheiden. Im Säntis-Gebirge bilden Oberkreide-Kalke und -Mergel den Muldenkern gegen NE einfallender Synklinaltäler. Die jüngsten Abfolgen glitten vor der Platznahme von ihrer Unterlage ab; sie liegen als Nummulitenkalk-Schuppen am Alpenrand. Wohl stürzten von den Säntis-Ketten Blöcke auf das Eis und dieses riß Schollen vom Untergrund weg. Die Erratiker-Dichte im Appenzellerland ist aber recht gering; sie ergibt nur einen Abtrag von wenigen Metern. Beim gefällsärmeren aber mächtigeren Rhein-Gletscher dürfte diese kaum viel höher gewesen sen.

*) Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. RENÉ HANTKE, CH-8172 Stäfa.

Genesis of the Alpine Rhine Valley

Abstract

Swiss and Vorarlberg structures of the Molasse ridges and the Helvetic Calcareous Alps break abruptly to the Rhine river plain. The plunging of the broken syncline of Wildhaus – Fraxern is more gentle. Further S the Helvetic Calcareous Alps, also cut by faults, plunge also to the NE. E of the Rhine the sequence is overlain by Pennine Flysch, Falknis and Sulzfluh nappes, Arosa zone and the Eastalpine Lechtal nappe.

Investigations in the Alpine Rhine valley let establish a more likely history of its origin. The former thesis of a late tectonic graben and a glacial excavation became unsettled. The graben exists as a primary transversal tectonically initiated depression in which Molasse conglomerates were deposited as mud flows under a cool climate by low timberline. Plant remains exist in fine grained sediments only; they testify a swamp vegetation.

The formation of the Hörnli-Molasse fan involves all Grisons branches of the Rhine. The emplacement of the Helvetic nappes blocked the former current. The Rhine found a new one – and in glaciated periods the Rhine glacier and its meltwaters – between the separated elements of the Helvetic nappes and the Subalpine Molasse scales. In this depression, a former sedimentation basin, the postmolassic sediments must have been deposited. Then a youngest Miocene Rhine glacier advanced in this valley and into the contemporaneously formed Lake Constance basin. Leftside meltwater flowed through the Appenzell upland the St. Gallen area where Rhine ice barred the farther transport of the gravel load.

Drillings in the Alpine Rhine valley showed a pronounced relief. Near Hohenems, at a depth of 592 m, the basal sediments consist of gravels. In an adjacent borehole at 16 m striate pebbles proove glacier vicinity and in between a multiple charge of gravels, sands, lacustrine clays and peats. The filling is mainly to attribute to the ice and its meltwater, but not the trough; it can be formed by tectonic features only. The ice excavation was modest in the Bregenz Forest and in Eastern Switzerland. In the Säntis Mountains Upper Cretaceous limestones and marls from the syncline valleys plunging to the NE. The youngest sequence has slid from the substratum before taking place. They lie as nummulitic limestone scales beneath the Helvetic front.

Blocks fall from the Säntis ranges on the glaciers and rock masses were detached from the ground. But the abundance of erratic boulders is very low in the Appenzell upland; it results in a denudation rate of several meters only. Even with the quite huger Rhine glacier this could scarcely be much higher.

1. Die Ränder des Alpen-Rheintals

Im unteren Alpen-Rheintal findet die aufgerichtete Obere Meeresmolasse am östlichsten Rorschacher Berg an einer schiefen Querstörung ihr E-Ende (Abb. 1). Auf Vorarlberger Seite bricht sie am Gebhardsberg bei Bregenz gegen SW ab. Im NE-Sporn bei St. Margrethen endet auch die Untere Süßwassermolasse an Störungen. Ebenso fällt die gegen W abtauchende vorarlbergische Süßwassermolasse an Querbrüchen ins Rheintal ab. An der antiklinalen Randunterschiebung der aufgerichteten Molasse springt die gegen SE einfallende Untere Süßwassermolasse im Rheintal weit gegen SW zurück (Abb. 2). Auch die kristallinreichen Nagelfluhen der Sommersberg-Synklinale sind zwischen Altstätten und Gais an Querstörungen abgesetzt. Weniger brüsk enden die alpennäheren Ketten: erst lösen sich einige Molasseschuppen ab, dann folgt ein Flyschkissen, auf das die frontalen Helvetischen Kalkalpen aufgefahren sind. Diese brechen in verscherten Schollen ins Rheintal ab. Im Blattenberg springen sie wieder bis an den Rhein vor (Abb. 2, 3). Die anschließenden Kreide-Falten, die SW–NE-streichenden Inselberge und der ebenfalls schräg in der Rheinebene liegende Schellenberg werden von Querstörungen durchschert und begrenzt. Die dazwischen liegende Wildhauser Mulde von Oberkreide- und Alttertiärgesteinen taucht gegen ENE ins Rheintal ab (Abb. 4, 11). In Vorarlberg steigt sie als Fraxern-Mulde – gleichfalls etwas nach N versetzt – wieder empor. Weiter S füllt die von Querstörungen durchscherte Alvier-Kreide hangparallel gegen NE ein. E des Rheins liegen darüber penninischer Flysch, Falknis- und Sulzfluh-Decke, verwalzte Aroser Zone und ostalpine Lechtal-Decke. W des Rheins tritt die Falknis-Decke noch als bescheidene Reste in den Grabser Klippen auf (Abb. 5).

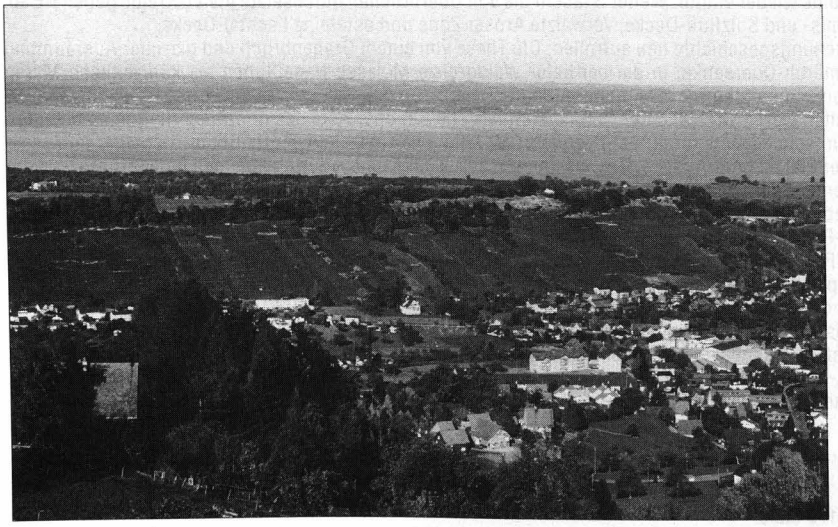


Abb. 1.
Der östliche Ausläufer des Rorschacher Berges, der vom Steinernen Tisch an einer Bruchstörung gegen die Rheinebene abbricht, gesehen von Wolfhalden.
Foto: Prof. H. HEIERLI, Trogen.

2. Neuere Forschungen im Rheintal

Mit der Betreuung von Diplomarbeiten im unteren Rheintal wurde auch dessen Entstehungsgeschichte Forschungsthema. Bei der Darstellung des quartären Geschehens für das „Eiszeitalter" und der Vorbereitung der Exkursionen zur 100. Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Dornbirn bahnten sich intensivere Kontakte zu den Kollegen östlich des Rheins an, zu den Herren OBERHAUSER, RESCH, BERTLE, LOACKER, KRIEG und STARCK. An vertraute Lokalitäten und geologische Fakten reihten sich neue. Mit der Kartierung der Atlasblätter St. Margrethen und Diepoldau erwuchsen aus Bekanntschaften freundschaftliche Bande. Mit Akribie suchte erst Herr OBERHAUSER, bald wir beide, nach alten Rheinläufen. Dabei dehnte sich das Suchen vom jüngeren Holozän auf die Genese des unteren Rheintals aus. Was lange Zeit klar war: ein grabenförmiger Einbruch mit glazia-

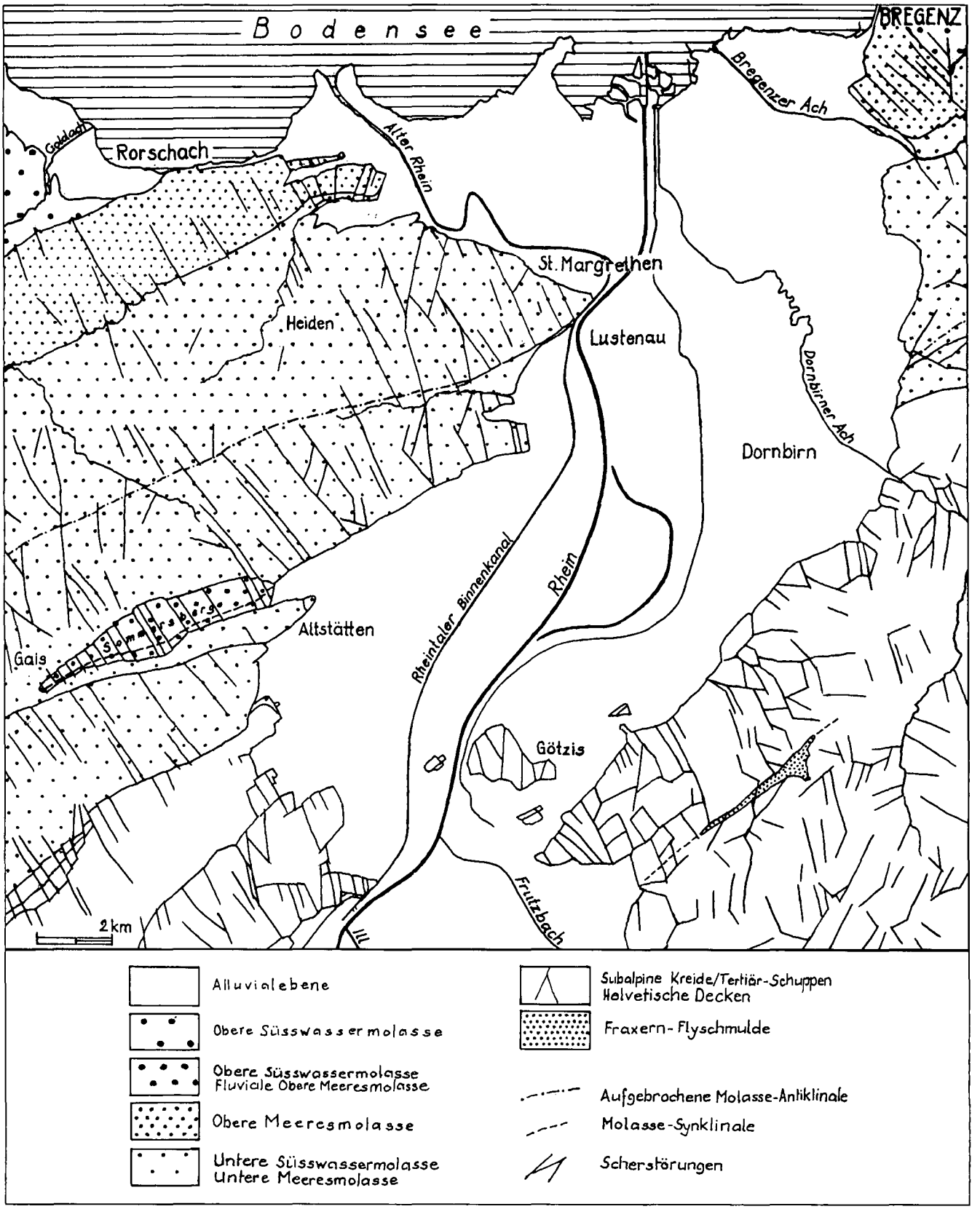


Abb. 2.
Die S-fallende Untere Süßwassermolasse S der Antiklinal-Störung im st. gallisch-appenzellischen Grenzgebiet und die Sommersberg-Synklinale.

ler Ausräumung geriet ins Wanken. Der Graben mußte einer primären Quersenke weichen. In diese wurden vom mittleren Oligozän bis ins mittlere Miozän vor dem Grenzbereich von E- und W-Alpen Molasse-Sedimente geschüttet. Im Vorland wurden diese zunächst in den primär tiefsten Bereichen, später in Verschneidungen älterer Schuttfächer abgelagert. Zugleich galt es, die Art der Schüttungen zu überprüfen. Diese erfolgten nicht – wie bisher angenommen – rein fluvial. Strukturen und Geröllgrößen deuten besonders im proximalen Bereich auf ka-

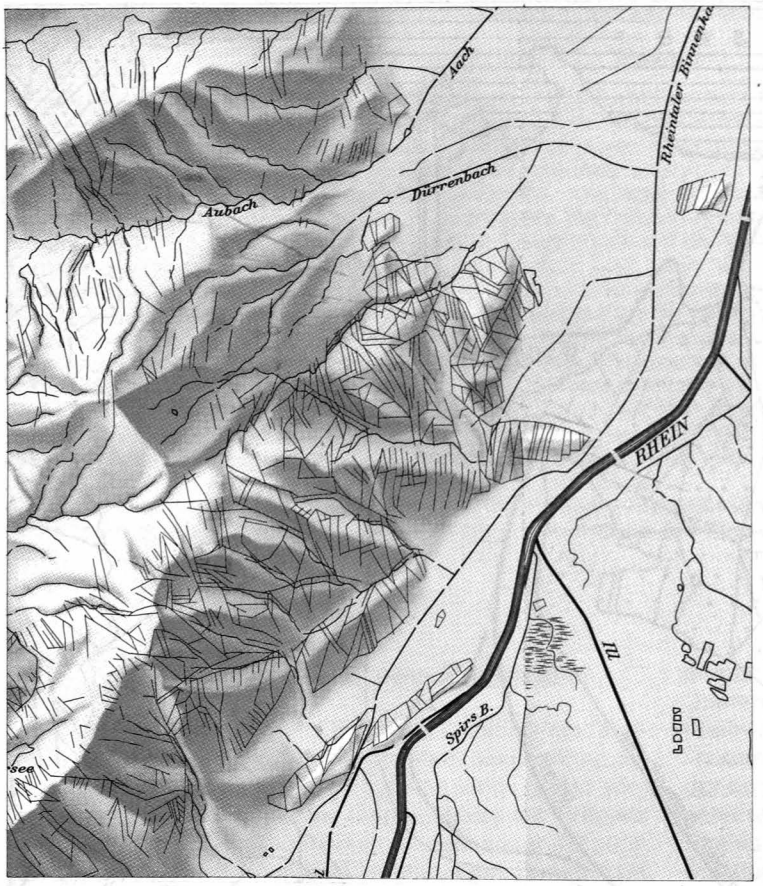
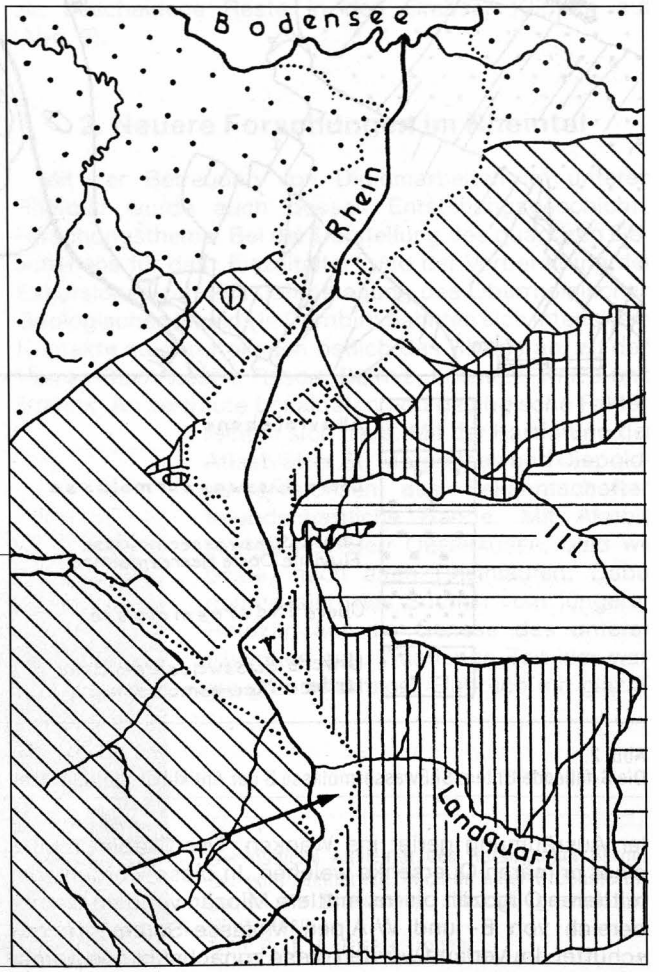


Abb. 3. ⇐
Die an Bruchstörungen abbrechenden NE-Enden des Säntis-Gebirges (aus HANTKE,1992).
Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landestopographie vom 19. 8. 1992.

tastrophale Ereignisse hin. Das Niveau des Appenzeller „Granits", einer fest verbackenen mittelmiozänen Kalk-Dolomit-Nagelfluh, erwies sich als Ausbruch von Muren, die durch seitliche Rüfen gestaut worden waren und sich mit ihren Armen über 65 km Breite vom Knonauer Amt SW von Zürich bis Abtwil NW von St. Gallen ins Vorland ergossen. Diese und im zentralen Hörnli-Bergland seitlich weniger weit durchhaltenden Nagelfluhbänke bekunden proximal nicht rein fluviale, sondern rufinale Schüttungen: es sind bei tiefer Waldgrenze erfolgte Ausbrüche alpiner Seen, die sich hinter von den Seiten in die Täler niedergefahrenen Rüfen gestaut hatten (Abb. 6). In der Molasse, die bisher meist gesamthaft als warmzeitlich Ablagerung betrachtet wurde, liefern jedoch stets nur Feinsedimente – Sand- und Siltsteine und darin eingelagerte Mergellinsen – ehemalige Altläufe, Belege warmzeitlicher Auenwälder. In den Grobschüttungen, den Nagelfluhen, vor allem in den wirren Grobschüttungen am Alpenrand mit Geröllgröße bis zu 1 m in der basalen Kronberg- und Hochalp-Schüttung , N bzw. NW des Säntis, fehlen organische Spuren.

Abb. 4.
Der Schellenberg, ein von Scherstörungen durchsetzter Inselberg und die Vorarlberger Berge vom Hohen Kasten.
Foto: Prof. H. HEIERLI, Trogen.



Seen und Quartär der Haupttäler
Molasse
Helvetische Decken und Randflysch
Abtauchendes Aarmassiv
Penninische Decken
Ostalpine Decken

Abb. 5. ⇒
Tektonische Übersichtsskizze des Alpen-Rheintals.
Aus HANTKE (1987).

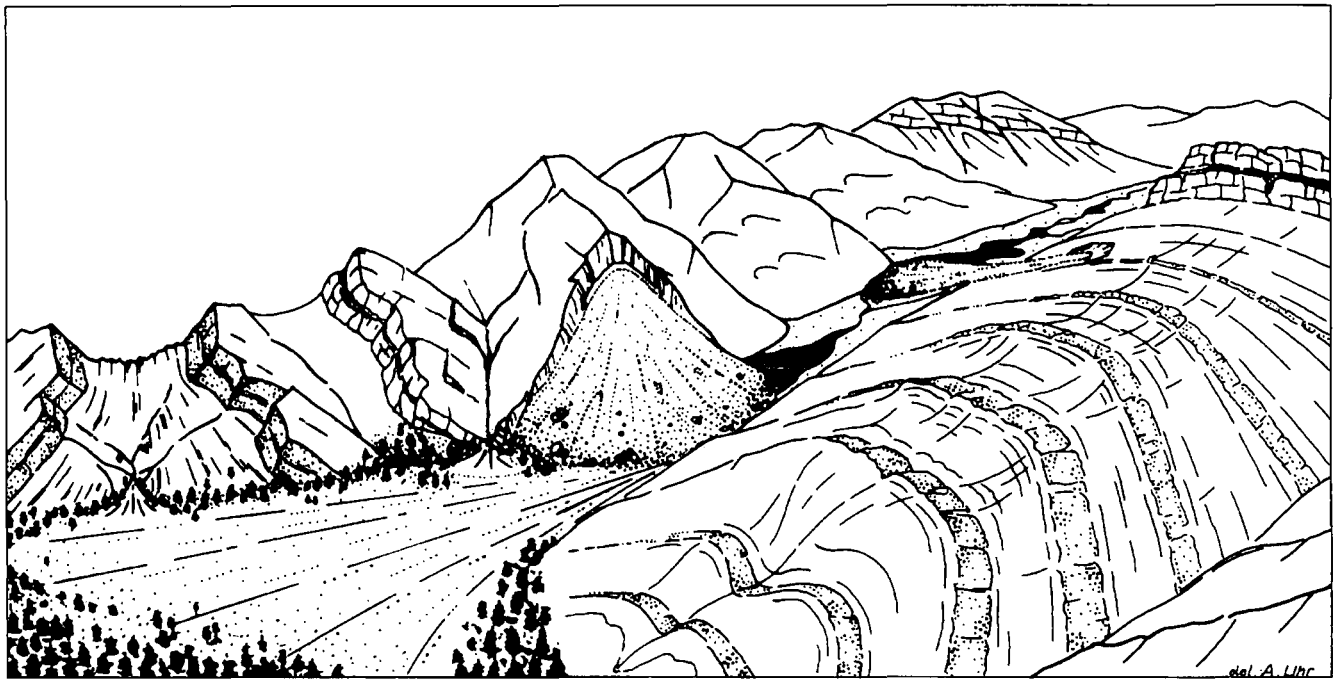


Abb. 6.
Durch seitliche Murfächer gestaute Seen. Diese sind bereits in einer früheren Phase durchgebrochen und haben im Alpen-Vorland einen Schuttfächer geschüttet (Zeichnung: A. UHR).

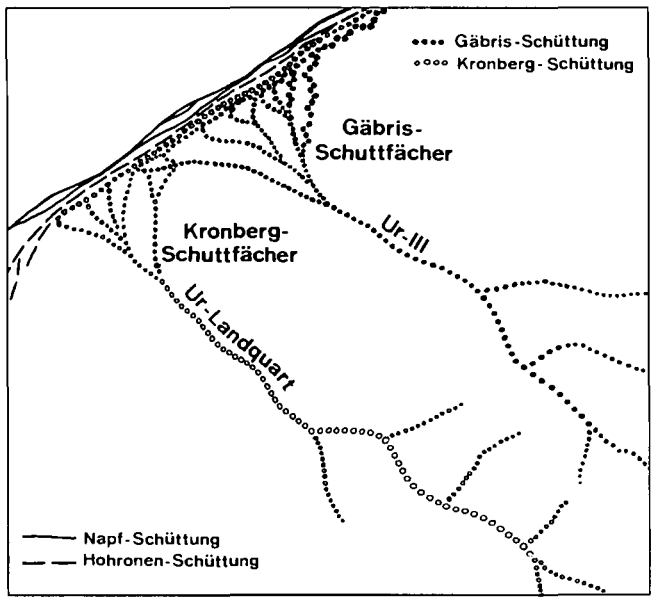


Abb. 7.
Die jungoligozänen bis frühmiozänen Schüttungen in der NE-Schweiz.

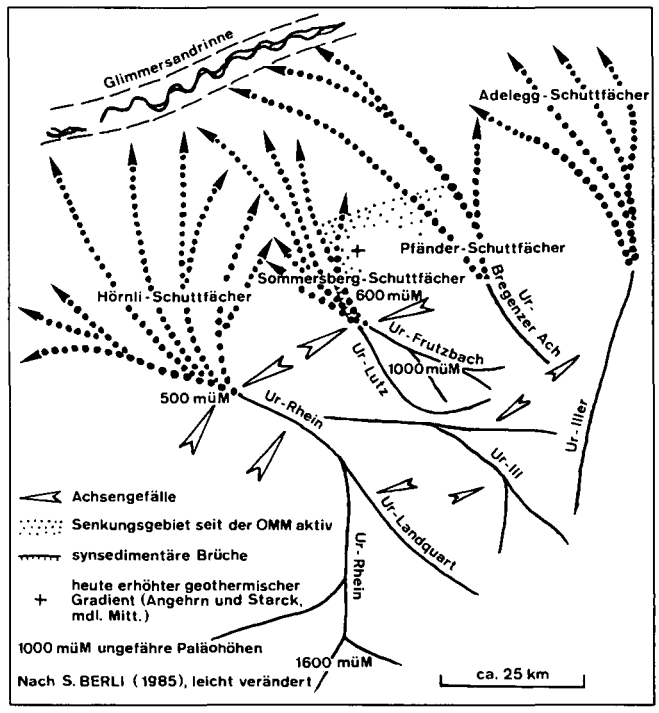


Abb. 8.
Die Flußsysteme der NE-Schweiz und Vorarlbergs im mittleren Miozän, nach S. BERLI (1985), leicht verändert.
Aus HANTKE (1987).

Ausnahmsweise auftretende Reste in der distaleren Gäbris-Schüttung zeigen unverkennbare Spuren von Aufarbeitung und zuweilen Krummholz.

Diese stammen aus ruhigeren Ablagerungen und wärmerem Klima mit hoher Waldgrenze, wurden dann in kühleren Zeiten von Rüfen aufgegriffen und – zusammen mit seltenem Krummholz – bei tiefer Waldgrenze weiter verfrachtet (Abb. 6, 7).

3. Der Wechsel vom Hörnli-Schuttfächer zur Bodensee-Senke

In der jüngsten Molasse-Schüttung waren beim Hörnli-Fächer aufgrund des Geröll-Inhaltes erstmals alle Bündner Arme des miozänen Ur-Rheins beteiligt. (Abb. 8, 10). Die östlich anschließenden Sommersberg- und Pfänder-Fächer (Abb. 8) stammen aus den Flyschgebieten des Großen Walsertals und dem Frutzbach sowie dem Einzugsgebiet der Bregenzer Ach.

Mit der Platznahme der helvetischen Decken wurde ihnen ihr angestammter Lauf verwehrt. Rhein, Lutz, Frutzbach und Bregenzer Ach hatten einen neuen Weg zu suchen. Einen solchen fanden sie zwischen den bei der

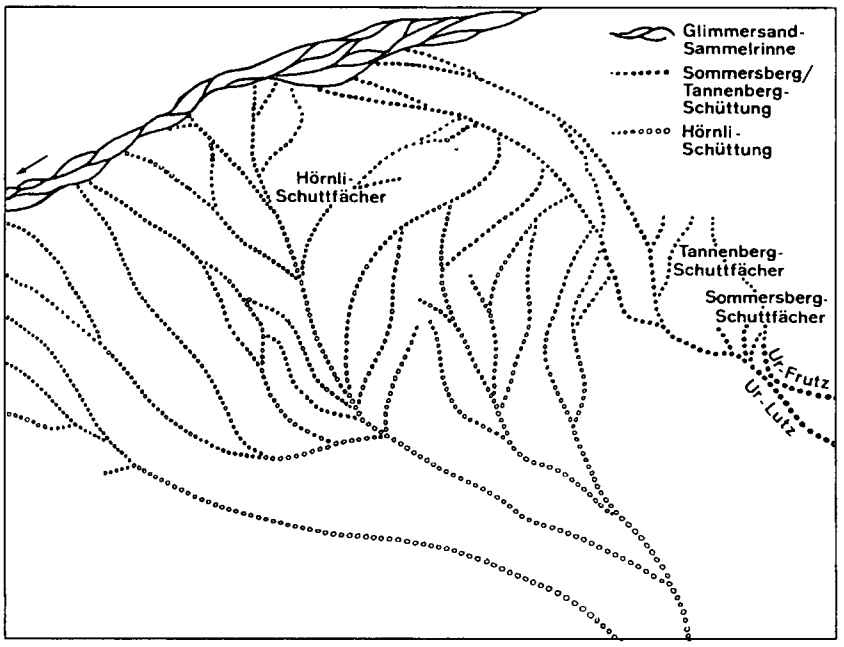


Abb. 9.
Die mittelmiozänen Schüttungen in der NE-Schweiz.

Platznahme auseinandergescherten, verfalteten und verschuppten helvetischen Kreide-Elementen. Diese glitten dabei in das südliche Anhängsel des Molassetroges ein, aus dem die südliche Molasse ausgeschert und dachziegelartig zur subalpinen Molasse gestaucht wurde. An dessen Basis sind nach der Ausscherung der Molasse zunächst auf die jünste Hörnlischüttung folgenden Sedimente zu suchen. In Kühlzeiten fand bereits ein Ur-Rhein-Gletscher mit seinen Schmelzwässern den Weg zwischen den verscherten Kreide-, Flysch- und Molasse-Schuppen hinaus ins Vorland. In den jüngstmiozänen Kaltzeiten fuhr der Ur-Rhein-Gletscher immer weiter ins Rheintal vor, bis er in der mit der Ausscherung der subalpinen Molasse-Schuppen angelegten Bodensee-Senke endete.

Linksseitige Schmelzwässer flossen vom Rheintal-Rand durch das Appenzellerland zum Tannenberg NW von St. Gallen (Abb. 8, 9). Dort wurde der mitgeführten Schotterfracht vom Rhein-Eis, das bis ins Bodensee-Becken vorgefahren war, der Weitertransport verwehrt. F. HOFMANN (1958) wies die sich im Geröll- und Schwermineral-Inhalt von der liegenden höchsten Oberen Süßwassermolasse sich unterscheidenden Tannenberg-Schotter – der damaligen Auffassung der Mio/Pliozän-Grenze folgend – noch ins Pliozän. Früher wurden sie als Älterer Deckenschotter (A. GUTZWILLER, 1900; Ch. FALKNER & A. LUDWIG, 1904), von dem sie jedoch im Geröllspektrum ebenfalls abweichen, ins Altquartär gestellt. Durch das nur in Höchstständen darüber gefahrene Eis wurde abgetragen. Da sich die Eislappen in ihrer Erosionsleistung gegenseitig behinderten, hielt sich der Abtrag in Grenzen. Im Alpen-Rheintal wurden im Laufe des jüngsten Tertiärs und im Quartär die Kreide-Elemente zu Inselbergen, Flysch- und Molasse-Erhebungen vollständig eingeschüttet (Abb. 4, 5, 11).

4. Die Wirkung des kaltzeitliche Rhein-Eises und der Tektonik

An der Entstehung des Alpen-Rheintals war seit den jungmiozänen Kaltzeiten Rhein-Eis mitbeteiligt. Dieses riß durch den Frost aufbereitete Schollen vom Untergrund und von den Flanken weg, schliff Ecken und Kanten; doch hielt sich auch im Rheintal die Ausräumung selbst über mehrere Kaltzeiten hinweg in Grenzen. An den Inselbergen stehen neben den tektonischen höchsten Elementen auch deren jüngste Schichtglieder an.

Zur Sediment-Abfolge der Talfüllung geben Tiefbohrungen erste Hinweise. Über der in der Bohrung Hohenems in 592 m Tiefe angetroffenen Felssohle liegt Schotter, nicht Grundmoräne. Dagegen konnte STARCK in einer nur wenige 100 m davon entfernt niedergebrachten Sondierbohrung bereits in knapp 16 m Tiefe gekritzte Geschiebe feststellen. Dazwischen liegen, in mehrfachem Wechsel, Schotter, Sande, Seetone und zuoberst Torfe. Schon die wenigen Bohrungen, die den Felsgrund erreicht haben, bekunden ein bewegtes Relief, was auch seismische Untersuchungen bestätigt haben. Früher wurden dieses Reliefs bedenkenlos der Glazialerosion zugeschrieben, da eine derartige „Übertiefung" nicht fluvial entstanden sein konnte, und andere Möglichkeiten der Talbildung wurden gar nicht erwogen. Daß der Rhein-Gletscher bei der Ausgestaltung des Tales mitbeteiligt war, ist offenkundig. Fest steht ferner, daß die Füllung mit Ausnahme der Verlandungssedimente, der Seetone und Torfe zwischen Bad Ragaz und Bodensee vor allem dem Eis und seinen Schmelzwässern zuzuschreiben ist, nicht aber die vorgängige Schaffung der Hohlform. Diese kann nur tektonisch gedeutet werden (Abb. 11). Querstörungen an den Talrändern und an den Inselbergen, meist mit horizontaler und vertikaler Verstellung – Blattverschiebungen und Grenzblättern – ließen mit dem Ausscheren der subalpinen Molasse beim Anrücken der helvetischen Decken im jüngsten Miozän erneut Senken entstehen. Sie haben dem Alpenrhein nach der Platznahme der helvetischen Decken und der subalpinen Molasse den Weg gewiesen (Abb. 11, 12). Da sich dabei die Widerstände auf beiden Seiten des Rheintales, der neu entstandenen Bodensee-Senke im NW und der vorgelagerten Pfänder-Schüttung im E, verschieden verhielten, kam es in den einzelnen tektonischen Elementen zu Quer- und Längsstörungen.

5. Die Ausräumung des Eises in den Nachbargebieten

Im Bregenzer Wald und in der NE-Schweiz war die Eis-Ausräumung eher bescheiden. Im Säntis-Gebirge bilden Oberkreide-Kalke und -Mergel den Muldenkern in den gegen NE einfallenden Synklinaltälern. Die ursprüngliche Bedeckung, alttertiäre Nummulitenkalke und Globigerinen-Mergel, glitt schon bei der Platznahme der helvetischen Decken im Niveau der oberkretazischen Amdener Mergel von ihrer Kreide-Unterlage ab. Sie wurden später – wie die Flysch-Schuppen – von den Kreide-Elementen überholt und liegen heute als Nummulitenkalk-Schuppen an ihrer Basis am Alpenrand.

Abb. 10.
Das aus seinen Bündner Armen erstmals zum mittelmiozänen Ur-Rhein vereinigte Flußsystem.
Aus HANTKE (1991).

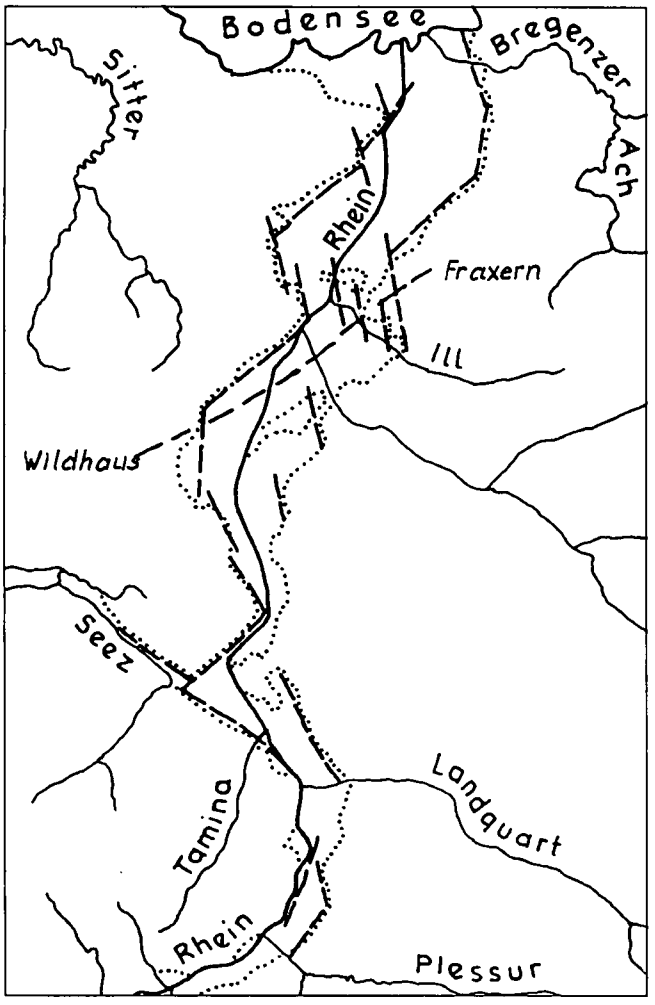


Abb. 11.
Das durch Scherstörungen und Grenzblätter entstandene Alpen-Rheintal.
Aus HANTKE (1987).

Wohl stürzten von den Säntis-Ketten Blöcke auf das Eis und wurden Schollen vom Untergrund weggerissen. Die Erratiker-Dichte ist jedoch im Appenzellerland viel zu gering, so daß sich – selbst bei hoher Lösungsrate über die lange Zeit seit der ersten Kaltzeit und der seit Jahrhunderten für Bauten verwendeten Blöcke – nur ein Abtrag von wenigen Metern durch die Säntis-Gletscher ergibt.

Auch im Bregenzer Wald ist der Abtrag durch den Bregenzer-Ach-Gletscher auf den Faltendepressionen bescheiden. Beim weit gefällsärmeren, wohl bedeutend mächtigeren Rhein-Gletscher dürfte dieser kaum viel größer gewesen sein.

Durch seitliche Zuflüsse und im NE durch Überfließen ins Gebiet des stauenden Iller-Gletschers wurde er in seiner Erosionswirkung immer wieder beeinträchtigt.

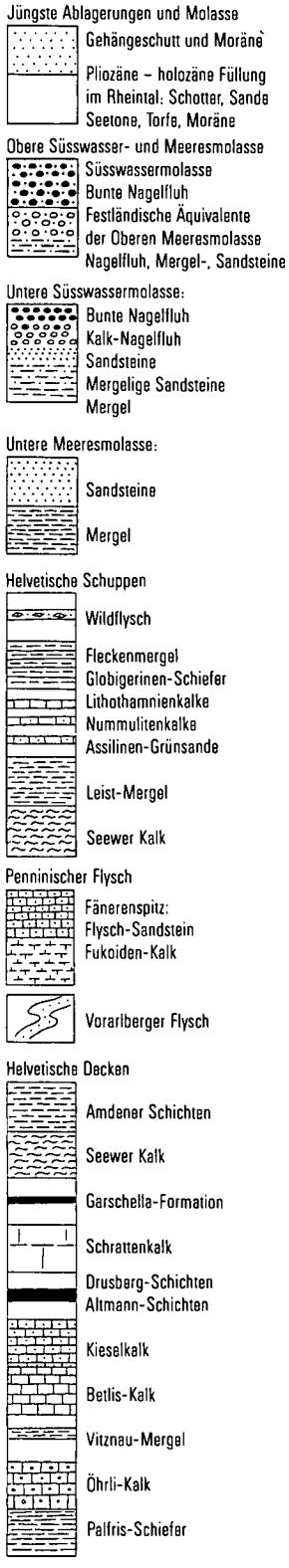
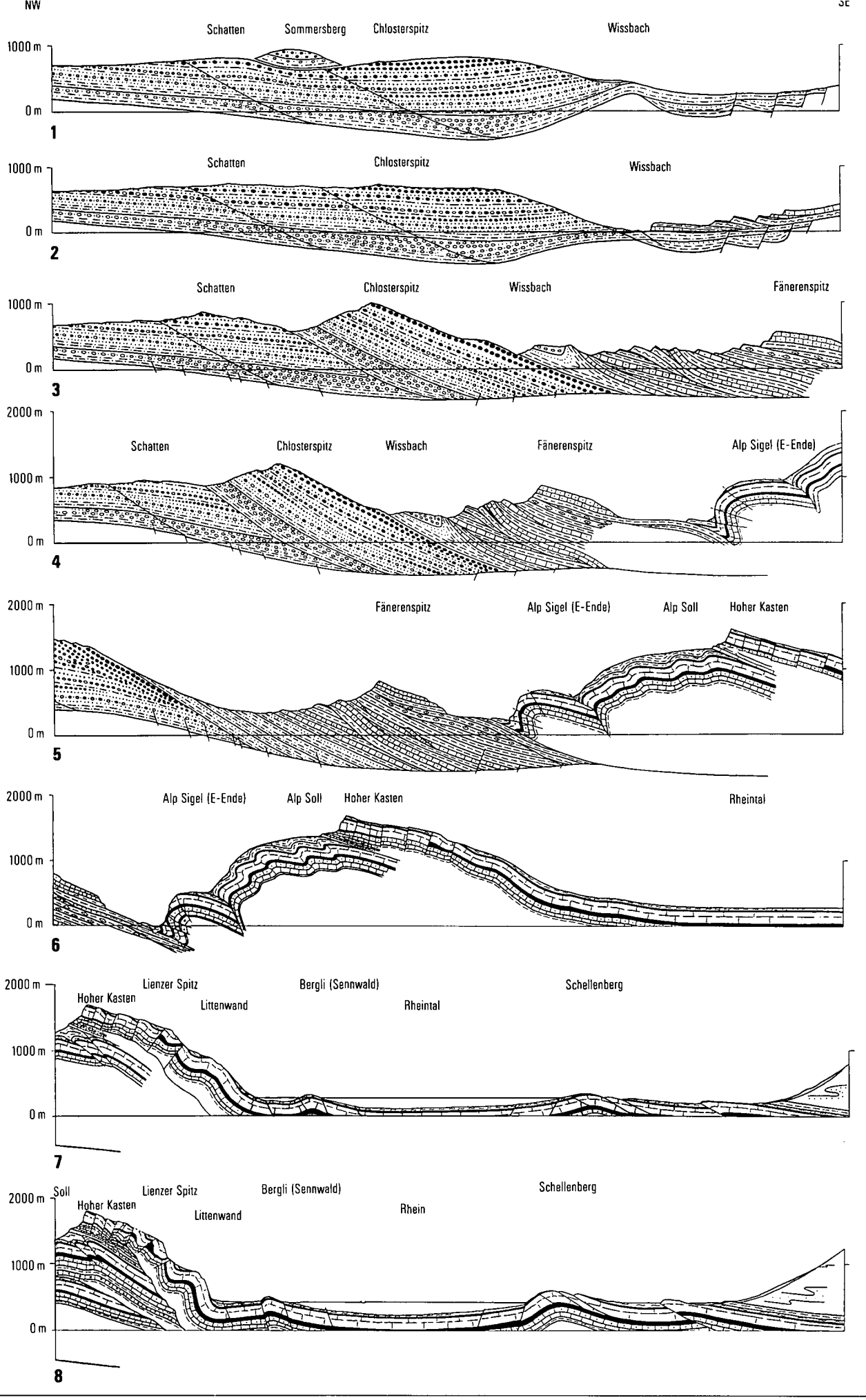


Abb. 12. ⇒
Profilfolge durch das werdende Alpen-Rheintal von der Ablagerung der subalpinen Molasse bis zur Platznahme der Helvetischen Decken im Bereich des Hohen Kasten.
Um die Entstehungsgeschichte des Alpen-Rheintales nachzuzeichnen, wurde versucht, ausgehend vom heutigen Zustand (8) schrittweise rückwärtstastend, bis zur Füllung einer vorhandenen Quersenke mit Molasse-Ablagerungen (1) vorzustoßen. Dabei galt es, deren Ausscherung und Füllung durch die vorfahrenden helvetischen Decken in einer zeitliche Abfolge (1–8) möglichst widerspruchsfrei mit den beobachtbaren Fakten vorzunehmen.
Aus HANTKE (1992).


NW
SE
Schatten
Sommersberg
Chlosterspitz
Wissbach
1000 m
0 m
1
Schatten
Chlosterspitz
Wissbach
1000 m
0 m
2
Schatten
Chlosterspitz
Wissbach
Fänerenspitz
1000 m
0 m
3
2000 m
Schatten
Chlosterspitz
Wissbach
Fänerenspitz
Alp Sigel (E-Ende)
1000 m
0 m
4
2000 m
Fänerenspitz
Alp Sigel (E-Ende)
Alp Soll
Hoher Kasten
1000 m
0 m
5
2000 m
Alp Sigel (E-Ende)
Alp Soll
Hoher Kasten
Rheintal
1000 m
0 m
6
2000 m
Lienzer Spitz
Bergli (Sennwald)
Schellenberg
Hoher Kasten
Littenwand
Rheintal
1000 m
0 m
7
Soll
2000 m
Lienzer Spitz
Bergli (Sennwald)
Schellenberg
Hoher Kasten
Littenwand
Rhein
1000 m
0 m
8

Literatur

BERLI, S.: Zur Geologie des Sommersberges (Kte. St. Gallen und Appenzell AR). – Ber. st. gall. naturwiss. Ges., **82**, 109–145, 7 Abb., 2 Taf., 3 Tab., St. Gallen 1985.

BÜRGISSER, H.: Fazies und Paläohydrologie der Oberen Süßwassermolasse im Hörnli-Fächer (Nordostschweiz). – Eclogae geol. Helv., **74**/1, 19–28, 4 Abb., 3 Tab., Basel 1981.

EUGSTER, H. et al.: Bl. 1115 Säntis. – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000, Schweiz. Geol. Komm., Basel 1982.

FALKNER, Ch. & LUDWIG, A.: Beiträge zur Geologie der Umgebung von St. Gallen. – Jb. st. gall. naturwiss. Ges. (**1902/03**), 394–435, 15 Taf., 3 Prof. und Geologische Karte von St. Gallen und Umgebung, St. Gallen 1904.

FUNK, H.-P. et al.: Erläuterungen zu Bl. 1115 Säntis. – Im Druck, Bern 1992.

GUTZWILLER, A.: Ältere diluviale Schotter in der Nähe von St. Gallen und Bischofszell. – Eclogae geol. Helv., **6**/4, 371–377, Lausanne 1900.

HANTKE, R.: Die Geschichte des Alpen-Rheintales in Eiszeit und Nacheiszeit. – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. NF **61**, 279–295, Stuttgart 1979.

HANTKE, R.: Eiszeitalter **2**. – 704 S., 277 Abb., 4 Karten, Thun (Ott) 1980.

HANTKE, R.: Eiszeitalter **3**. – 732 S., 312 Abb., 2 Karten, Thun (Ott) 1983.

HANTKE, R.: Zur jungtertiären Geschichte des Alpen-Rheintales. – Mitt. österr. Geol. Ges., **80**, 207–228, 18 Abb., Wien 1987.

HANTKE, R.: Landschaftsgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – 309 S., 116 Abb., 8 Tab., Thun (Ott) 1991.

HANTKE, R.: Die Geschichte des Alpenrheins. – Internationale Rheinregulierung Rorschach, 1992.

HEIERLI, H.: Die Ostschweizer Alpen und ihr Vorland. – Sammlung geol. Führer, **75**, 209 S., 95 Abb., 4 Tab., 1 Karte, Berlin – Stuttgart (Borntraeger) 1984.

HEIM, Arn. & OBERHOLZER, J.: Geologische Karte der Alvier-Gruppe 1 : 25.000. – Geol. Spez.-Karte **80**, Schweiz. Geol. Komm., Zürich 1917.

HOFMANN, F.: Zur Stratigraphie und Tektonik des St. gallisch-thurgauischen Miozäns (Obere Süßwassermolasse) und der Bodenseegeologie. – Jb. st. gall. naturwiss. Ges., **74**, 3–89, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf., St. Gallen 1951.

HOFMANN, F.: Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen. – Eclogae geol. Helv., **50**/2 (1957), 477–482, 1 Abb., 2 Tab., Basel 1958.

HOFMANN, F.: Bl. 1073: Bischofszell, mit Erläut. – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000, Schweiz. Geol. Komm., Basel 1973.

KELLER, O.: Ältere spätwürmzeitliche Gletschervorstöße und Zerfall des Eisstromnetzes in den nördlcihen Rhein-Alpen (Weißbad-Stadium/Bühl-Stadium). – Phys. Geogr. Univ. Zürich 27A, 250 S., 27B, 270 S., Zürich 1988.

LUDWIG, A. et al.: Bl. 222–225 St. Gallen–Appenzell mit Erläut. – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25.000, Schweiz. Geol. Komm., Basel 1949.

OBERHAUSER, R. Bl. 110 St. Gallen Süd und 111 Dornbirn Süd. – Geol. Karte Rep. Österreich, Wien (Geol. B.-A.) 1982.

OBERHAUSER, R. et al., Bl. 110 St. Gallen Nord und 111 Dornbirn Nord – Geol. Karte Rep. Österreich. – Wien (Geol. B.-A.) 1992.

TRÜMPY D.: Geologische Untersuchungen im westlichen Rätikon. – Beitr. geol. Karte Schweiz NF **46**/2, Geol. Spez.-Karte **79**, Schweiz. Geol. Komm., Zürich 1916.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 4	S. 857–866	Wien, Dezember 1992

Kraftwerksbauten im Bregenzerwald und ihre Anpassung an die geologischen Verhältnisse

Von HERMANN LOACKER*)

Mit 7 Abbildungen und 2 Tabellen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 81–83, 110–113

Vorarlberg
Schweiz
Baugeologie
Kraftwerksbau

Inhalt

Zusammenfassung ... 857
Abstract ... 857
1. Kraftwerksbauten an der Bregenzerach vor 1939 ... 857
2. Kraftwerksplanungen zwischen 1939 und 1972 ... 858
3. Das Kraftwerk Langenegg ... 860
3.1. Staudamm Bolgenach ... 860
3.2. Beileitung der Subersach ... 862
3.3. Rotenbergstollen ... 864
3.4. Krafthaus Langenegg ... 865
4. Weitere Kraftwerksbauten ... 865
Literatur ... 866

Zusammenfassung

Die Planung des Wasserkraftausbaues an der Bregenzerach und ihre Anpassung an die geologischen Gegebenheiten wird beschrieben. Weiters wird über die geologischen Neuaufschlüsse in der Subalpinen Molassezone, der Nördlichen Flyschzone und der Feuerstätterzone beim Bau des Kraftwerkes Langenegg berichtet.

Power Plants in the Bregenzerwald Area and their Adaption to the Geological Situation

Abstract

The design of the water power plants at the Bregenzerach River and the adaption to the geological situation is reported. Further the new geological exposures in the Subalpine Molassezone, the Northern Flysch Zone and the Feuerstätter Zone created by the power plant of Langenegg are described.

1. Kraftwerksbauten an der Bregenzerach vor 1939

Wasserkraftbauten haben an der Bregenzerach eine alte Tradition. Die erste Wasserkraftanlage an der Bregenzerach, das Kraftwerk Rieden, wurde schon im Jahre 1891 am Ausgang der Bregenzerachschlucht durch die Firma Jenny und Schindler bei Kennelbach errichtet.

Im Jahre 1907 nahm dieselbe Textilfirma – sie ist auch die Vorgängerin der heutigen Landesgesellschaft – der Vorarlberger Kraftwerke Aktiengesellschaft – das Kraftwerk Andelsbuch in Betrieb. Durch einen 1568 m langen Stollen wird die Bregenzerachschleife zwischen Bezau und Andelsbuch abgeschnitten. Das Kraftwerk kann dadurch eine Nettofallhöhe von 60 m nutzen. Das Kraftwerk war lange Zeit eines der größten im weiteren Umkreis.

Ein weiteres größeres Kraftwerk wurde für die Gemeinde Egg 1907 fertiggestellt. Mit einem 700 m langen Stollen wird ebenfalls eine Bregenzerachschleife unterhalb Egg abgeschnitten. Der Stollen beginnt noch in den Jung-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. HERMANN LOACKER, Vorarlberger Illwerke AG, Batloggstraße 36, A-6780 Schruns.

schichten des Helvetikums, durchörtert den geologischen Alpenrand und die Untere Meeresmolasse und Teile der Unteren Süßwassermolasse im Südschenkel der Steinebergmulde. An Nebenbächen und Ausleitungen an der Bregenzerach bestehen noch einige weitere kleinere Wasserkraftanlagen.

2. Kraftwerksplanungen zwischen 1939 und 1972

Im Jahre 1939 wurde die Projektierungsarbeit begonnen mit dem Ziel, das Energiepotential der Bregenzerach großzügigst zu nutzen. Es war vorgesehen, die Stauräume vom dicht besiedelten Tal der Bregenzerach fernzuhalten und, mit Ausnahme des untersten Speichers, in die unbesiedelten Nebentäler zu verlegen. Der unterste Speicher war in der ebenfalls unbesiedelten Bregenzerachschlucht zwischen Egg und Kennelbach vorgesehen.

In der Anfangszeit der Projektierung war gedacht, den Oberlauf des Leches in den Speicher Auenfeld und den Oberlauf der Breitach in den Speicher Schönebach auszuleiten.

Geologisch wurden die Sperrenstellen von Hofrat Dr. AMPFERER, Prof. STINI, Prof. WAGNER (nur Schönebach)

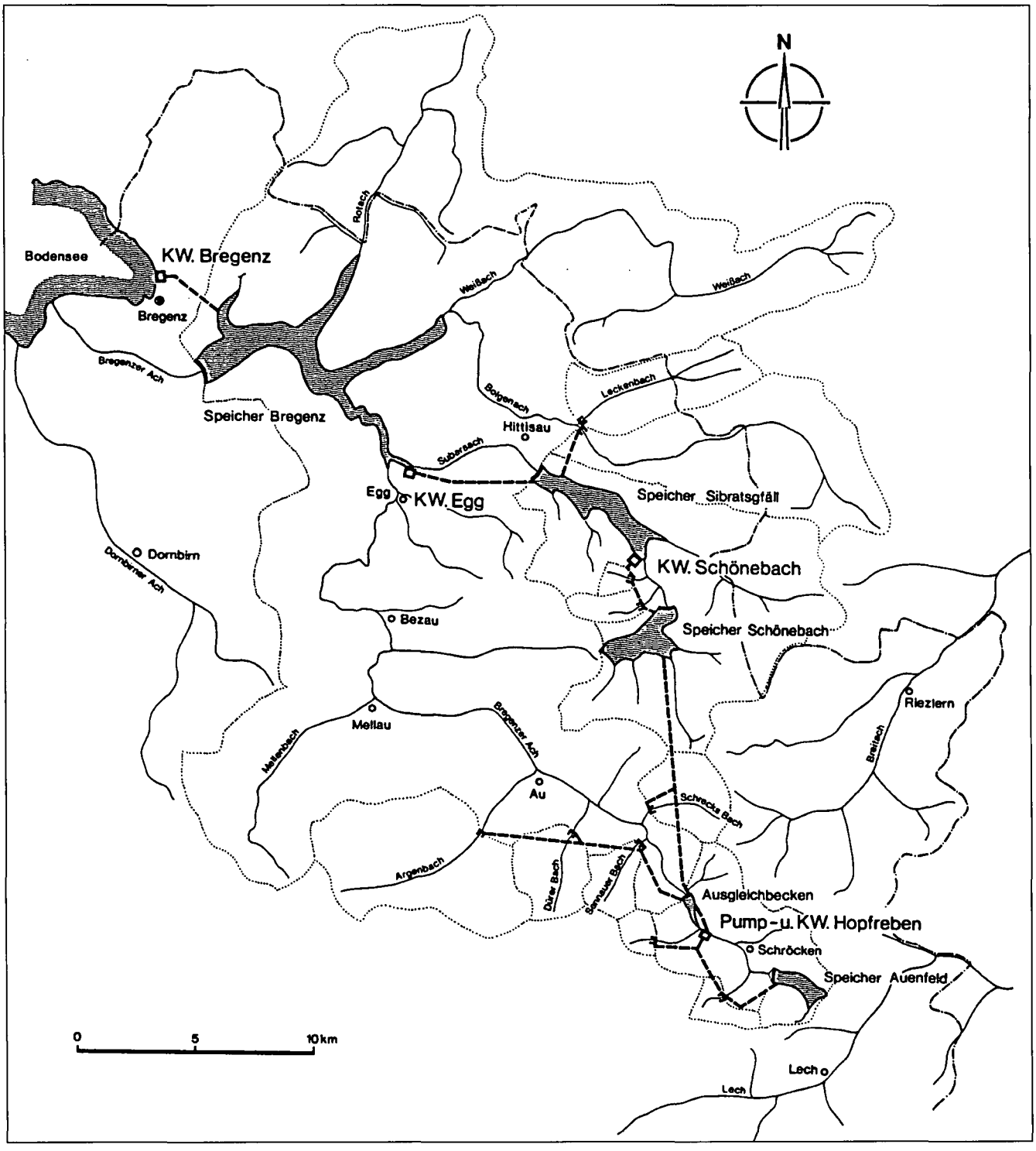


Abb. 1.
Wasserkraftprojekte im Bregenzerwald bis 1954.

und dem Vorarlberger Geologen Stefan MÜLLER begutachtet.

Nachdem sich die Beileitung des Leches und der Breitach als nicht durchsetzbar erwies, wurde das Hauptaugenmerk auf die Unterstufe mit der Sperre Hochwacht als wasserreichste und wirtschaftlichste Stufe gelegt.

Nachdem immer noch Zweifel an der Möglichkeit zur Errichtung einer ca. 100 m hohen Bogen- oder Bogengewichtsmauer bestanden, wurde die vorgesehene Sperrenstelle bei Hochwacht im Frühjahr 1960 von Dr. EUGSTER im Auftrag von Prof. STAUB geologisch kartiert.

Die Schichtung der Granitischen Molasse streicht hier talparallel und fällt mit ca. 35° nach Norden hin ein. Er fand heraus, daß die mächtige Sandsteinrippe der Granitischen Molasse (Wechsellagerung von Sandsteinen mit Mergeln), auf den die linksufrige Mauerflanke zu gründen gewesen wäre, unterschnitten, aufgeklüftet und schon verrutscht war. Prof. STAUB urteilte:

„... Die Sperre ist vom geologischen Standpunkt aus in aller Schärfe abzulehnen, weil ihr Bau der dortigen geologischen Verhältnisse halber nicht zu verantworten ist ... "

Er verwies darauf, daß die von STINI schon günstig eingeschätzte Sperrenstelle Buch näher zu untersuchen sei. Hier streicht die Granitische Molasse quer über das Tal.

Daraufhin wurde von den mit der Planung betrauten Vorarlberger Illwerken ein Dreistufenprojekt mit je einer kleinen Sperre mit Krafthaus am Sperrenfuß in Kennelbach, am Ende der Schluchtstrecke, in Buch, unterhalb der Rotachmündung – hier streicht die Granitische Molasse quer zum Tal – und im Bereich Bleigraben – hier streichen die mächtigen Sandsteinbänke an der Nordbegrenzung der Steinebergmulde durch – ausgearbeitet.

Die Frage der Ablösung der Bregenzerwaldbahn verzögerte jedoch die Ausführung der Projekte, so daß man sich wieder mehr den Mittelstufen zuwandte. Beim Speicher Schönebach konnte die Wasserdichtigkeit des

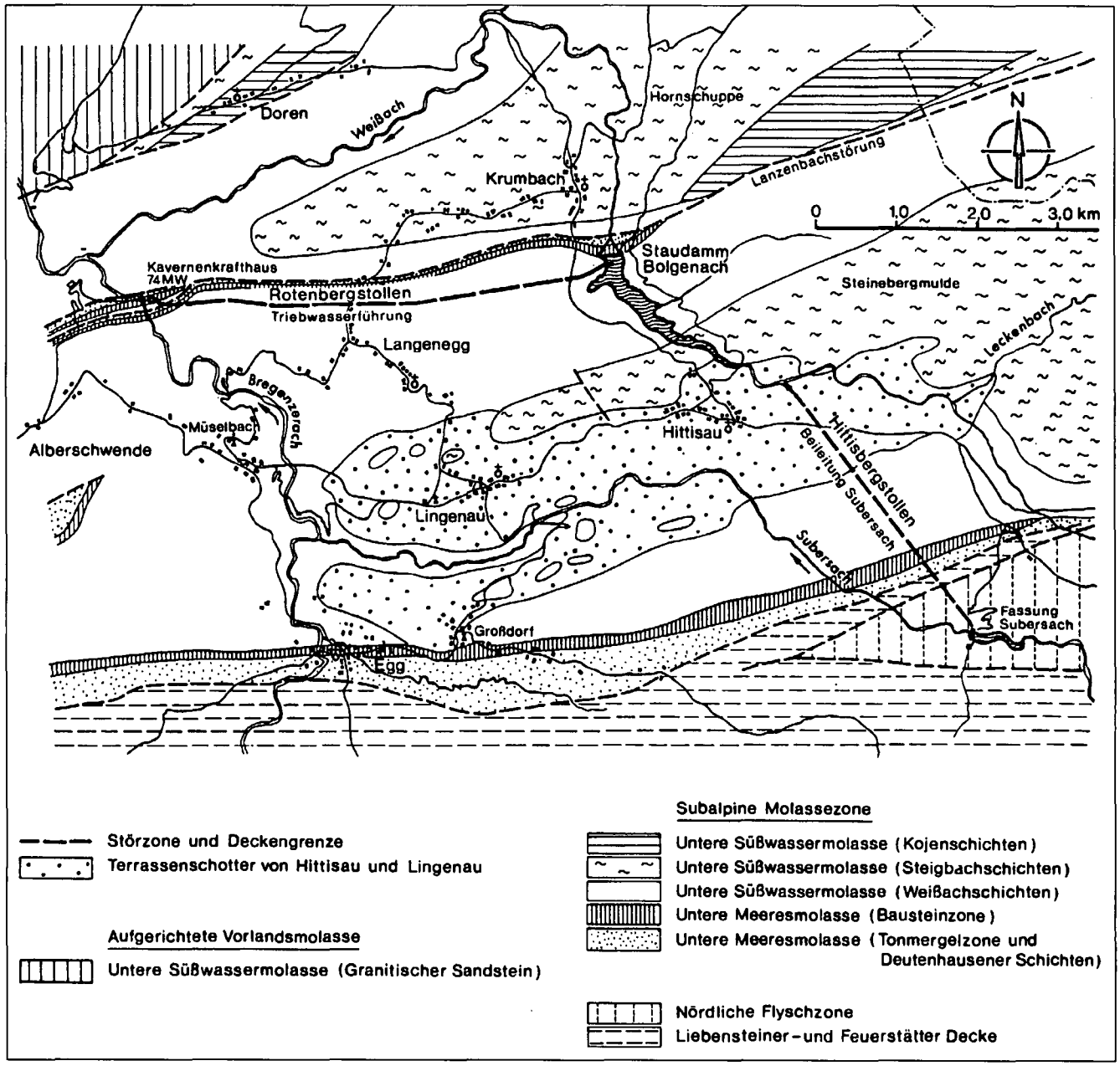


Abb. 2.
Kraftwerk Langenegg – Übersichtskarte mit regionaler Geologie.
(Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 670, Oberstdorf, im Baubereich berichtigt).

nicht sicher nachgewiesen werden. Im Speicher befindet sich ein größeres Dolinenfeld im Schrattenkalk. Dr. OBERHAUSER hat vergitterte Profile über den Speicher gezeichnet. Der gesamte Speicherraum liegt in einer geologischen Mulde, das abdichtende Schichtglied sind die Drusbergmergel.

Durch das Durchziehen der Osterguntenstörung wäre es möglich gewesen, daß durchlässige Gesteine an der Störung aneinandergrenzen. Auch sind in den Drusbergmergeln öfter stärker kalkige Partien vorhanden; auch hier entlang wäre eine Wasserundichtigkeit möglich. Eine Undichtheit des Beckens war nicht auszuschließen.

Es wurde nun versucht, die nächsttiefere Stufe, die Stufe Sibratsgfäll, zu verwirklichen. Der Ausbauplan des Studienkonsortiums sah den Bau einer Gewölbemauer zwischen Klaratsberg und Hittsiberg vor. Die Sperrenstelle lag in den mächtigen Konglomeratrippen am Südrand der südlichsten Teilmulde der Subalpinen Molassezone, der Steinebergmulde. Da noch Zweifel bestanden, ob es nicht im Speicher zu Hangrutschungen kommen würde, wurden im Jahre 1972 die Stauraumhänge geologisch genau kartiert.

Diese Detailkartierung zeigte, daß die Speicherhänge größtenteils von verrutschten Moränen- und Seetonmassen überlagert sind und an anderen Stellen die übersteilten Hänge in der Nördlichen Flyschzone ebenfalls größere und kleinere Rutschungen aufwiesen. Die Errichtung eines Großspeichers an der Subersach war dabei nicht möglich.

Früher wurde es als Vorteil eines Speichers Sibratsgfäll angesehen, daß der Speicherraum nicht besiedelt war und daß nur land- und forstwirtschaftlich minderwertige Böden vom Einstau betroffen gewesen wären. Das weitverbreitete Hangkriechen war jedoch der Grund, weshalb dieses Gebiet nicht besiedelt war. Prof. HORNINGER als Geologe der am Studienkonsortium beteiligten Verbundgesellschaft sprach dann nach einer gemeinsamen Begehung das Todeswort über diesen Großspeicher.

3. Das Kraftwerk Langenegg

Auf der Suche nach geologisch günstigeren Alternativprojekten – Speichermöglichkeiten, günstige Stollenführung etc. – wurde in ungefähr derselben Höhenlage eine günstige Sperrenstelle an der Bolgenach im Bereich einer Schluchtverengung am Nordrand der Steinebergmulde, die durch das Durchziehen von Hartgesteinsrippen an der Grenze Bausteinzone – Weißachschichten entstanden ist, gefunden.

3.1. Staudamm Bolgenach

Die Bolgenachschlucht ist eine ca. NS verlaufende, steil eingeschnittene V-Schlucht in einem alten, glazialen U-Tal. Die Schlucht quert in diesem Bereich die Gesteinsserien der Unteren Süßwassermolasse – Steigbach- und

Tabelle 1.
Stratigraphische und tektonische Angaben zu den Schnitten durch den Staudamm Bolgenach.

1	Ruhig gelagerte, mit 30° nach Süden einfallende Wechsellagerung von grauen Mergeln, Konglomeraten und Sandsteinen, normal gelagert	Steigbachschichten, Nordschenkel der Hornschuppe	Baustraße
2	10 m schlecht aufgeschlossen	Gestörter Muldenkern der Hornschuppe	Baustraße
3	105 m Wechsellagerung wie 1, jedoch stark gestört und zerrüttet; 70–80° nach Süden einfallend, invers gelagert	Steigbachschichten des Südschenkels der Hornschuppe	Baustraße
4	70 m weinrote Mergel mit Einlagerung und Einschuppungen von Sandsteinen und Konglomeraten, stark gestört, nach Süden nimmt der Grad der Zerscherung bis zur Mylonitisierung zu, invers gelagert	Weißachschichten des Südschenkels der Hornschuppe	Baustraße, Umleitungsstollen
5	Glatt durchziehende, steil nach Süden einfallende Harnischfläche, beidseitig dieser Fläche sind die Mergel mylonitisiert	Grenze zwischen Hornschuppe und Steinebergmulde (Lanzenbachstörung)	Umleitungsstollen
6	225 m graue, plattige Mergel mit eingelagerten Kalksandsteinen, zum Teil verfaltet, 70–50° nach Süden einfallend. Der Grad der Tektonisierung nimmt von Norden nach Süden ab, es gibt jedoch mylonitisierte Bereiche	Tonmergelzone des Nordschenkels der Steinebergmulde	Umleitungsstollen, Tosbecken, luftseitiger Kieskörper
7	35 m Sandstein mit dünnen Mergelzwischenlagen	Bausteinzone des Nordschenkels der Steinebergmulde	Luftseitiger Kieskörper
8	7 m graue Mergel mit Süßwasserschnecken	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Luftseitiger Kieskörper
9	12 m Sandstein mit dünnen Mergelzwischenlagen und einer bis 2 m mächtigen Konglomeratlage	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Luftseitiger Kieskörper
10	18 m graue Mergel mit Süßwasserschnecken und Stubbenhorizont	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Dichtungskern
11	40 m Konglomerat mit Sandsteinzwischenlage	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Wasserseitiger Kieskörper und Steinschüttung
12	20 m Mergel mit dünner Sandsteinzwischenlage	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Wasserseitiger Kieskörper und Steinschüttung
13	16 m Konglomerat und Sandstein	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Wasserseitiger Kieskörper und Steinschüttung
14	Mergel mit Säugetierresten	Weißachschichten des Nordschenkels der Steinebergmulde	Einlaufbauwerk des Druckstollens
15	15 m Konglomerat mit einer dünnen Mergellage		

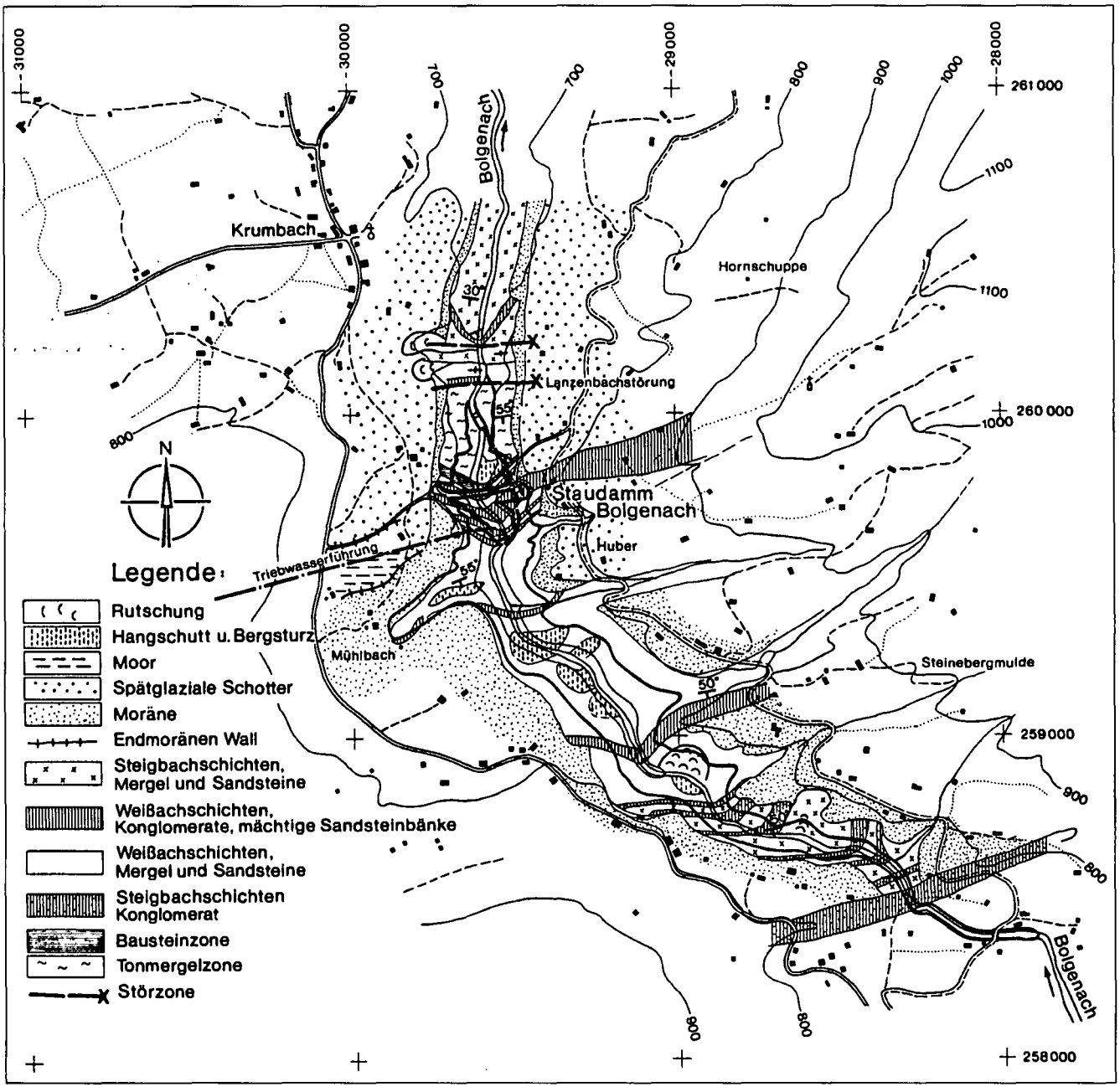


Abb. 3.
Speicher Bolgenach – Geologischer Lageplan.

Weißachschichten – fast normal. Die Beziehung der Schluchtrichtung und der Streich- und Einfallsrichtung der Gesteine ist in diesem Teil der Molassezone für die Stabilität der Talflanken von großer Bedeutung.

Überall dort, wo die Fließrichtung parallel zur Streichrichtung der Gesteinsbänke verläuft und die Erosion Gesteinsbänke oder Kluftkörper unterschneiden kann, wie im benachbarten Weißachtal, entwickeln sich großräumig Rutschungen. Lockermassen werden nur untergeordnet eingestaut, der Speicherraum war daher aus geologischer Sicht günstig.

Wie schon erwähnt, liegt die Sperrenstelle im Nordschenkel der Steinebergmulde an der Grenze der Unteren Meeresmolasse zur Unteren Süßwassermolasse. Hier verengen fünf mächtige Konglomerat- und Sandsteinrippen, die durch bis 20 m mächtige Mergellagen getrennt sind, die Schlucht. Zufolge des engen Schluchteinschnittes wurde zuerst an eine Bogensperre gedacht. Die geologische Detailkartierung zeigte jedoch, daß eine Gewölbemauer nicht zur Gänze auf eine der steil (50°) nach Süden hin einfallenden Hartgesteinsrippen hätte gegründet werden können. Da jedoch den Mergeln die hohe Belastung einer Gewölbemauer nicht zugemutet werden konnte, wurde für einen Schüttdamm entschieden.

Der Dammkörper besteht aus einem Moränenkern mit beidseitigen Kiesstützkörpern und wasserseitiger Steinvorschüttung.

Der Moränenkern bindet in der Aufstandsfläche in eine ca. 20 m mächtige, steil gegen Oberstrom einfallende Mergelschicht (10) ein, die von zwei anschließenden Hartgesteinsbänken eingeschlossen wird. Diese Mergelschicht ersetzt den Tiefenschirm; es mußten lediglich die obersten 10 m, die durch die auch im Triebwasserstollen festgestellten, großen Horizontalspannungen aufgelokkert sind, von einem Injektionsstollen bzw. Injektionsgang abgedichtet werden.

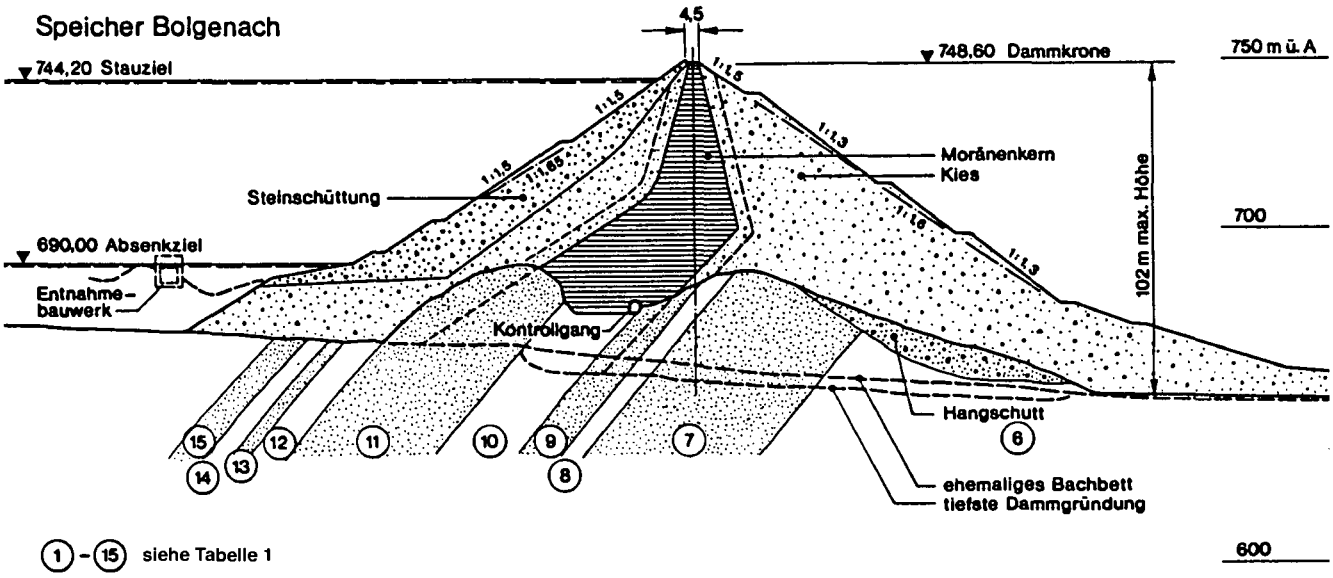


Abb. 4.
Staudamm Bolgenach, Schnitt A–A.

Durch die Bauarbeiten wurde die das Tal normal querende Wechselfolge im Bereich zwischen Hornschuppe und der sie trennenden Störung (Lanzenbachstörung) gut aufgeschlossen.

In diesem Schnitt waren von Norden nach Süden die in Tabelle 1 dargestellten Schichten und Schichtfolgen und auch die Störzone zwischen Hornschuppe und Steinebergmulde zu beobachten.

Die Hornschuppe ist ebenfalls eine tektonische Mulde, im Gegensatz zum ruhig gelagerten Nordschenkel ist der Südschenkel tektonisch sehr stark gestört. Sandsteine der Bausteinzone, wie sie MUHEIM in der Schlucht kartiert hat, wurden nicht angetroffen.

Im Nordschenkel der Steinebergmulde fällt die große Mächtigkeit der Tonmergelzone auf. Im Umleitungsstollen wurden immer wieder mylonitisierte Bereiche angetroffen. An dieser Mylonitzone könnte die Tonmergelzone zumindest verdoppelt sein.

Die Bausteinzone ist in der Bolgenach auf eine einzige 35 m mächtige Sandsteinbank beschränkt. Landschneckenfunde in den Schichtgliedern 8 und 10 und ein Stubbenhorizont im Schichtglied 10 zeigen an, daß die überlagernden Schichten schon zur Unteren Süßwassermolasse gehören.

In den Mergeln des Schichtgliedes 14 beim Einlaufbauwerk des Druckschachtes Bolgenach wurde eine reichhaltige Kleinsäugerfundstelle entdeckt, die Funde wurden von der ETH Zürich ausgewertet.

Während eines Vorstoßstadiums des Bolgenachgletschers bis knapp südlich der Sperrenstelle bildete sich ein durch den Weißachlappen des Rheingletschers abgesperrter Eisrandsee aus, der sich bis nach Riefensberg erstreckt. In diesem Eisrandsee wurden mächtige Schottermassen abgelagert. Die für den Schüttkörper benötigten Materialmassen waren daher in unmittelbarer Nähe der Sperrenstelle vorhanden: Schotter für den Stützkörper aus der Verfüllung dieses Eisrandsees, dichte Moräne für den Kern aus der unterlagernden Grundmoräne, die vorgelagerte Steinschüttung durch den Abbau einer Konglomeratrippe, auf die anschließend das Hochwasserüberfallbauwerk gebaut wurde.

3.2. Beileitung der Subersach

Während im Projekt des Studienkonsortiums vorgesehen war, die Bolgenach zur Subersach überzuleiten, wurde beim KW Langenegg die Subersach zur Bolgenach

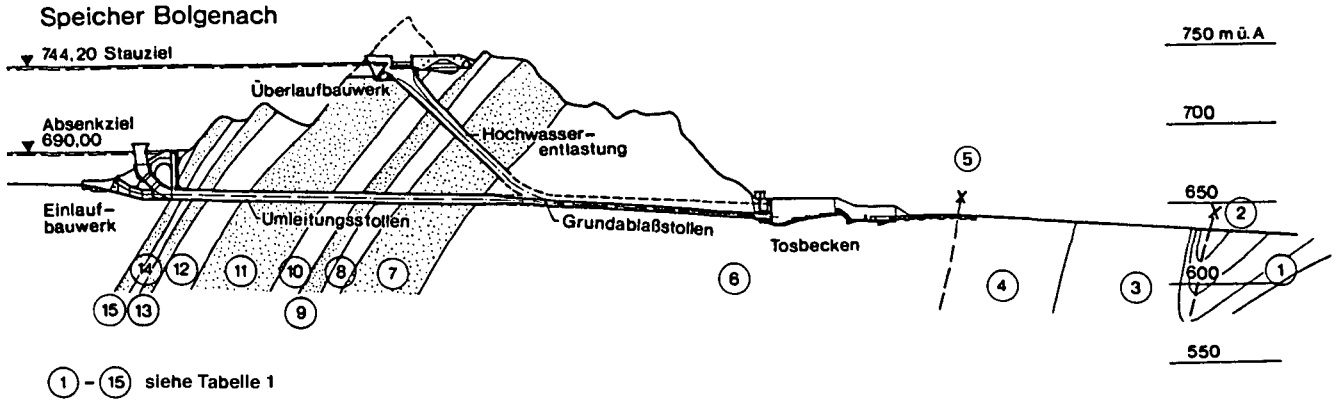


Abb. 5.
Staudamm Bolgenach, Schnitt B–B.

übergeleitet. Die Subersach wurde durch eine kleine Sperrenstelle oberhalb des Wüstebaches gefaßt. Die Sperre gründet auf Vorarlberger Flysch der Nördlichen Flyschzone (Plankner-Brücke-Serie und Piesenkopfschichten). Schon bei den Sondierungen für den Speicher Sibratsgfäll hat sich gezeigt, daß sich die Subersach im Bereich der jetzigen Fassung in einer jungen Schlucht im Norden des alten Gletschertales im Fels eingetieft hat.

Der Tiefpunkt des alten Tales liegt 500 m im Süden und ist mit Schottern, Seeton und Moräne aufgefüllt. Die steilen Nordhänge sind hier durch den Erosionsangriff stark aufgelockert, der Südhang besteht ebenfalls noch aus einer ca. 50 m hohen Felswand aus Flysch; in Bachrunsen in diesen Felswänden fließt der Seeton gletscherartig ins junge Tal.

Während des Aushubes der Fundamente für die Wehrschwelle kam es vom rechten nördlichen Hang zu einer Flyschrutschung; die Beileitung mußte durch Überschüttungen und Ankerungen den neuen Verhältnissen angepaßt werden.

Der anschließende Beileitungsstollen, der Hittisbergstollen, wurde von Norden nach Süden konventionell vorgetrieben. Zuerst mußten die Lockermassen der Terrasse von Hittisau durchörtert werden.

Es handelte sich auf Stollenniveau um eine fest gelagerte Moräne, der nahe dem Nordportal noch unregelmäßig gelagerte Schotter-, Sand- und Schlufflinsen eingelagert sind. Die wenigen Tropf- und Rinnwässer waren an diese Schotter- und Sandlagen gebunden. Bei diesen Schotter- und Sandlagen in der festen Grundmoräne handelt es sich um Ablagerungen am Rande eines zum Teil vorstoßenden, zum Teil sich zurückziehenden Gletschers. Sie haben dieselbe Vorbelastung wie die Moräne. In diesem Bereich wurde im Schutze von Stahlstreckenbögen mit teilweisem Blechverzug vorgetrieben.

Die Moräne war sehr fest und mußte durchwegs gesprengt werden. In Bereichen ohne Wasserzutritte konnte mit Spritzbetonsicherung allein vorgetrieben werden, der Spritzbeton mußte jedoch sofort nach jedem Abschlag aufgebracht werden, da die Moräne rasch aufweichte.

Zwischen Baustation 700 und 715 m wurde der anstehende Fels erreicht. Zuvor waren noch grobe Konglomeratblöcke in die Moräne eingepreßt. Die Steigbachschichten im Muldenkern sind noch im Detail verfaltet. Der Anteil der Konglomerate in der Unteren Süßwassermolasse schwankt hier,

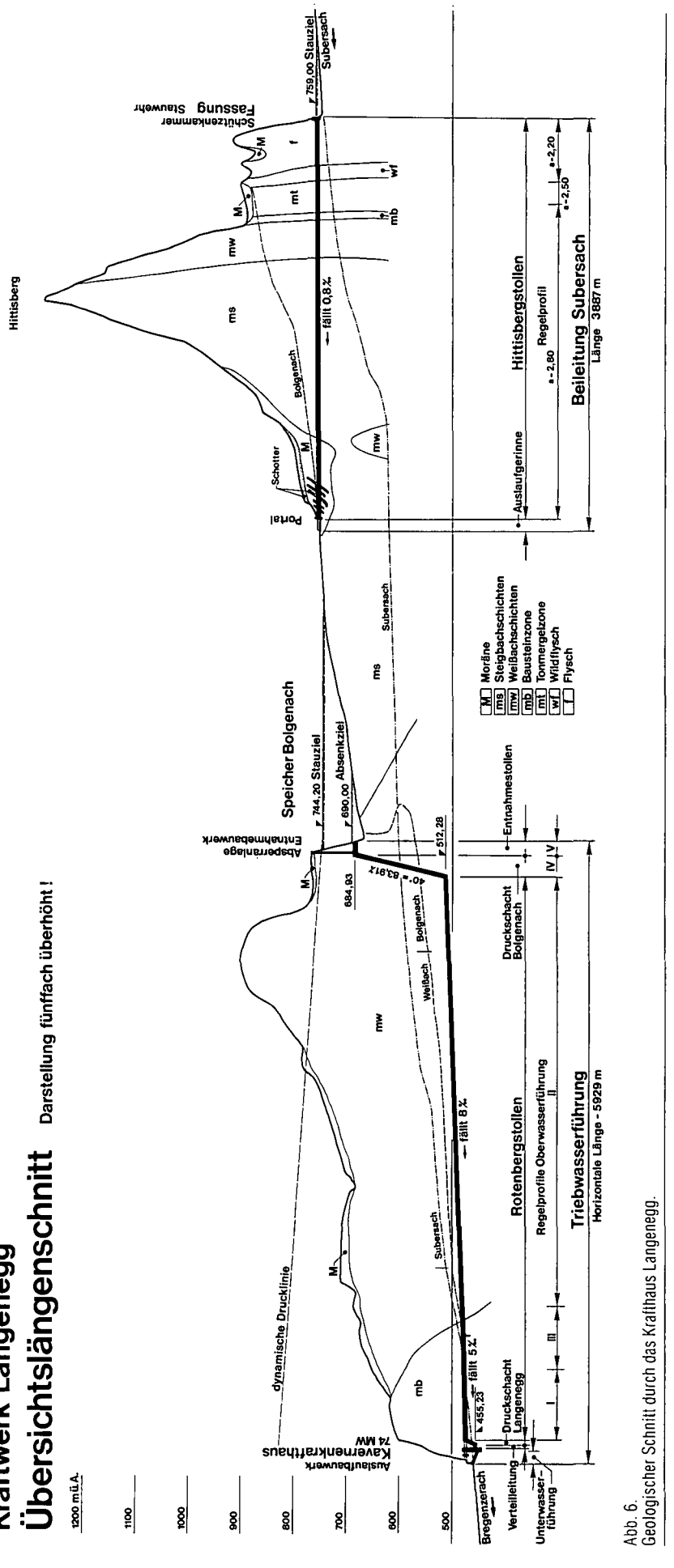


Abb. 6.
Geologischer Schnitt durch das Kraftwerk Langenegg.

in der Nähe des Schüttungszentrums des Hochgratfächers, zwischen 35 % (Steigbachschichten) und 80 % (Weißachschichten). Die mächtigsten Konglomerate wurden in den Weißachschichten an der Grenze zur Unteren Meeresmolasse angetroffen; dies stimmt mit den Verhältnissen im Nordschenkel der Steinebergmulde an der Bolgenach gut überein. Der Südschenkel der Steinebergmulde ist hier überkippt. In den Konglomeraten und Sandsteinen der Unteren Meeresmolasse waren durchwegs Wassereintritte in den Stollen zu beobachten. Die Sofortsicherung erfolgte ausschließlich durch Spritzbeton, die Konglomerate konnten teilweise ungesichert stehengelassen werden.

Die anschließende Bausteinzone hatte eine Mächtigkeit von ca. 60 m und bestand aus groben Sandsteinen mit Mergelzwischenlagen. Muschelreste in den Sandsteinen bezeugen die Bildung dieser Sedimente als Meeresablagerungen.

Von Stat. 2767 bis 3073 m wird die Tonmergelzone des Südschenkels der Steinebergmulde durchörtert. Die Schichtung quert den Stollen in einem stumpfen Winkel, die Schichtbänke fallen invers mit 70 bis 80° gegen Süden hin ein. Die Tonmergelzone war vollkommen trocken. Bei Stat. 3043 war ein Methangasbläser zu beobachten. Die Tonmergelzone war im allgemeinen wenig gestört, lediglich zwischen Stat. 2870 bis 2950 m war diese Gesteinsserie sehr stark tektonisiert, die Mergel feinstblättrig zerschert und die Sandsteine zu Boudins ausgequetscht. Dies ist eine Begleitstörung zur Alpenrandstörung – eventuell Verdoppelung der Tonmergelzone. In der Tonmergelzone konnte im Schutz einer Vortriebssicherung aus Spritzbeton von 5 – 10 cm vorgetrieben werden, in der Störzone wurde die Spritzbetonauskleidung verstärkt.

Bei Stat. 3073 verläßt der Stollen die Subalpine Molassezone (geologische Alpengrenze). Als erstes Schichtglied wurde die Wildflyschzone (Feuerstätterdecke) angefahren. Die Hauptbewegungen der Alpenüberschiebung haben die Wildflyschzone zu einem tektonischen Teppich ausgewälzt. Der tektonisch extrem gestörte Wildflysch besteht aus feinstblättrig tektonisierten Mergeln und Tonschiefern, in denen als Boudins Hartgesteine (Quarzite, Sandsteine etc.) schwimmen. Zwischen Stat. 3270 bis 3280 m war eine Häufung von Diabaslinsen zu beobachten. In der Tonmergelzone war an der Grenze zur Wildflyschzone keine stärkere Tektonisierung zu beobachten. Die Wildflyschzone reicht bis Baustation 3278 m. Sie war vollkommen trocken und dadurch konnte diese mylonitische Gesteinsserie nur mit einer Spritzbeton-Sofortsicherung durchörtert werden.

Bei Stat. 3278 m wurde die Nördliche Flyschzone erreicht. Es wurden zuerst, bis Stat. 3520 m, die Gesteine der Fanolaserie und dann, bis zur Fassung, jene der Plankner-Brücke-Serie durchörtert.

Diese Flyschserien waren bereichsweise stärker gestört und verfaltet. Das Gebirge war durchwegs feucht mit kleinen Tropfstellen – in der Plankner-Brücke-Serie war die Wasserführung stärker als in der Fanolaserie; größere Wassereintritte traten jedoch nicht auf.

Die Plankner-Brücke-Serie erhielt als Sofortsicherung eine Spritzbetonauskleidung von 20 cm. In der Fanolaserie konnte, mit Ausnahme einiger besonders stark gestörter Bereiche, mit einer Spritzbetonstärke von 10 cm gesichert werden. Bemerkenswert war ein Methangasbläser bei Stat. 3510 m.

Auf Wunsch des Sondersachverständigen der Wasserrechtsbehörde, Herrn Prof. Dr. Dr. E. CLAR, wurden im Stollen Nivellementpunkte versetzt, um eventuelle Hebungen oder Setzungen messen zu können. Dieser Stollen ist für solche langfristigen Messungen dadurch besonders interessant, da er den geologischen Alpenrand quert. Die Nullmessung wurde durchgeführt, Folgemessungen sind noch keine vorhanden.

3.3. Rotenbergstollen

Es war vorgesehen, die Oberwasserführung – den Rotenbergstollen – als tief liegenden Druckstollen schichtparallel in der Sandsteinrippe der Bausteinzone zu führen, die hier von der Bolgenach zur Bregenzerach hin zieht. Der Stollen wurde maschinell von der Bregenzerach zur Bolgenach hin aufgefahren. Es zeigte sich, daß die harten Sandsteine der Stollenfräse zu großen Widerstand leisteten, der Stollen war einer der ersten gefrästen Stollen in Österreich. Weiters waren die Sandsteine wasserführend und die Mergelzwischenlagen zwischen den Sandsteinbänken als inkompetente Gesteine tektonisch stark gestört.

Es wurde daher bei Stat. ca. 1000 m die Stollenrichtung leicht gegen Süden abgewinkelt, und bei Stat. 1370 m wurden die überlagernden grauen Mergel der Weißachschichten angefahren; in diesen Mergeln verblieb der Stollen, mit Ausnahme einer kurzen Konglomeratstrecke, bis zum Stollenende. Die Mergel waren vollkommen wasserdicht.

Von der ETH Zürich wurden im Rotenbergstollen Spannungsmessungen durchgeführt. Diese Messungen ergaben, daß die erste Hauptspannung horizontal parallel zum Schichtstreichen vorliegt, die zweite ebenfalls horizontal normal zum Schichtstreichen.

Die Gesteinsfestigkeit des Mergels war hier für die im Rotenbergstollen angetroffenen Spannungen zu gering. Es traten in First- und Sohlbereich, zum Teil direkt im Bohrkopfbereich, zum Teil hinter dem Bohrkopf, als hörbare Bergschläge Entspannungsrisse auf. Diese Brucherscheinungen zeigen, daß horizontale Spannungen, die bedeutend höher als die vertikalen sind, vorliegen.

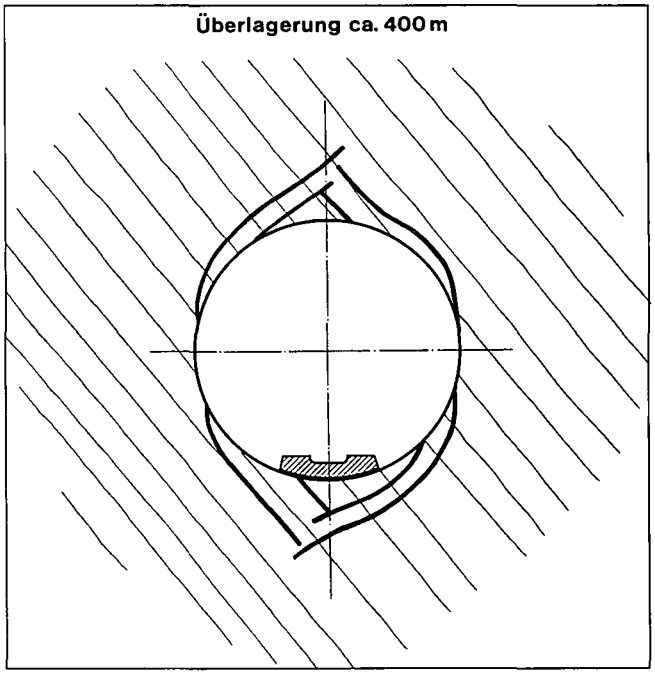


Abb. 7.
Brucherscheinungen im Rotenbergstollen.

3.4. Krafthaus Langenegg

Das Kavernenkrafthaus Langenegg liegt am Nordrand der Steinebergmulde in den hier am Nordschenkel der Mulde wieder aufgeschlossenen Gesteinen der Unteren Meeresmolasse.

Im Bereich der Bregenzerachschlucht ist der Muldenschenkel, wie von MUHEIM bereits kartiert, durch Schuppung verdoppelt, die eigentliche Steinebergmulde ist von der nördlich davon liegenden „Nordschuppe" durch eine Störzone getrennt. Der betroffene Schluchtabschnitt wird, von Norden nach Süden beschrieben, durch nachfolgende Gesteinsserien aufgebaut, die auch von den Untertagebauten des Kraftwerkes Langenegg durchörtert wurden. Die Mächtigkeiten sind aus dem Horizontalschnitt heraus gemessen.

Die Sandsteinrippe der Nordschuppe (Krafthausschuppe) wurde bis Ende der Sechzigerjahre durch einen Steinbruch abgebaut. Durch den Gesteinsabbau entstand in der engen Schlucht rechtsufrig der Bregenzerach ein für eine Baustelle geeigneter Platz.

Das Kavernenkrafthaus wurde in der nördlichen Sandsteinrippe situiert. Durch einen Sondierstollen wurde der Kalottenbereich der Maschinenkaverne aufgeschlossen und der Verlauf der Sandsteinrippe mittels Bohrungen abgetastet. Die Sondierergebnisse bestätigten die aus der Oberflächengeologie konstruierte Lage der Sandsteinrippe.

Die nördliche Härtlingsrippe der Bausteinzone besteht zur Hauptsache aus groben, dickbankigen (1–3 m) Sandsteinbänken, denen feinkörnigere, dünnbankigere Sandsteinbänke zwischengelagert sind. Die einzelnen Sandsteinbänke sind durch dünne Mergellagen (1–20 cm) voneinander getrennt.

Die Schichtfugen sind als Trennflächen im Gestein bedeutend ausgeprägter als die Klüftung, insbesondere wenn diese Schichtfugen noch dünne Mergelzwischenlagen aufweisen. Von den zwei Hauptkluftscharen streicht eine um NS und fällt senkrecht bis steil nach Osten oder Westen ein. Es handelt sich hier um die dem Faltenbau zugehörigen ac-Klüfte. Eine weitere Kluftschar streicht um N10°–N40°E und fällt mit 20 bis 40° gegen Nordwesten ein.

Da, wie oben schon erwähnt, die Gesteinsschichten als Trennflächen bedeutend ausgeprägter ausgebildet sind als die Kluftflächen, wurden die beiden Kavernen so in die Sandsteinrippe eingepaßt, daß die Achsen der Kavernen normal zur Streichrichtung der Sandsteinbänke zu liegen kamen. Beide Kavernen konnten in der nördlichen Sandsteinrippe der Bausteinzone situiert werden, lediglich im unteren Bereich der nördlichen Stirnfläche der Maschinenkaverne wurden die unterlagernden Tonmergelschichten und im oberen Teil der südlichen Stirnfläche der Trafokaverne die überlagernden Weißachschichten angetroffen.

Die NS-streichende, steil bis senkrecht einfallende Kluftschar führte zu kleinen, ulmparallelen Ablösungen entlang der Kluftflächen. Die steil nach Süden einfallende Gesteinsschichtung führte an beiden Stirnflächen zu Ablösungen und Auflockerungen von Schichtplatten. Hier mußte die Systemankerung verstärkt werden.

4. Weitere Kraftwerksbauten

Im Jahre 1978 wurden die Uferbereiche und die anschließenden Hänge der Bregenzerach geologisch kartiert. Es zeigte sich, daß auch bei der Dreistufenlösung mit drei Sperren und den Krafthäusern am Fuß der Sperren Rutschungen eingestaut würden. Bei dem zur Zeit in Bau befindlichen Kraftwerk Alberschwende wurde nun diesen geologischen Schwierigkeiten ausgewichen. Das Kraftwerk schließt an das Unterwasser des bestehenden Kraftwerkes Andelsbuch an. Im Speicher Ach zwischen Andelsbuch und Schwarzenberg wird das Wasser gesammelt und in einem 6,6 km langen Stollen linksufrig auf Höhe des Kraftwerkes Langenegg wieder zur Bregenzerach zurückgeführt.

Die geologischen Ausarbeitungen der Untergrundaufschlüsse sind im Gange. Dr. Oberhauser hat sich bereit erklärt, die Gesteinsproben aus dem Randschuppenbereich zwischen Egg und Schwarzenberg mikropaläontologisch zu untersuchen.

Das Kraftwerk Alberschwende geht im Frühjahr 1992 in Betrieb.

Tabelle 2.
Stratigraphische und tektonische Angaben zu den Schnitten durch das Kraftwerk Langenegg.

Mächtigkeit	Gestein	Serie	Untertagebauten des Kraftwerkes Langenegg
–	Stark gestörte, rötliche Mergel in Nähe der Störzone	Weißachschichten der Hornschuppe	Auslaufbauwerk der Unterwasserführung
2–3 m	Dünnblättriger Tektonit	Lanzenbachstörung	Auslaufbauwerk der Unterwasserführung
30 m	Wechsellagerung grauer, dünnplattiger Mergel mit Sandsteinzwischenlagen	Tonmergelzone der Nordschuppe	Unterwasserstollen
40 m	Sandsteinrippe mit dünnen Mergelzwischenlagen	Bausteinzone der Nordschuppe	Krafthauskavernen Zugangsstollen
15 m	Massige, graue Mergel	Weißachschichten der Nordschuppe	Fensterstollen
3 m	Dünnblättriger Tektonit	Störzone zwischen eigentlicher Steinebergmulde und Nordschuppe	Fensterstollen
25 m	Wechsellagerung grauer, dünnplattiger Mergel mit Sandsteinzwischenlagen	Tonmergelzone der eigentlichen Steinebergmulde	Rotenbergstollen
ca. 100 m	Massige Sandsteine mit dünnen Mergellagen, im Schichtbereich möglicherweise durch Störzonen verdoppelt	Bausteinzone der eigentlichenSteinebergmulde	Rotenbergstollen
–	Massige, graue bis bräunlich und rötlich gefleckte Mergel	Weißachschichten eigentlichen Steinebergmulde	Rotenbergstollen

Literatur

CLAR, E. & LOACKER, H.: Staudamm Bolgenach. – Schriftenreihe „Talsperren Österreichs" – in Vorbereitung.

ETH Zürich: Spannungsmessungen im Rotenbergstollen bei Alberschwende. – Zürich, September 1976 – unveröffentlichter Bericht der Vorarlberger Illwerke AG.

HANTKE, R.: Eiszeitalter 2 – Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete. – Thun (Ott-Verlag).

HEIM, A., BAUMBERGER, E. & STEHLIN, H.G., unter Mitwirkung von FUSSENEGGER, S.: Die Subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. – Vierteljahresschrift naturf. Ges. Zürich, **73**, Zürich 1928.

HÜNERMANNS, K.A. & SULSER, H.: Die Cricetodontinen (Mammalia Rodentia) aus der Unteren Süßwassermolasse des Bolgenachtales (Österreich, Vorarlberg). – Eclogae geol. Helv., **74**/3, Basel, November 1981.

INNERHOFER, G.: Staudamm Bolgenach, ein 100 m hoher Kiesdamm mit Moränenkern. – Österr. Wasserwirtschaft, **70** (1980), H. 3.

INNERHOFER, G. & LOACKER, H.: Die Stabilität der Felsumrahmung des Speichers Bolgenach. – 14. Internationaler Talsperrenkongreß, Rio de Janeiro 1982, Q53/R15, Schriftenreihe „Talsperren Österreichs", **26**, 1982.

INNERHOFER, G. & LOACKER, H.: Der Dichtungsanschluß des Staudammes Bolgenach an verwitterten Mergel. – 14. Internationaler Talsperrenkongreß, Rio de Janeiro 1982, Q35/R15, Schriftenreihe "Talsperren Österreichs", **26**, 1982.

KOVARI, A., AMSTAD, Ch. & GROB, H.: Contribution of the Problem of Stress Measurements in Rock. – Int. Symposium on Underground Openings, Luzern 1972.

LOACKER, H.: Bericht 1976 über Aufnahmen im Helvetikum auf Blatt 112, Bezau. – Verh. Geol. B.-A., **1977**, Wien 1977.

MUHEIM, F.: Die Subalpine Molasse im östlichen Vorarlberg. – Eclogae geol. Helv., **27**, Basel 1934.

RESCH, W.: Bericht 1976 über Aufnahmen in der Faltenmolasse im nordwestlichen Vorarlberg. – (Blätter 11, Dornbirn, und 112, Bezau), Verh. Geol. B.-A., **1977**, Wien 1977.

RESCH, W., HANTKE, R. & LOACKER, H.: Molasse und Quartär im Vorderen Bregenzerwald mit Besuch von Kraftwerksbauten. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **61**, Stuttgart 1979.

SCHIEMENZ, T.: Fazies und Paläographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. – Ber. Geol. Jb., **38**, Hannover 1960.

STEFKO, E.: Das Kraftwerk Langenegg. – Österr. Wasserwirtschaft, H. 5/6, Mai/Juni 1983.

VOLLMAYR, T.: Erläuterungen zur geol. Karte von Bayern. – 1 : 25.000, Blatt Nr. 8426, Oberstaufen – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1958.

ZACHER, W. (Bearb.): Geologische Karte von Bayern 1 : 100.000, Blatt 670, Oberstdorf – München (Bayer. Geol. L.-A.) 1976.

Unveröffentlichte Berichte von Hofrat AMPFERER, Prof. STINI, Prof. WAGNER, Prof. HORNINGER, Prof. CLAR, Prof. STAUB, Dr. EUGSTER, Dr. OBERHAUSER.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 4	S. 867–872	Wien, Dezember 1992

Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone als schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins

Von AXEL NOWOTNY, GERHARD PESTAL & MANFRED ROCKENSCHAUB*)

Mit 2 Abbildungen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Vorarlberg
Tirol
Silvrettakristallin
Landecker Quarzphyllit
Phyllitgneiszone
Metamorphose
Tektonik

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 142, 143, 144, 145, 169, 170, 171

Inhalt

Zusammenfassung 867
Abstract 867
1. Zur variszisch metamorphen Entwicklung der Silvrettamasse 870
1.1. Gruppe der hellen quarzreichen Metapelite der nördlichen Silvrettamasse 870
1.2. Gruppe der Zweiglimmerschiefer bis Paragneise der nördlichen Silvrettamasse 871
2. Zur alpinen Tektonik der Silvrettamasse 871
Literatur 872

Zusammenfassung

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme des Kartenblattes ÖK 144 Landeck zeigte sich erneut die Problematik der tektonischen Trennung zwischen oberostalpiner Landecker Quarzphyllit- bzw. Phyllitgneiszone und der mittelostalpinen Silvrettadecke nach TOLLMANN (1977). Vor allem die im Bereich zwischen Puschlin und Thialspitze im Kristallin steckenden permomesozoischen Sedimentlinsen bewogen verschiedene Autoren zu dieser deckentektonischen Grenzziehung. Die Verfasser kamen übereinstimmend zur Auffassung, daß eine deckentektonische Trennung in der eingangs erwähnten Art nicht gerechtfertigt ist. Vielmehr zeigte sich, daß die Gesteinsserien der nordöstlichen Ferwallgruppe quer über die postulierte Deckengrenze hinweg streichen. Weiters sind die Gesteine der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone noch in die nördlichen Anteile der Schlingentektonik des Silvrettakristallins mit einbezogen. Die Zone von Puschlin Thialkopf und mit ihr vergleichbare Situationen, in denen permomesozoische Gesteine in unterschiedlichsten Niveaus in die Phyllitgneiszone eingeschuppt sind, besitzen nur lokale Bedeutung und können jedenfalls nicht als zusammenhängende weithin verfolgbare E–W-streichende Deckengrenze auskartiert werden. Die Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone ist nach Ansicht der drei Bearbeiter als nördlichster, jedoch primär schwächer metamorpher Anteil des Silvrettakristallins zu betrachten. Im Folgenden wird Silvrettamasse als übergeordneter Begriff verwendet.

The Zone of Landeck Quartzphyllite and Phyllitgneiss – A Less Metamorphic Part of the Sivretta Crystalline

Abstract

The northern parts of the crystalline between Vorarlberg and Landeck (Tirol) are divided into an Upper Austroalpine and a Middle Austroalpine nappe (TOLLMANN, 1977). The Northern Calcareous Alps and their crystalline basement, the Zone of Landeck Quartzphyllite and Phyllitgneis, belong to the Upper Austroalpine, the Silvretta Crystalline in the south of the Landeck Quartzphyllite and Phyllitgneiss Zone, belongs to the Middle Austroalpine (TOLLMANN, 1977).

New investigations in this part of the crystalline have shown that a subdivision in two nappes is not possible. The series of rocks cross this postulated boundary without discontinuity. Additionally, the Zone of Landeck Quartzphyllite and Phyllitgneiss is included partially in the pre-Alpidic "Schlingentektonik" of the Silvretta Crystalline, i.e. the Zone has had a pre-Alpidic position in the north of the Silvretta Crystalline. Only in the western (Vorarlberg) and the eastern (Venetberg) parts of this crystalline a local tectonic has been observed. South of the Venetberg this tectonical zone (Zone of Puschlin – Thialspitze) is marked by mylonites and Permotriassic lenses of sediments. This local tectonic does not justify a tectonical division into a Middle and an Upper Austroalpine.

The Landeck Quartzphyllite and Phyllitgneiss Zone is the northern, partially primary lower metamorphic part of the Silvretta crystalline. Both are considered to be Upper Austroalpine crystalline.

*) Anschrift der Verfasser: Dr. AXEL NOWOTNY, Dr. GERHARD PESTAL, Dr. MANFRED ROCKENSCHAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

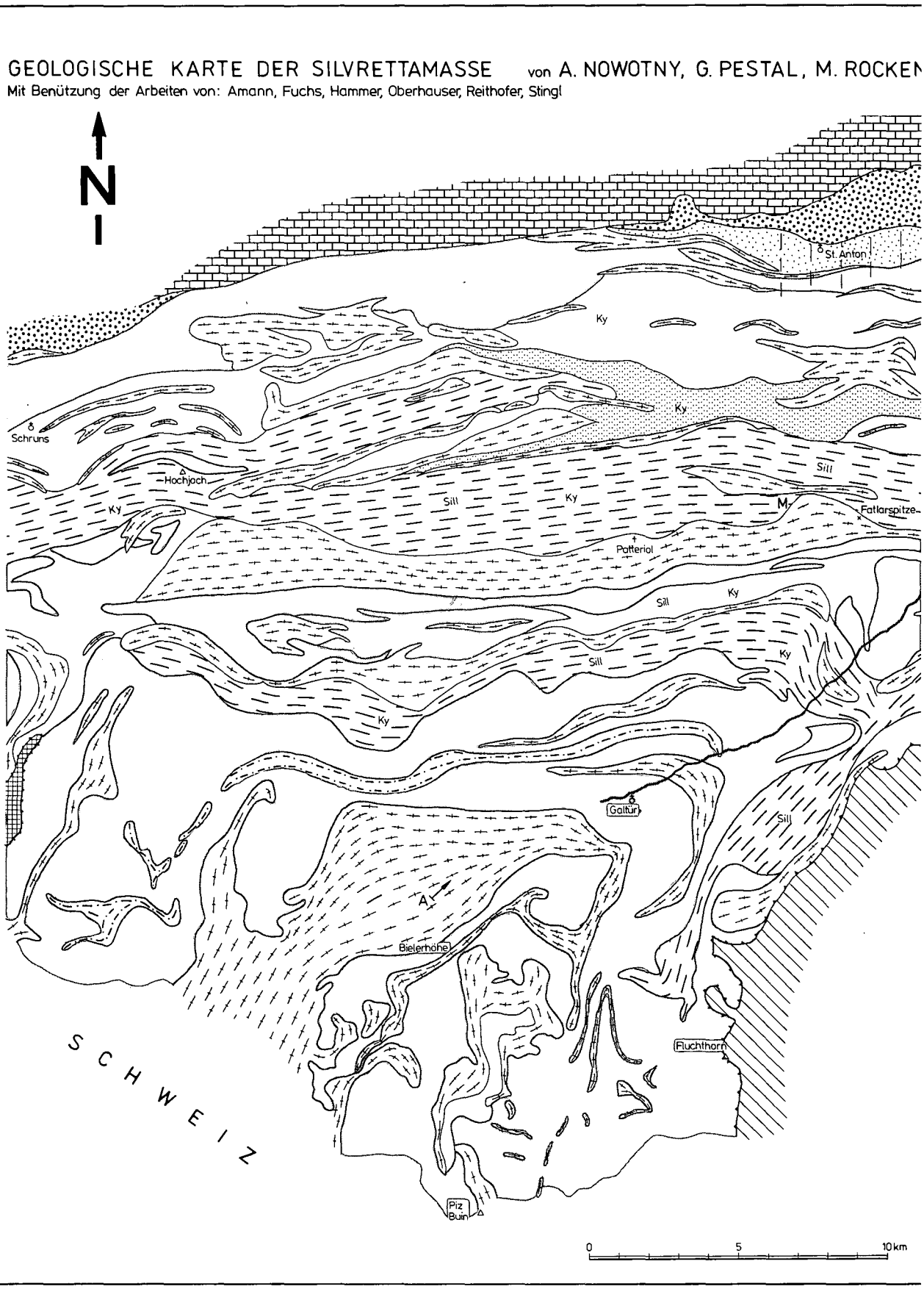
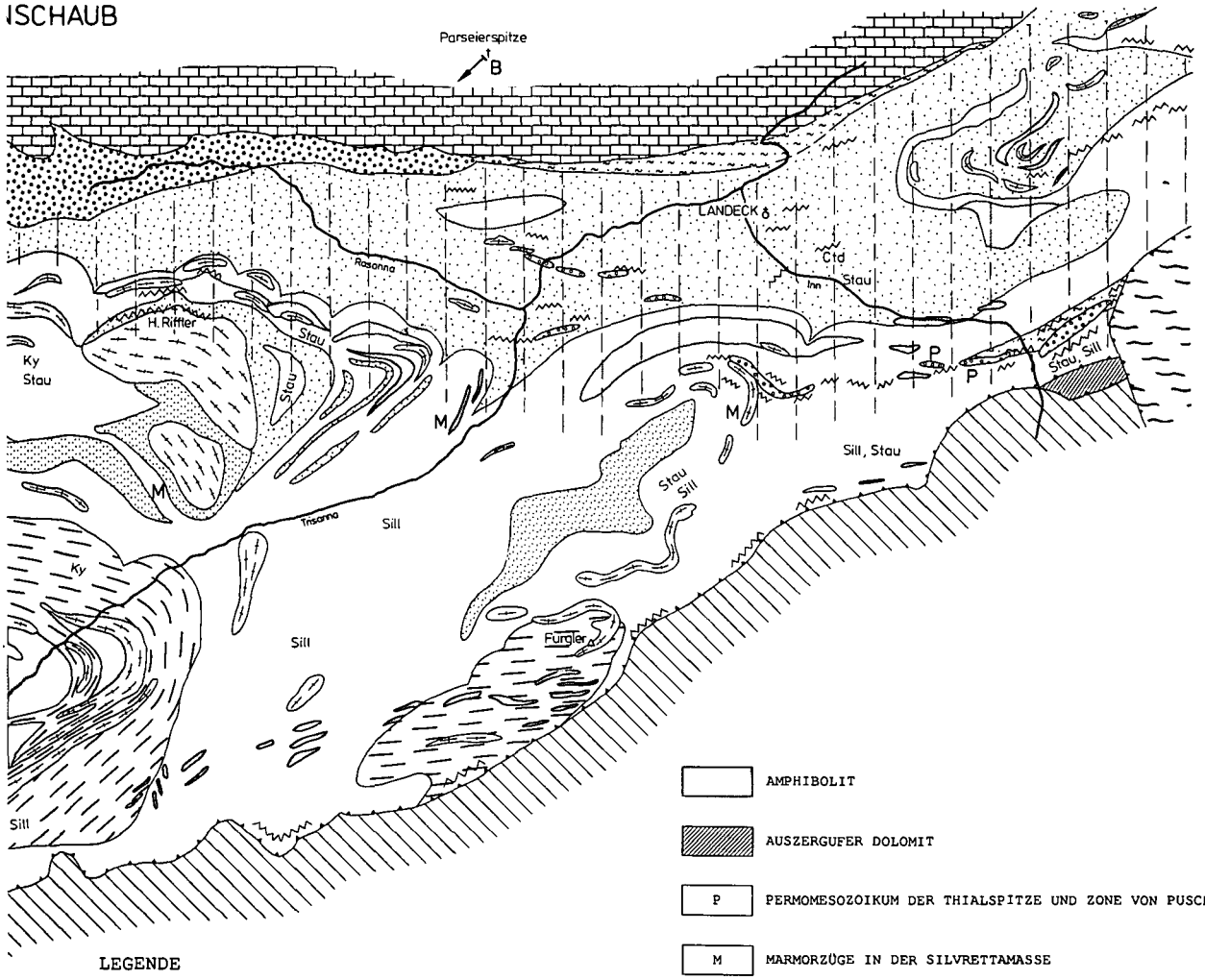


Abb. 1.
Geologische Karte des österreichischen Anteiles der Silvrettamasse.

ISCHAUB



LEGENDE

- NÖRDLICHE KALKALPEN
- ALPINER VERRUCANO
- HELLER PHYLLIT
- HELLER PHYLLITISCHER GLIMMERSCHIEFER (Granat-führend z.T. mit Staurolith)
- HELLER GRANATGLIMMERSCHIEFER (Granat - und Staurolith - führend)
- ALBITBLASTENSCHIEFER
- ZWEIGLIMMERSCHIEFER bis PARAGNEIS (Staurolith-führend z.T. mit Sillimanit)
- GRANATGLIMMERSCHIEFER (z.t.Andalusit - führend)
- ORTHOGNEIS
- BIOTIT - PLAGIOKLASGNEIS, GLIMMERQUARZIT
- AMPHIBOLIT
- AUSZERGUFER DOLOMIT
- P PERMOMESOZOIKUM DER THIALSPITZE UND ZONE VON PUSCHLIN
- M MARMORZÜGE IN DER SILVRETTAMASSE
- GESTEINE DES ENGADINER FENSTERS
- FALKNIS - SULZFLUH - DECKE
- ÖTZTALKRISTALLIN
- ZONE MIT STARKER ALPIDISCHER DIAPHTHORESE
- MYLONIT , KATAKLASIT, PSEUDOTACHYLIT
- DECKENGRENZE
- Ctd Chloritoid
- Ky Disthen
- Sill Sillimanit
- Stau Staurolith

} präalpidische Minerale

PROFIL A - B (Legende siehe GEOLOGISCHE KARTE DER SILVRETTAMASSE)

SW

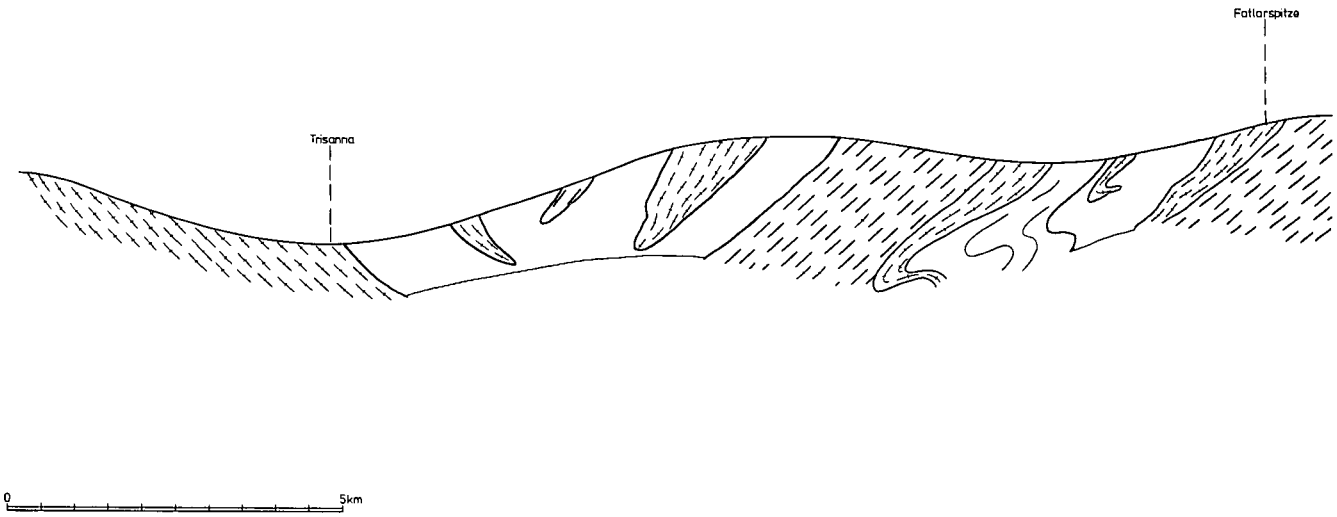


Abb. 2.
Profil durch die Silvrettamasse.
Legende siehe geologische Karte.

1. Zur variszisch metamorphen Entwicklung der Silvrettamasse

Die magmatische und metamorphe Entwicklung der Silvrettamasse setzte mit Sicherheit schon in prävariszischer, vermutlich kaledonischer, Zeit ein.

Die variszische Orogenese ist jedoch jenes Ereignis, dem die Prägung des Schlingenbaus und die Bildung der wesentlichen Mineralparagenesen der Silvrettamasse zugeordnet werden können.

Geochronologische Untersuchungen ermöglichten es, dieses Ereignis etwa mit 300–350 Millionen Jahren (GRAUERT, 1969) einzustufen. An Glimmermineralen bestimmte Abkühlalter erbrachten Werte von 270–300 Millionen Jahre (THÖNI, 1982).

Die variszische Metamorphose erreichte im Untersuchungsgebiet zum Teil grünschieferfazielle, hauptsächlich jedoch amphibolitfazielle Bedingungen.

Am NE-Ende der Silvrettamasse, im Bereich um Landeck, überprägt eine niedrig temperierte grünschieferfazielle alpine Metamorphose (THÖNI, 1982) mit NE–SW-gerichtetem Zuschnitt diskordant diese variszischen Paragenesen. Sie ist in diesem Bereich für eine Vielzahl von Diaphthoreseerscheinungen verantwortlich, wodurch einige variszische Paragenesen nur mehr in Mineralrelikten erhalten sind.

Zwei Gruppen von Metasedimenten dominieren den lithologischen Aufbau der Silvrettamasse im Landecker Raum. Dies sind die Gruppe der hellen quarzreichen Metapelite und die Gruppe der Zweiglimmerschiefer bis Paragneise.

Durch die unterschiedliche Intensität der Überprägung bildeten sich, wie schon erwähnt unter variszisch regionalmetamorphen Bedingungen, lithologisch unterscheidbare Gesteinseinheiten, die im Folgenden weiter petrographisch differenziert werden.

1.1. Gruppe der hellen quarzreichen Metapelite der nördlichen Silvrettamasse

Kennzeichnend für alle Typen dieser Gesteinsgruppe ist ihre silbrig grau glänzende bis graugrüne Farbe sowie ihr durchwegs phyllitischer bis feinblättrig geschieferter Habitus. Als vorherrschende Minerale können Quarz und Hellglimmer genannt werden, wobei in charakteristischer Weise oftmals von Hellglimmer dominierte Partien mit Glimmerquarziten wechsellagern.

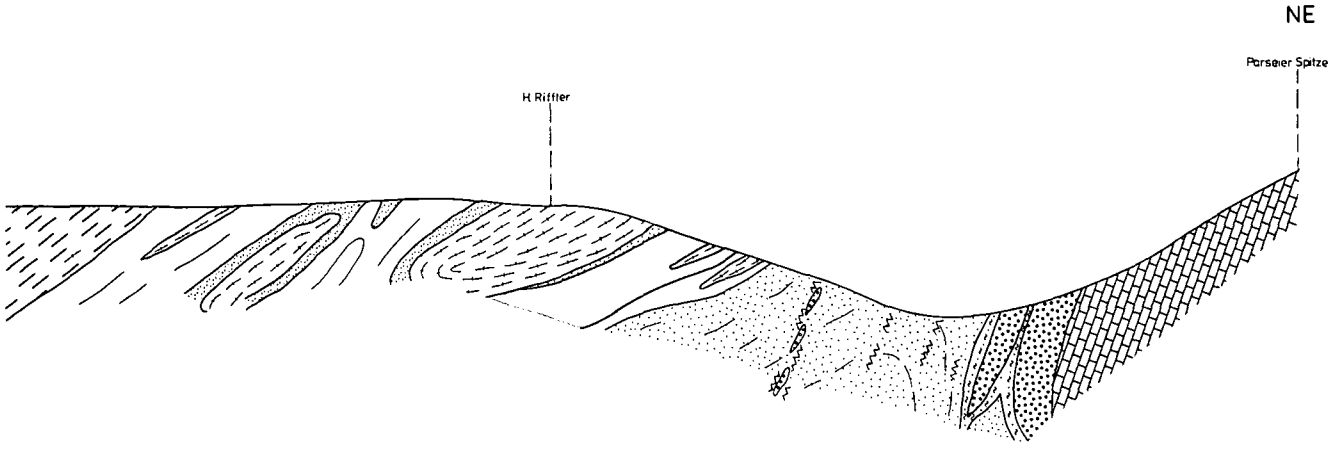
Der helle Phyllit, das schwächst metamorphe Gestein dieser Gruppe, ist signifikant durch eine Paragenese, die aus Muskovit und Quarz besteht, gekennzeichnet. Dieser Metapelit konnte bei der Kartierung in einem nur geringmächtigen Streifen zwischen dem Lattenbach und Stanz N Landeck sowie in einer dünnen Zone bei Puschlin aufgefunden werden.

Bei der Hauptmasse der von HAMMER (1918) als Phyllite („Landecker Quarzphyllit") ausgeschiedenen Gesteine handelt es sich um helle phyllitische Glimmerschiefer, die stets Granat und teilweise auch Biotit bzw. noch Formrelikte dieser Minerale führen.

Weiters konnten diese Gesteine über Pezinerspitze und Niederjöchl bis ins Paznauntal nahe Kappl verfolgt werden.

Aus dem Bereich Fließ wurde die voralpine Paragenese Granat-Chlorit-Chloritoid bzw. Staurolith und Pseudomorphosen nach diesem bekannt (HÖRNES & PURTSCHELLER, 1970; ROCKENSCHAUB et al., 1983, ROCKENSCHAUB, 1990).

Der helle Granatglimmerschiefer führt zumeist Staurolith. Er ist also jener Gesteinstyp der Gruppe der hellen quarzreichen Metapelite, der noch weit verbreitet Minerale führt, die unter amphibolitfaziellen Bedingungen gebildet wurden. Dieses Gestein ist im Gebiet um den Hohen Riffler und im Bereich nördlich der Ascher Hütte anzutreffen.



1.2. Gruppe der Zweiglimmerschiefer bis Paragneise der nördlichen Silvrettamasse

In frischen Stücken sind diese stets deutlich geschieferten Glimmerschiefer bis Schiefergneise grau bis graugrün gefärbt. Im Gelände fallen sie jedoch eher durch ihre rostige Verwitterungsfarbe auf. Ihre Schieferungsflächen sind stets dicht mit Biotit, Hellglimmer und Chlorit besetzt. Das Quarz-Feldspat-Verhältnis ist annähernd ausgeglichen.

Zweiglimmerschiefer und Feldspatblastenschiefer sind die typischen Gesteine der von HAMMER (1918) definierten Phyllitgneiszone. Der Zweiglimmerschiefer führt durchwegs Granat, der sowohl in Größe als auch Menge stark schwankt. Der Feldspatblastenschiefer besitzt z.T. gneisigen Habitus. Charakteristisch für dieses Gestein sind die rundlichen Feldspatblasten, die in wechselnder Menge das Gestein durchsetzen. Die Feldspatblastenschiefer führen ebenfalls meist Granat. Gegen die angrenzenden Gesteine hin verschwinden die Feldspatblasten allmählich. Während im Gebiet um den Hohen Riffler lediglich Granat und Staurolith führende Zweiglimmerschiefer bis Paragneise angetroffen wurden, konnte südlich des Paznauntales in diesen Gesteinen auch Sillimanit nachgewiesen werden. Die somit durch beide Paragesteinsgruppen dokumentierte Metamorphosezonierung belegt den kontinuierlichen Anstieg der variszischen Metamorphose aus dem Landecker Raum in Richtung zentraler Silvretta.

2. Zur alpinen Tektonik der Silvrettamasse

Im Zuge der Neukartierung zeigte sich also, daß die Gesteine der sogenannten Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone auf weiten Strecken nicht vom klassischen Silvrettakristallin abzutrennen sind. Teile sind sogar in die nordwestlichsten Ausläufer der variszischen Schlingentektonik miteinbezogen. In den alpin wenig überprägten Gebieten konnten weder aus der Lithologie noch aus der Petrologie Argumente für eine solche Trennung abgeleitet werden. Komplexer stellt sich die Situation im E bei Landeck dar, wo ab Puschlin über den Thialkopf bis ca. ins Paznauntal in Bewegungszonen immer wieder permomesozoische Sedimentlinsen auftreten. Solche Einschuppungen sind in der nördlichsten, schon primär schwächer metamorphen Silvrettamasse (Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone) häufiger zu beobachten und nicht nur auf diese Zone beschränkt. An diese intensivere alpine Tektonik ist auch die stärkere retrograde Überprägung gebunden (Wachstum von Chloritoid und Stilpnomelan). Ein transgressiver Verband der Nördlichen Kalkalpen mit der Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone wird allgemein anerkannt. Bewegungen an dieser Grenze sind nur von lokaltektonischer Bedeutung.

Die Entwicklung dieses Gebietes könnte man sich so vorstellen, daß die Silvrettamasse erosiv schräg zur Metamorphosezonierung angeschnitten wurde. Im S bzw. NW wurden tiefere Teile freigelegt als im NE, wo sich die schon primär nur schwach metamorphen Anteile erhalten konnten. Darauf erfolgte zumindest teilweise die Sedimentation der Nördlichen Kalkalpen. In einer frühen alpinen Deformationsphase wurden die Stirnbereiche dieses Kristallins zum Teil abgeschert. Die permomesozoischen Sedimentlinsen von Puschlin-Thialspitze und ihre Äquivalente wurden eingeschuppt. In diesem Zusammenhang dürften W- bis NW-gerichtete Bewegungen von Bedeutung sein. Diesbezügliche Hinweise ergeben sich aus W-vergenten Falten in Mylonitzonen sowie aus Untersuchungen der Quarzachsenregelungen in Quarzitproben des Alpinen Verrucano. Erst darauffolgend führte eine intensive Einengung, zur Auffaltung der Antiklinale des Venets, der auch die weitgehende Überkippung des Kalkalpensüdrandes zuzuschreiben ist.

Literatur

GRAUERT, B.: Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmung. – Diss. phil.-natw. Fak. Univ. Bern, 166 S., München (Photodruck) 1969.

JAMMER, W.: Die Phyllitgneiszone von Landeck (Tirol). – Jb. Geol. R.-A., **68** (1918), 205–258, Wien 1919.

HÖRNES, S. & PURTSCHELLER, F.: Petrographische Neueinstufung des Landecker Quarzphyllites. – Ber. Nat.-Med. Ver. Innsbruck, **58**, 483–488, Innsbruck 1970.

ROCKENSCHAUB, M., THEINER, U. & FRANK, W.: Die Struktur von Phyllit- und Phyllitgneiszone bei Landeck. – In: Die frühalpidische Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15), **4** (1982), 223–227, Leoben 1983.

ROCKENSCHAUB, M.: Die tektonische Stellung der Landecker Quarzphyllit- und Phyllitgneiszone. – Jb. Geol. B.-A., **133**/4, 619–633, Wien 1990.

THÖNI, M.: Der Einfluß der kretazischen Metamorphose im Westabschnitt der Ostalpinen Einheit: Interpretation geochronologischer Daten. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaust., **28**, 17–34, Wien 1982.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. Band 1. – 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deutike) 1987.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016–7800	Band **135**	Heft 4	S. 873–874	Wien, Dezember 1992

Der Talzuschub von Marul (Großes Walsertal, Vorarlberg)

Kurzfassung eines Vortrages

Von PETER STARCK*)

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blatt 142

Vorarlberg
Großes Walsertal
Hangtektonik
Talzuschub

Zusammenfassung

In Marul im Großen Walsertal ist ein besiedelter Hang von einem Talzuschub betroffen. Es werden große Anstrengungen erforderlich sein, die Hangbewegungen zumindest zu beruhigen, um eine Entsiedelung zu vermeiden.

Im Rahmen von Forschungsaufträgen soll ein Gesamtsanierungskonzept ausgearbeitet werden, das insbesondere den Wasserhaushalt zu regulieren hat.

The Valey Fill-Up of Marul (Great Walser Valley, Vorarlberg)

Abstract

In Marul (Großes Walsertal/Vorarlberg/Austria) a settled slope is threatened by a land-slide. Great exertions are necessary to prevent a disaster. Based on research work a conception of stabilization is in preparation. Especially the regulation of water economy will be necessary.

Im Zuge eines leichten Erdbebens am 8. Jänner 1982 mit der Stärke 5 nach MSK mit Epizentrum im Großen Walsertal in ca. 6 km Tiefe fanden eine Reihe von Hangrutschungen statt, die aufgrund ihrer Häufung Anlaß für ein Meßprogramm waren. In der Folge wurde der gesamte Hang von Marul mit 9, später mit 11 Meßpunkten versehen, die von 2 Fixpunkten aus jährlich bezüglich ihrer Bewegungen eingemessen werden. Es ergaben sich in der Folge Hangbewegungsbeträge auf einer Fläche von knapp 4 km² bis zu 6 cm pro Jahr. Die Folge waren und sind noch Schäden an Gebäuden, Straßen, Wegen und anderen zivilisatorischen Einrichtungen.

Im Zuge eines Forschungsauftrages wurde der gesamte Hang in drei Gefahrenzonen aufgegliedert, wobei die Zone 1 hohe Gefahr, die Zone 3 niedere Gefahr bedeuten. Gleichzeitig konnten aufgrund der Meßergebnisse Flächen unterschiedlicher Dynamik ausgewiesen werden, deren Bewegungen wiederum recht gut durch die Oberflächengestaltung des Hanges unterstrichen werden. Es handelt sich somit um Teilschollen, die sich in der Bewegung gegenseitig beeinflussen und, so verrückt es klingen mag, sogar zu Hangaufwärtsbewegungen führen.

Zusammenfassend kann das Ergebnis des Forschungsauftrages, der in den Jahren 1988 bis 1990 durchgeführt wurde, folgendermaßen dargestellt werden:

Die Hangbewegung Marul im Großen Walsertal stellt einen kaum völlig zur Ruhe zu bringenden Talzuschub dar. Die Teilschollenbewegungen beeinflussen sich gegenseitig. Dies mag einerseits der Grund dafür sein, daß es nicht ständig zu Rutschungen mit Massentransport bis in den Marulbach kommt. Zum anderen stellt diese gegenseitige Wechselwirkung der Teilschollen ein sehr hohes Gefahrenpotential dar. Gerät nämlich eine Teilscholle in starke Bewegung, besteht die Gefahr, daß in einer Kettenreaktion andere Teilschollen mitgerissen werden. Diese Kettenreaktion war am 8. Jänner 1982 gegen 1.20 Uhr in der Früh nahezu erreicht. Die Folge war damals die große Anzahl von Rotations- und Translationsgleitungen.

Um den derzeitigen Gleichgewichtszustand nicht zu gefährden, Erdbeben nicht die Gelegenheit zu geben, eine Großkatastrophe auszulösen sowie den Hang, wenn nicht völlig, zur Ruhe zu bringen, so doch zu beruhigen, sind eine Vielzahl baulicher Maßnahmen erforderlich. Hierzu gehören die Ableitung sämtlicher Tagwässer, die auf befestigte Flächen fallen, die wasserdichte Ableitung von Drainage- sowie Abwässern. Die sauberen Wässer können in den Marulbach an der Basis des Talzuschubes eingeleitet werden. Allerdings muß darauf geachtet wer-

*) Anschrift des Verfassers: Dr. PETER STARCK, Amt der Vorarlberger Landesregierung, A-6900 Bregenz.

den, daß ein erhöhter Wasserabfluß im Bach die Basis des bewegten Hanges weiter ständig unterschneiden kann, sodaß Sohlsicherungsmaßnahmen im Marulbach ebenfalls erforderlich sind. Forstliche Maßnahmen sollten das Sanierungspaket begleiten.

DDr. BERTLE (Wandertagung 1986 der Österreichischen Geologischen Gesellschaft) schätzt die noch nicht stabilisierte Masse der Hangbewegung auf rd. 200 Mio m³ Inhalt. Diese Hangbewegung ist laut BERTLE an die mit dem Hang einfallende Überschiebungsbahn der Kalkalpen auf den Vorarlberger Flysch gebunden. Laut BERTLE hat die Bewegung sowohl das Kalkalpin als auch den ebenfalls überwiegend talfallend geschichteten Flysch erfaßt.

Die Möglichkeiten der Beruhigung des Talzuschubes können nur dann einigermaßen beurteilt werden, wenn Aussagen über die Tiefe der Gleitschichten, der wasserführenden Horizonte sowie der Mächtigkeit des überlagernden Lockermaterials und der Tiefe der Felsschichten gemacht werden können. Aus diesem Grunde wurde vom Land Vorarlberg an das Institut für Geophysik der Montan-Universität Leoben unter Mitarbeit des Institutes für Angewandte Geophysik der Forschungsgesellschaft Joanneum ein geophysikalisches Untersuchungsprogramm vergeben. Diese Untersuchungen umfassen Refraktionsseismik, Reflexionsseismik, elektromagnetische Kartierungen sowie geoelektrische Tiefensondierungen. Diese Untersuchungen wurden im Mai und Oktober des Jahres 1991 durchgeführt. Der Rohentwurf einer Gesamtdarstellung der Refraktionsseismik liegt vor. Der Endbericht, der eine Zusammenschau der gesteinsphysikalischen Parameter nach Seismik, Elektrik und Elektromagnetik geben soll, wird bis Ende März d. J. vorliegen.

Da eine Gesamtveröffentlichung schon allein aufgrund der großen Fläche des Forschungsvorhabens geplant ist, können die bisherigen Ergebnisse wie folgt kurz zusammengefaßt werden:

Für die Refraktionsseismik wird der Untergrund in ein 3-Schicht-Modell, bestehend aus Lockerschichten, Zwischenschichten und dem Felsuntergrund untergliedert. Die seismischen Geschwindigkeiten reichen von 1500 m/sec bis 4.500 m/sec.

Das Hauptproblem in der Auswertung dieser seismischen Geschwindigkeiten bestand darin, daß im mittleren Hang der Felsuntergrund eine ausgedehnte Hochlage bildet, in deren Bereich die auflagernden Lockerschichten über größere Flächen auf Werte unter 10 m zurückgehen. In der Umrahmung dieser Hochlage nehmen die Lockerschichtmächtigkeiten nach allen Richtungen, nicht nur talseitig, sehr schnell auf Werte bis über 50 m zu. Die Festlegung der Ausbißlinie der auflagernden jüngeren Schichten kommt in der Auswertung besonders große Bedeutung zu, da gerade diese Bereiche die Wasserwegsamkeiten in den tieferen Untergrund darstellen. Während Felsuntergrund und Lockerschichten immer eindeutig zuordenbar sind, bereitet die ausgewiesene Zwischenschicht größere Schwierigkeiten, da sie seitlich in ihren petrophysikalischen Eigenschaften ständig wechselt. Laut Auswertung des Institutes für Geophysik scheint es festzustehen, daß östlich des Ortes bis in den Bereich der auf den Flysch aufgeschobenen kalkalpinen Schollen ein ausgedehnter Moränenkörper liegt und im Westen nur mehr geringmächtige Lockerschichten bzw. aufgewitterter Felsuntergrund dem Fels auflagern. Der Ortskern von Marul hingegen scheint auf einer Zone mit Lockerschichtmächtigkeiten von über 50 m zu liegen.

Entlang der orographsich rechten Waldrandlinie deutet sich laut Auswertung eine Störungslinie an.

Im Bereich der größten Mächtigkeiten der oben angeführten Zwischenschicht, die teilweise wasserdurchlässig ist, schneidet ein wasserführendes Gerinne tief ein und dürfte den Untergrund bewässern.

Eine Zusammenschau von Seismik, Elektrik und Elektromagnetik läßt wahrscheinlich eine gute Übersicht bezüglich der hydraulischen Eigenschaften des Untergrundes in verschieden tiefen Stockwerken zu. Das würde bedeuten, daß das Ziel aller dieser kostspieligen Anstrengungen durch die ins Auge gefaßten Sanierungsmaßnahmen zu erreichen ist und einer Entsiedelung von Marul vorgebeugt werden kann, denn immerhin handelt es sich um den Lebensraum von 400 Einwohnern.

Abschließend darf noch bemerkt werden, daß der Hang von Marul nicht den einzigen bewegten Bereich im westlichsten Bundesland darstellt. Ca. 60 km² sind in ständiger Bewegung und betreffen zum Teil auch Siedlungsgebiete. Die Vorarlberger müssen nicht unbedingt nach Pisa fahren, um einen „Schiefen Turm" zu sehen. Der Kirchturm von Sibratsgfäll im Bregenzerwald, beispielsweise, zeigt bei genauem Hinsehen ebenfalls den Drang, berühmt zu werden.

Die Geologie von Vorarlberg – Beispiel einer internationalen Zusammenarbeit im Bereich der westlichen Ostalpen					Redaktion: Maria Heinrich
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band **135**	Heft 4	S. 875–882	Wien, Dezember 1992

Ostalpen und Westalpen – Verbindendes und Trennendes

Von RUDOLF TRÜMPY*)

Mit 2 Abbildungen

Dr. RUDOLF OBERHAUSER
zum 65. Geburtstag gewidmet

Österreich
Schweiz
Vorarlberg
Graubünden
Ostalpen
Zentralalpen
Tektonik
Palinspastik
Faziesbereiche
Trias
Tertiäre Granitoide

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 110, 111, 140, 141, 142, 169, 170

Inhalt

Zusammenfassung 875
Abstract 875
1. Einleitung 876
2. Helvetische Zone (s.l.) 876
3. Penninische Zone 877
4. Ostalpine Decken 877
5. Südalpen und tertiäre Granitoide 878
6. Zur ursprünglichen Anordnung der Faziesräume 880
7. Schlußbemerkungen 881
Literatur 882

Zusammenfassung

Die Grenze zwischen Ost- und Westalpen ist keine scharfe Linie, ausgenommen eine kurze Strecke nahe Chur. Nach Osten verschwinden zuerst die externen Grundgebirgs-Massive und dann die Helvetischen Decken. Die Westgrenze des zusammenhängenden Austroalpinen Deckenkörpers ist teilweise primär und geht teilweise auf Erosion zurück. Die Dentblanche-(Simmen-) und Margna-Decken sind als Ultrapenninische Einheiten abgetrennt. Austroalpine Faziesgürtel setzen sich in den westlichen Teil der Südalpen fort.

Eine palinspastische Karte der Alpen in der Trias wird vorgestellt, und eine Hypothese über die Platznahme tertiärer Granite wird skizziert.

Eastern and Western Alps – Similarities and Differences

Abstract

The boundary between Eastern Alps and Central Alps is not a sharp line, except for a short stretch near Chur. Eastwards, first the external basement massifs and then the Helvetic nappes disappear. The western boundary of the coherent body of Austroalpine nappes is partly primary, partly due to erosion. The Dentblanche (-Simme) and Margna nappes are separated as Ultrapenninic units. Austroalpine facies belts continue into the western part of the Southern Alps.

A palinspastic map of the Alps for Triassic time is presented, and a hypothesis on the location of Tertiary granites is outlined.

*) Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. RUDOLF TRÜMPY, Allmendboden 19, CH-8700 Küsnacht; vormals Geologisches Institut der ETH Zürich.

1. Einleitung

Als „Westalpen" bezeichnen die meisten Geologen die französisch-italienischen Alpen, mit ihrem scharfen Bogen, den vorgelagerten Subalpinen Ketten, aber ohne aufgeschlossene Südalpen-Anteile. Die schweizerisch-italienischen Alpen werden im internationalen Sprachgebrauch „Zentralalpen" genannt. Sie sind charakterisiert durch das westliche Molasse-Becken, die voll ausgebildeten Helvetischen Decken, die Ultrapenninischen Decken und die westlichen Südalpen.

Der Begriff „Zentralalpen" bezeichnet also in Österreich einerseits, im Rest der Welt anderseits zwei verschiedene Dinge. Ich nehme hier ausnahmsweise vom Prinzip AEIOU Abstand und verwende „Zentralalpen" im international üblichen Sinne.

Es wird im folgenden viel von Unterschieden zwischen Ostalpen und Zentralalpen die Rede sein.

Umso deutlicher muß gesagt werden, daß Alpen und Karpathen ein einziges Orogen sind, welches seine Entstehung einem einzigen Prozeß verdankt, der Kollision des Apulischen Sporns mit der Eurasiatischen Platte. Unterschiedliche Vorgeschichten, nicht lineare primäre Anordnung der Plattenränder, zeitlich verschiedene Relativbewegungen von Apulien und Europa sowie die Ausweichbewegungen in die Westalpen einerseits, die Karpathen andererseits bedingen regionale Verschiedenheiten der einzelnen Segmente, die aber nur Variationen über ein Thema darstellen.

Transversale Änderungen im Baustil und Material ergeben die longitudinale Gliederung der Kette in Westalpen, Zentralalpen, Ostalpen, Westkarpathen und Ostkarpathen. Die Bedeutung dieser Zäsuren ist oft übertrieben worden, zumal sie bedauerlicherweise oft mehr oder weniger mit Landesgrenzen zusammenfallen. Keinesfalls dürfen wir sie uns als scharfe Einschnitte vorstellen; es sind in der Regel ziemlich breite Übergangszonen (s. z. B. TOLLMANN, 1972).

Neben der Grenzregion zwischen Westkarpathen und Ostkarpathen ist diejenige zwischen Zentralalpen und Ostalpen, im Allgäu, in Vorarlberg, im Fürstentum Liechtenstein, in Graubünden und im Veltlin wohl die auffälligste. Gegen Westen endet der zusammenhängende Körper der Ostalpinen Decken; gegen Osten verschwinden die externen Kristallin-Massive und nehmen die Helvetischen Decken an Bedeutung ab. Auch diese Grenze ist kein scharfer Schnitt, mit Ausnahme des kurzen Teilstücks zwischen Vaduz und Chur, wo eine junge Abschiebung vermutet werden kann.

2. Helvetische Zone (s. l.)

Charakteristisch für die West- und Zentralalpen sind die Externen Massive, Großfalten bis Scherben von variskisch geprägtem Grundgebirge. Sie fehlen den Ostalpen wie den Karpathen, vielleicht mit Ausnahme des Danubischen Kristallins am Eisernen Tor. Diese Massive sind kompressive Strukturen jungtertiären, im wesentlichen miozänen Alters; alttertiäre Anlagen sind in einigen Fällen erkennbar. In den Ostalpen und Karpathen dagegen fällt das mitteleuropäische bzw. osteuropäische Grundgebirge, mit seiner meist geringmächtigen mesozoischen Bedeckung, flach unter das Orogen ein. Es wird hier von distensiven Verwerfungen verstellt; einige dieser normalen Brüche sind nachträglich zu steilen Aufschiebungen invertiert worden.

Das Aar-Massiv beginnt in der Tödi-Gruppe gegen Osten abzutauchen; die am Segnas-Paß prachtvoll sichtbare Deckenüberschiebung liegt in einer flachen Achsen-Depression. Weiter östlich steigt der Massivscheitel nochmals an; zentrale Teile des Massivs sind bei Vättis, 10 km NW Chur, südlich bei Tamins, 10 km W Chur ein letztes Mal aufgeschlossen. In der Calanda-Gruppe, NNW von Chur, schießen die Sedimente der Massivhülle mit 35° gegen Osten ein. Nach vorläufigen Ergebnissen der Reflexions-Seismik (PFIFFNER et al., 1990) setzt sich dieses axiale Fallen noch etwa 20 km weit gegen E fort.

Im Rheintal unterhalb Chur stoßen parautochthone Falten gegen tiefpenninische Bündnerschiefer, an der Luziensteig, dem Grenzpaß zwischen Graubünden und Liechtenstein, eine Schuppe unklarer, vielleicht ultrahelvetischer Abkunft gegen die mittelpenninische Falknis-Decke, bei Vaduz südhelvetische Falten gegen Flysche rhenodanubischer Affinität. Hier scheint also eine ostfallende „Churer Störung", eine jungtertiäre Abschiebung, die Grenze zwischen Zentralalpen und Ostalpen zu markieren. Sie ist überall durch gewaltige Schuttmassen, die bis unter Meeresniveau reichen, verdeckt. Beidseits von Chur ist kein Platz für die „Stiele" der Helvetischen Decken vorhanden. Gegen Norden setzt sich die Störung nur in abgeschwächter Form, in die normalen und sinistralen Brüche des unteren Alpenrhein-Tals fort. Eine Fortsetzung gegen Süden, etwa über die Lenzerheide, existiert nicht; viel eher kommt eine Verbindung mit WSW-streichenden Störungen im Vorderrheintal in Frage, bei denen ein dextraler Versatz vermutet werden kann. Solche späte dextrale Verschiebungen sind im oberen Rhonetal nachgewiesen (STECK, 1966). Der Calanda, der Hausberg der Churer, ist ein europäischer Erker, der weit in das penninische Schieferland vorspringt.

Im Gegensatz zu den Massiven, die bei Chur definitiv untertauchen, ziehen die distalen Teile der Helvetischen Decken fast unbeschadet aus der Churfirsten- und Säntis-Gruppe über den Rhein nach Vorarlberg und ins Allgäu. Links des Rheins sind das Jura-Stockwerk, in der Axen-Gonzen-Decke, und das Kreide-Stockwerk, in der Churfirsten-Säntis-Decke, tektonisch voneinander getrennt; östlich des Rheins, schon am Fläscherberg, vereinigen sie sich jedoch wieder zu einer einzigen Decke, analog der Wildhorn-Decke der Westschweiz. Darunter setzte sich auch ein Analogon der Mürtschen-Decke, die Decke von Hohenems (WYSSLING, 1986), bis ins Allgäu fort. Der Grünten bei Sonthofen ist der letzte „richtige" Helvetische Berg.

Die Isopen der Unterkreide-Formationen, welche in der Schweiz etwa parallel zum Streichen verlaufen, zeigen in Vorarlberg eine viel unregelmäßigere Anordnung. Ich hatte dies ursprünglich als Indiz dafür gewertet, daß der Helvetische Mitteljura- bis Unterkreide-Schelf schon bald gegen Osten auskeilt. Die Ergebnisse der Bohrungen Kierwang und Maderhalm deuten jedoch darauf hin, daß dies erst viel weiter östlich geschieht, fernstens aber in Oberösterreich.

Die Helvetischen Decken reichen also viel weiter nach Osten als die externen Kristallin-Massive. Über ihre „Wurzeln" wissen wir in den Ostalpen nichts, auch nicht darüber, ob sie einfach vom Europäischen Sockel abgeschert wurden oder ob wir eine krustale Subduktion, eine AMPFERERsche Verschluckungsnarbe, annehmen müssen. Ich würde eher das letztere annehmen und möchte sogar

vermuten, daß das Tiroler Inntal zwischen Landeck und Kufstein eine ähnliche Entstehungsgeschichte wie das obere Rhonetal, das Urserental und das Vorderrheintal hat: eine tektonische Furche, die sich nachträglich über der neo-alpinen Narbe der helvetischen Decken entwikkelt hat. Daß das Inntal schräg zum Nordrand der Alpen verläuft, würde einer solchen Hypothese nicht widersprechen, wenn man die gegen Osten abnehmende Überschiebungsweite der Helvetischen Decken in Rechnung stellt. Aber dies ist nur eine Vermutung; einzig gezielte reflexions-seismische Sondierungen oder Tiefbohrungen könnten sie bestätigen oder widerlegen. Die Frage ist vom theoretischen Standpunkt aus von großer Bedeutung und auch vom praktischen Standpunkt aus, wenn man an die Möglichkeit tiefliegender Gas-Lagerstätten denkt, nicht uninteressant.

3. Penninische Zone

Während die Europäischen Externzonen die West- und Zentralalpen, die Ostalpinen Decken die Ostalpen charakterisieren, zieht die Penninische Kernzone durch alle drei Segmente der Alpen. Fundamentale Unterschiede zwischen dem Penninikum der Zentralalpen und der Ostalpen sind nicht augenfällig. Die Korrelation wird natürlich dadurch erschwert, daß die Penninischen Decken in den Ostalpen nur am Alpenrand und in den Fenstern sichtbar sind.

Auf Grund ihrer Stellung im Alpenbau, ihres Gesteinsmaterials, ihres Baustils und ihrer tertiären Metamorphose lassen sich die Tauern-Gneisdecken am ehesten mit den infrapenninischen und tiefpenninischen Decken (Leventina, Simano, Adula) der Tessiner Aufwölbung vergleichen. Eine Korrelation mit dem Aar-Massiv scheint mir eher abwegig. Die Externen Massive behalten ihren Charakter von der Argentera bis nach Vättis bei, und es wäre höchst verwunderlich, wenn sie sich auf der kurzen Strekke zwischen Chur und dem Brenner in Bezug auf die vier angeführten Kriterien so fundamental ändern könnten. Die tektonische Analogisierung (nicht Homologisierung) zwischen lepontinischen und Tauern-Gneisdecken schließt nicht aus, daß fazielle Beziehungen zwischen dem Helvetischen und dem Hochstegen-Jura existieren können.

Diese Deutung impliziert, daß höhere Penninische Kristallin-Decken, vom Typus Tambo-Suretta, im Tauern-Fenster gar nicht aufgeschlossen sind, vielleicht mit Ausnahme einiger Gneislamellen.

Schwierige Probleme wirft auch die palaeogeographische Korrelation der Penninischen Elemente in den Zentralalpen und in den Ostalpen auf. In den West- und Zentralalpen trennt die jungtriadische bis kretazische Briançonnais-Schwelle einen nordpenninischen (Walliser) von einem südpenninischen (Piemont-)Trog. Abkömmlinge dieser Schwelle erreichen, in Form der Tasna-Decke, noch den westlichen Teil des Unterengadiner Fensters. Nur noch Oberjura und Kreide des Briançonnais-Nordrandes sind hier vertreten. Im Tauern-Querschnitt existieren keine Äquivalente der jurassisch-kretazischen Briançonnais-Schwelle. Damit wird in den Ostalpen auch die systematische Unterscheidung zwischen einem nordpenninischen und einem südpenninischen Trog hinfälllig. Ozeanische jurassische bis unterkretazische Serien „nordpenninischer" Stellung, wie etwa in der Ybbsitzer Klippenzone, zeigen eine Entwicklung, die derjenigen inder südpenninischen Arosa-Zone sehr ähnlich ist (SCHNABEL, in Druck).

Der Rhenodanubische Flysch ist ein Kennzeichen des ostalpinen Penninikums. Zumindest an seinem Westende, in Vorarlberg, liegt er unter der Falknis- und Sulzfluh-Decke, welche der Briançonnais-Schwelle entstammen. Seine westliche Fortsetzung ist unklar, auch wenn der Kreide-Anteil des Wägitaler Flyschs Analogien aufweist. Sogar der weit verbreitete Helminthoiden-Flysch der Westalpen und westlichen Zentralalpen, der eindeutig über Briançonnais-Decken liegt, erinnert in einigen Teilen an die Piesenkopf-Schichten des Rhenodanubischen Flyschs (WINKLER et al., 1985). Wir stoßen also auf das Paradoxon, daß untereinander verwandte Kreide-Flysche in den Westalpen südpenninisch, in den Ostalpen nordpenninisch sind.

Eine weitere Komplikation besteht darin, daß in Graubünden zwei ähnliche, aber nicht identische Briançonnais-Abfolgen im selben Querschnitt auftreten, in der Falknis- und Sulzfluh-Decke sowie in den Schamser Decken. Ohne die Annahme bedeutender, wohl kretazischer Horizontalverschiebungen ist das Dilemma wohl kaum zu lösen (SCHMID et al., 1990). RUDOLF OBERHAUSER (1991) hat Ansätze zu einem solchen Szenario vorgelegt, die noch eingehend diskutiert werden müssen.

Seit einigen Jahren hat sich bei vielen Geologen (WEISSERT & BERNOULLI, 1985; DEBELMAS & SANDULESCU, 1987; TRÜMPY, 1988; s. auch LAUBSCHER, 1991) die Ansicht durchgesetzt, daß die Penninischen Ozeane zwischen der Schweiz und der Ukraine nicht orthogonalem Spreading, sondern einem Transform-System ihre Entstehung verdanken. Ein solches mitteljurassisches bis mittelkretazisches, im wesentlichen sinistrales System würde das Nordende des apenninisch-westalpinen Piemont-Troges mit dem Nordende des älteren Vardar-Troges verbinden. Wir müßten uns diese Ozeane als eine Kette von kleinen Rhombochasmen vorstellen, die sich auch seitlich im Streichen ablösen können. Dies würde auch erklären, weshalb Ophiolithe in einigen Segmenten, so namentlich in den Westkarpathen, untervertreten sind. Auf den ersten Blick erhält man den Eindruck, daß die Penninische Zone in den Ostalpen schmaler als in den Zentralalpen oder gar in den Westalpen war, aber auch schmaler als in den Westkarpathen. Dieser erste Blick kann trügen, da wir nicht wissen, wieviel durch Subduktion oder Erosion zerstört worden ist.

4. Ostalpine Decken

An einer welligen Linie endet der zusammenhängende Körper der Ostalpinen Decken gegen Westen. Ihre beiden großen Einbuchtungen sind durch die Prätigau- und die Malenco-Antiform bedingt. Es stellt sich nun die Frage, ob dieser Westrand der ostalpinen Deckenmasse ein reiner Erosionsrand sei, vorgezeichnet durch den Aufstieg der tektonischen Achsen an der Bündner Querflexur der Alpen, oder zumindest ein Teil der ostalpinen Elemente hier primär auskeilt.

Die unterostalpinen Decken Graubündens, Err und Bernina, enthalten sowohl N–S- als auch W–E-streichende Strukturelemente; zu den letzteren gehören die Stirne der Kristallin-Decken am Albulapaß. Es gibt keine tektonischen Anzeichen dafür, daß die unterostalpinen Decken wenig westlich ihres Erosionsrandes endeten. Der ent-

sprechende Fazies-Streifen findet sich in den westlichsten Südalpen, im Canavese wieder.

In den Penninischen Alpen wird die große Klippe der Dentblanche-Decke und ihre proximale Fortsetzung, die Sesia-Zone, heute allgemein ins Unterostalpin gestellt. ARGAND hatte die Dentblanche-Decke als höchste penninische Decke definiert, und STAUB (1924) korrelierte sie mit der Margna-Decke Graubündens. Später (1938) revidierte STAUB seine Ansicht und parallelisierte nun die Dentblanche-Decke mit den unterostalpinen Err- und Bernina-Decken. Die meisten Autoren sind ihm hierin gefolgt; einige Mailänder Geologen wollen sogar Unter- und Oberostalpin erkennen.

Es bestehen aber gewichtige Unterschiede zwischen dem Engadiner Unterostalpin und dem Dentblanche-Sesia-Komplex der Penninischen Alpen. Hier ist Unterkruste mit basischen Gesteinskörpern (Secunda Zona dioritico-kinzigitica, Valpelline-Serie) in den Deckenbau einbezogen, dort dominieren variskische Granitoide. Hier ist der Baustil durch duktile Falten gekennzeichnet, dort eher durch spröde Scherben, die allerdings auch in den frontalen Teilen der Dentblanche-Decke vorkommen. Hier erfolgte eine kretazische Hochdruck-Metamorphose, welche bis zu Eclogiten führte; dort erreicht die Metamorphose nur Grünschiefer-Grad. Anderseits sind die Trias- und Unterjura-Gesteine der Dentblanche-Decke, soweit sich dies aus den wenigen erhaltenen Relikten beurteilen läßt, nicht sehr verschieden von denjenigen des Bündner Unterostalpins.

Irgendwo in der Nähe der Dentblanche-Decke – als Hülle ihres Kristallins, wenig nördlich oder wenig südlich davon – muß die Herkunft der Simmen-Decke (s. l.) der Prealpes gesucht werden. Es muß immer wieder betont werden, daß die heute erhaltenen Reste der Simmen-Decke Zeugen einer mächtigen Einheit sind, welche Tausende von km³ Schutt in das oligocaene Molasse-Becken geliefert hat (TRÜMPY & BERSIER, 1954). Für geotektonische Rekonstruktionen freilich ist die Simmen-Decke ein Ärgernis (z. B. STAMPFLI & MARTHALER, 1990), da die Nachbarschaft von durchgehender Kreide-Sedimentation und gleichaltriger Hochdruck-Metamorphose nicht leicht zu erklären ist.

Der südalpine Charakter der vor-cenomanen Folgen der Simmen-Decke (liasische Generoso-Kieselkalke, permische Baveno-Granite) ist ohne die Annahme großer Lateralverschiebungen kaum verständlich.

Wir möchten Dentblanche-Sesia-Decke, Simmen-Dekke und Margna-Decke nicht ohne weiteres als Ostalpin, sondern als Ultrapenninisch bezeichnen, eben um die genannten Unterschiede zum ostalpinen Unterostalpin zu betonen. Im übrigen ist auch dieses heterogen; das „grisonide" Engadiner Unterostalpin unterscheidet sich in vielen Belangen vom „lungauriden" Unterostalpin des Tauern-Rahmens und des Semmering.

Die „zentralostalpinen" Decken südlich der Engadiner Linie sind durch eine west-vergente Synform mit den unterostalpinen Decken verbunden. Auch in ihrem Innenbau sind west-gerichtete Überschiebungen verbreitet; die kretazische Metamorphose klingt gegen W bzw. NW rasch ab. Diese Decken dürften sich primär nicht weit gegen Westen fortgesetzt haben. Ihre Trias-Sedimente zeigen Analogien zu denjenigen der Südalpen am Langensee und Luganer See.

Nördlich der Engadiner Linie liegt unten die Abscherungsdecke des Ela (Carn bis Kreide), darüber die Silvretta-Decke. Das Kristallin der Silvretta-Decke keilt gegen Westen aus, so daß dort ihre Trias-Formationen in Kontakt mit der Ela-Decke oder der Aroser Zone treten. Auch im Rhätikon keilt die Silvretta-Decke nicht nur gegen Norden, sondern auch gegen Westen aus. Es ist deshalb unwahrscheinlich, daß oberostalpines Kristallin sehr weit über den heutigen Erosionsrand hinaus gegen Westen reichte.

Auch die nördlichen Kalkalpen zeigen im Rhätikon NW- bis W-vergente Strukturen. Aber noch 60 km westlich von ihrem Erosionsrand oberhalb Vaduz liegen in den Schwyzer Alpen, an der Mördergrube und am Roggenstock, Klippen von Raibler Schichten, deren Ausbildung an diejenige beim Lünersee erinnert, und von stark bituminösem Hauptdolomit. Zwischen dieser oberostalpinen Decke und der Aroser Zone findet sich stellenweise die „kleinste Decke der Welt", eine winzige Scherbe aus Oberrhätkalk, Adneter Kalk und Allgäu-Schichten. Kalkalpine Gerölle in der Molasse finden sich gegen Westen bis an die Rigi (SPECK, 1953). Daß die Kalkalpen so weit nach Westen zu verfolgen sind, interpretieren wir als Auswirkung einer vor-turonen sinistralen Verschiebung.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Unterostalpinen Decken gegen Westen durch die andersartigen Ultrapenninischen Einheiten ersetzt werden, daß die „Zentralostalpinen" Decken wenig westlich ihres Erosionsrandes endeten und daß die Nördlichen Kalkalpen noch bis an den Vierwaldstättersee reichten. Die W- und NW-gerichteten Strukturen am Westende der Ostalpen sind meist von kretazischem Alter (RING et al., 1990); sie wurden durch den tertiären Nordschub über das Penninikum transportiert.

5. Südalpen und tertiäre Granitoide

In den Südalpen liegt die markanteste Zäsur an der Judikarien-Linie. Sie trennt die Lombardischen Südalpen, von relativ geringer Breite aber starker tertiärer Einengung, von den breiteren aber tektonisch einfacheren östlichen Südalpen. Sie fällt auch heute nicht mit der Grenze zwischen Zentralalpen und Ostalpen zusammen, und schon gar nicht, wenn man den oligocaenen dextralen Versatz an der Tonale-Linie (80–100 km) berücksichtigt.

Die beiden größten tertiären Granitoid-Massive der Alpen, das Bregaglia-(Bergeller)Massiv, welches die Penninischen und Ultrapenninischen Decken durchbricht, und das südalpine Adamello-Massiv, liegen im spitzen Winkel zwischen jungalpinen Lineamenten (vgl. Fig. 1). Sie schmiegen sich an diese an – am deutlichsten beim westlichen „Tonalit-Schwanz" des Bregaglia-Massivs erkennbar – überschreiten sie jedoch nicht. Offensichtlich besteht ein raumzeitlicher Zusammenhang zwischen den Bewegungen längs dieser Linien und der Platznahme der Granitoide.

Ich glaube, daß die Lösung des Rätsels in einer Arbeit von HUTTON (1988) gefunden werden kann. Er hat gezeigt, daß die spätkaledonischen Granite des Schottischen Hochlands in die transtensive Intersektion zwischen dextralen und sinistralen Horizontal-Dislokationen eingedrungen sind. Diese These läßt sich auf unsere beiden Granitkörper übertragen: das Bregaglia-Massiv ist zwischen der dextralen Tonale- und der sinistralen Engadiner Störung durchgebrochen, das Adamello-Massiv zwischen der dextralen Tonale- und der sinistralen Judicarien-Linie. Im ersten Fall konzentrieren sich die Prozesse auf das

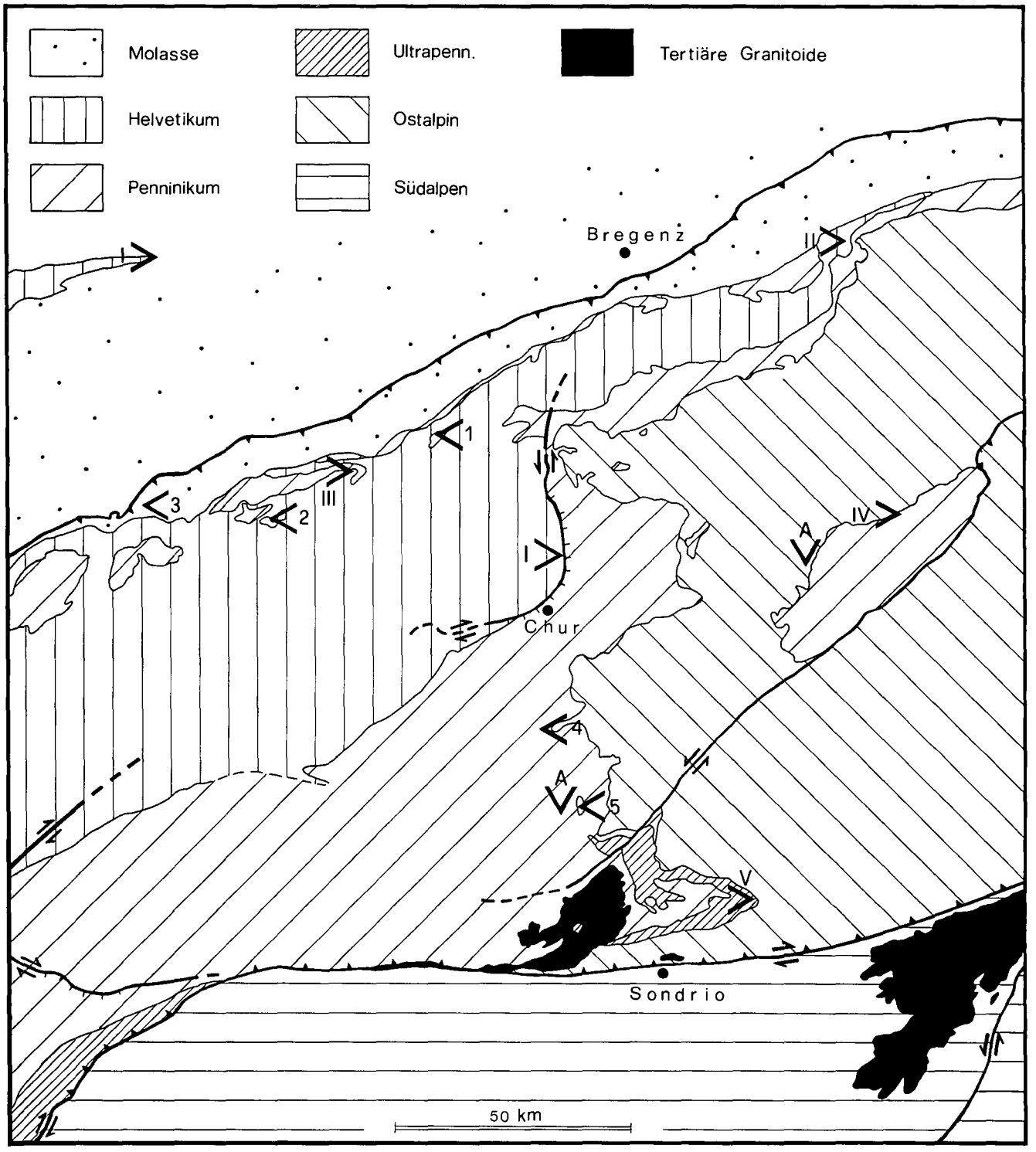


Fig. 1.
Veränderungen im Bereich der Grenze Ostalpen/Zentralalpen.
Westlichste Vorkommen von: 1 – Rhenodanubischer Flysch; 2 – Nördliche Kalkalpen; 3 – Kalkalpine Gerölle in der Molasse; 4 – „Zentralostalpine" Decken; 5 – unterostalpine Decken.
Östlichste Vorkommen von: I – Massive und ihre Hülle (Infrahelvetikum) sowie Faltenjura; II – Zusammenhängende Helvetische Decken; III – „Westalpine" Kreideflysche; IV – Briançonnais; V – Ultrapenninische Decken.
Südlichste Vorkommen von: A – Fossilbelegtes Alttertiär im Penninikum.

späte Oligozän (um 30 Mio. Jahre), im zweiten Fall müssen sie schon im Eozän gespielt haben. Synchrone Transpression ist in den beiden „stumpfen Winkeln" zwischen den drei Störungen zu erwarten. Es muß also keine generelle Zerrungsphase postuliert werden, um die Platznahme der Granitoide zu erklären – dies wäre schon wegen der gleichzeitigen Kompression in anderen Teilen der Alpen unwahrscheinlich – sondern nur Transtension im Gefolge von Horizontalverschiebungen.

Ob sich diese Hypothese auch auf östlichere Granitoid-Körper, z. B. auf den Rieserferner, anwenden läßt, vermag ich nicht zu beurteilen.

6. Zur ursprünglichen Anordnung der Faziesräume

In den vorangegangenen Abschnitten haben wir vor allem die Veränderungen der tektonischen Einheiten in der Grenzregion zwischen Ostalpen und Zentralalpen verfolgt. Nachfolgend soll noch kurz die palaeogeographische Konfiguration in der Trias-Zeit diskutiert werden, also in der Zeit vor dem früh- bis mitteljurassischen Rifting, den spätjurassischen bis frühkretazischen Spreading- und Translationsphasen sowie der kretazischen bis heutigen Kompressions- und Translations-Tektonik.

Solche palinspastische Rekonstruktionen sind naturgemäß mit großen Unsicherheiten behaftet. In den Europäischen Randzonen der Alpen (Jura, Subalpine Ketten, Helvetische Decken zwischen Rhone und Iller) sowie in den Apulischen Randzonen (Südalpen) sind Abwicklungen mit einer vernünftigen Fehlergrenze (10–15 %) möglich; diese Einheiten sind jeweils aus einem zusammenhängenden Sediment-Prisma herausgeschnitten und somit kohärent (TRÜMPY, 1969). Dagegen sind die Penninischen und schen und Ostalpinen Decken wie auch die Ultrahelvetischen Decken und die Helvetischen Scherben westlich der Iller inkohärent; die einzelnen Decken und Deckenkomplexe sind voneinander durch Überschiebungen, Abschiebungen und Seitenverschiebungen bedeutenden und oft ungewissen Ausmaßes getrennt. Viele Verbindungsstücke sind infolge von Subduktionen und Erosionen nicht mehr zu beobachten. Diese Decken sind also „Terranes", aller dings bescheidenen Ausmaßes und, in den meisten Fällen, relativ lokaler Herkunft.

„Terranes" sind in diesem Sinn kaum etwas anderes als unsere altgewohnten „Faziesbereiche", soweit sie sich auf inkohärente Einheiten beziehen. Es scheint mir aber nützlicher, sie mit geographischen Namen zu bezeichnen (die nicht mit Decken-Namen identisch sein sollen), als in ihrer Benennung bereits ihre präsumptive Stellung vorwegzunehmen, wie etwa bei „mittelpenninisch" und ganz besonders bei „mittelostalpin".

Die Figur 2 soll lediglich die Anordnung widerspiegeln, die mir im Augenblick die plausibelste scheint, und erhebt keinen Anspruch auf „Wahrheit". Sie wird hier der Kritik

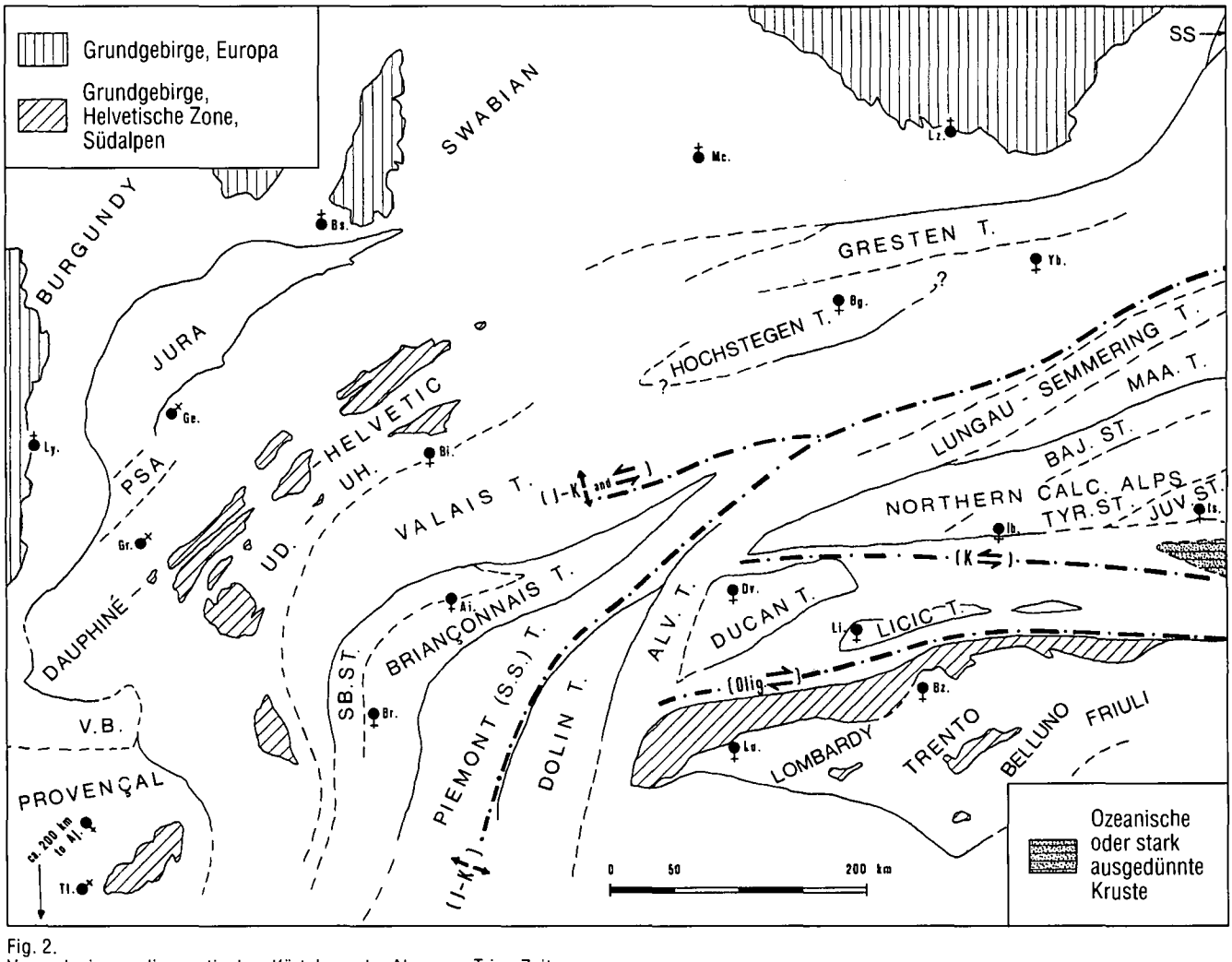


Fig. 2.
Versuch eines palinspastischen Kärtchens der Alpen zur Trias-Zeit.
T = „Terrane"; ST = „Sub-Terrane".
VB = Valensole-Hochzone; PSA = Pré-Subalpin; UD–UH = Ultradauphinois, Ultrahelvetikum; MAA = Mittelostalpin p. p.; BAJ, TYR, JUV: Bajuvarische, tirolische und juvavische „Sub-Terranes" der Nördlichen Kalkalpen.
Lokalitäten:
- in Europa (aufrechte Kreuze): Ly = Lyon; Bs = Basel; Mc = München; Lz = Linz.
- gegen Europa leicht versetzt (schräge Kreuze): Aj = Ajaccio (Korsika); Tl = Toulon (Provence); Gr = Grenoble (Subalpin); Ge = Genéve (Molasse-Becken).
- gegen Europa stark versetzt (inverse Kreuze): Br = Briançon (Briançonnais); Ai = Aigle (Préalpes Médianes); Bi = Biasca (Infrapenninikum); Bg = Bad Gastein (Tauern-Zentralgneise); Yb = Ybbsitz (Klippen); Dv = Davos (Silvretta-Decke); Li = Lienz (Drauzug); Ib = Innsbruck und Is = Bad Ischl (Nördliche Kalkalpen); Lu = Lugano und Bz = Bozen/Bolzano (Südalpen).

meiner Kollegen vorgelegt, die wohl zu einer „besseren" Darstellung führen wird.

Unser Kärtchen zeigt große Unterschiede zu den Rekonstruktionen von DERCOURT et al. (1990), wo die eigentlichen Westalpen nicht berücksichtigt wurden und wo auch weiter östlich erhebliche Diskrepanzen bestehen. Für die Zentralalpen ist PFIFFNERS Abwicklung der Grundgebirgs-Einheiten (1992) gut vergleichbar.

Als Ducan-„Terrane" bezeichnen wir den in sich kohärenten Sedimentstapel in der Hülle der Languard-, Campo-, Sesvenna-, Silvretta- und Ötztal-Decken sowie daraus abgeleiteter Abscherungsdecken. Es entspricht dem „Zentralostalpin" oder „Mittelostalpin" westlich der Tauern. Auf Grund der Untersuchungen der Trias-Formationen dieses Gebiets durch DÖSSEGGER (1974), EICHENBERGER (1986), St. FRANK (1986), FURRER (1981; in BÜRGI et al., 1991) und NAEF (1987) nehmen wir eine ursprüngliche Stellung des Ducan-„Terranes" WSW der westlichen Kalkalpen, WNW des Drauzuges (Licisches Terrane, TOLLMANN [1987]) und NNE der westlichen Lombardischen Südalpen an. EICHENBERGER und St. FRANK haben Schemata gezeichnet, welche diese Interpretation enthalten. Das Alv-„Subterrane" des Oberengadiner Unterostalpins (Err- und Bernina-Decke) schließt gegen W oder WNW lückenlos an das Ducan-„Terrane" an.

Auf den engen faziellen Zusammenhang zwischen dem Ducan-Alv-„Terrane" mit den westlichen Südalpen haben wir bereits hingewiesen. Es gibt auch Analogien zwischen der Trias der Nördlichen Kalkalpen in Tirol und derjenigen der östlichen Lombardei (Wetterstein- = Esino-Kalke; Partnach- = Lozio-Pelite). Dies impliziert, daß nicht nur die Ostalpinen Decken gegen W enden – allerdings westlich der konventionellen Ostalpen/Zentralalpen-Grenze – sondern daß sich auch primär der Ostalpine Faziesbereich in die westlichen Südalpen fortsetzt.

Eine eingehende Begründung dieser faziellen und tektonischen Einordnung des Ducan-„Terranes" wird in einer Arbeit mit HEINZ FURRER gegeben werden.

Für die Ostalpinen Decken gelangen wir somit zu einer palinspastischen Rekonstruktion, welche eng an die von M. FRANK (1987) gezeichnete anschließt. Sie bedingt die Annahme einer dextralen Verschiebung von 100 bis 150 km an der Insubrischen Linie. Dies ist etwas mehr, als der tertiären, im wesentlichen oligocaenen Verschiebung (ca. 80 km) zugerechnet wird. Die Existenz einer kretazischen, praeinsubrischen Translation (LAUBSCHER, 1991) kann deshalb nicht ausgeschlossen werden. Ferner nehmen wir mit BECHSTÄDT (1978) eine sinistrale, prae-turone Verschiebung um vielleicht 150–200 km an, die irgendwo südlich der Nördlichen Kalkalpen durchziehen muß – wo und wie bleibt allerdings noch zu diskutieren. Diese Störung könnte sich ostwärts mit dem Ultra-Hallstatt-(Meliata-)Sphenochasma verbinden, dessen Westende auf Abb. 2 gerade noch angedeutet wurde. Eine sehr „östliche" Herkunft der Nördlichen Kalkalpen wird auch durch die Hallstätter Trias-Ausbildung sowie durch spätjurassisch-frühkretazische Tektonik wahrscheinlich gemacht.

7. Schlußbemerkungen

Die Abwicklung der Trias-Ablagerungsräume sollte auch darüber Auskunft geben, wieviel kontinentale Kruste in den alpinen Bau einbezogen worden ist. Offenbar liegen diese Beträge (400–500 km) in den Westalpen, Zentralalpen und Ostalpen in der selben Größenordnung. Das Auskeilen des Helvetischen und die Verschmälerung des Penninischen Gürtels wird durch die Verbreiterung des Ostalpinen und des Südalpinen Raumes kompensiert. Natürlich ist in den Westalpen und in den westlichen Zentralalpen mehr ozeanische Kruste subduziert worden, was aber nur wenige Spuren in der Krustenstruktur hinterlassen kann.

Man könnte mit dieser gleichbleibenden Breite ursprünglicher kontinentaler Kruste auch den Umstand in Beziehung bringen, daß die Moho in den Zentralalpen und in den Ostalpen, trotz unterschiedlicher Oberflächengeologie, etwa dieselbe Tiefenlage einnimmt. Die Lage der heutigen Moho ist jedoch im wesentlichen durch die jungtertiären, neo-alpinen Deformationen bedingt.

Die reflexionsseismischen Untersuchungen in den West- und Zentralalpen (ROURE et al., 1990 [eds.]) haben einerseits die klassischen Methoden der alpinen Tektonik bestätigt – viele Reflektoren, die als Mylonite, Anhydrit ober Ophiolithe an Deckengrenzen interpretiert werden können, liegen an den erwarteten Stellen. Anderseits gab es auch Überraschungen; die größte von ihnen war der Indenter Apulischer Kruste, der sich nach Norden weit zwischen Europäische Unter- und Oberkruste einschiebt.

In den Ostalpen fehlen bisher solche Profillinien. Besonders interressant wären sie längs der schmalen Taille an der Brenner-Traverse. Es ist zu erwarten, daß das Ausmaß des Apulischen Einschubs gegen Osten abnimmt; existiert er in den Ostalpen auch, oder ist der Südalpine Brixener Sporn gar die aufgetauchte Spitze des Apulischen Eisbergs?

Schließlich bestehen augenfällige Unterschiede in der Morphologie von Ost- und Westalpen. Das ostalpine Relief ist älter, wenn man von der jungen Extrusion des Tauern-Fensters absieht. Die östlichsten Hochplateaus und die Gipfelschotter (BAUMANN, 1976) erreichen gerade noch den östlichsten Teil Graubündens. Das Relief der West- und Zentralalpen ist im wesentlichen ein Produkt pleistocaener Hebung und Erosion, nach der pliocaenen Einebnung und nach der spätmiocaenen Anlage der Täler. Gerade in diesem Teil der Alpen wissen wir jedoch wenig über die Geschichte der letzten 10 Millionen Jahre, weil altpleistocaene und pliocaene, in der Schweiz auch jungmiocaene Sedimente nur spärlich erhalten sind. Spaltspur-Analysen und andere moderne Methoden können hier weiter helfen. Die Ostalpen, wo sich Einebnungsflächen mit datierten Ablagerungen des Pannonischen Bekkens verbinden lassen, bieten günstigere Voraussetzungen.

Diese jüngste Geschichte der Alpen könnte ein sehr aktuelles Thema für eine umfassende, internationale und interdisziplinäre Studie sein, wie EUGEN SEIBOLD kürzlich gesprächsweise anregte. Sie könnte auch dazu dienen, die künstlichen und mit Vorurteilen belastete Grenze zwischen Geologen und physischen Geographen durchlässiger zu machen.

Grenzen regen zum Überschreiten an. Nirgends treten voll entwickelte Helvetische, Penninische und Ostalpine Decken näher zusammen als im bayrischen Allgäu, im Land Vorarlberg, im Fürstentum Liechtenstein und in der Republik der Drei Bünde. Ich grüße in RUDOLF OBERHAUSER den kenntnisreichsten geologischen Grenzgänger und den angenehmsten Gesprächspartner, über geologische und andere Probleme.

Literatur

BAUMANN, A: Zur Geologie des Piz Starlex. – Eclogae geol. Helv., **69**/1, 239–248, 1976.

BECHSTÄDT, T.: Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzugs als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **121**/1, 1–121, Wien 1978.

BÜRGI, T., EICHENBERGER, U., FURRER, H. & TSCHANZ, K.: Die Prosanto-Formation – eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). – Eclogae geol. Helv., **84**/3, 921–990, 1991.

DEBELMAS, J. & SANDULESCU, M.: Transformante nord-pennique et problèmes de corrélation palinspastique entre les Alpes et les Carpathes. – Bull. Soc. géol. France, S. 8, **3**/2, 403–408, 1987.

DERCOURT, J. & RICOU, L. E. with ADAMIA, S., CZASZAR, G., FUNK, H., LEFELD, J., RAKÚS, M., SANDULESCU, M., TOLLMANN, A. & TCHOUMACHENKO, P.: IGCP 198, Paleogeographic Maps, 1 : 10,000.000. – Dionyz Stur Inst. of Geology, Bratislava 1990.

DÖSSEGGER, R.: Verrucano und „Buntsandstein" in den Unterengadiner Dolomiten. – Diss. ETH Zürich, Nr. 5346, 171 S., 1974.

EICHENBERGER, U.: Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). – Diss. ETH Zürich, Nr. 8008, 196 S., 1986.

FRANK, S. M.: Die Raibl-Gruppe und ihr Liegendes im Oberostalpin Graubündens. – Diss. ETH Zürich, Nr. 8085, 240 S., 1986.

FRANK, W.: Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (eds): Geodynamics of the Eastern Alps, 397–406, Wien (Deuticke) 1987.

FURRER, H.: Stratigraphie und Facies der Trias-Jura-Grenzschichten in den Oberostalpinen Decken Graubündens. – Diss. Univ. Zürich, 179 S., 1981.

LAUBSCHER, H.: The arc of the Western Alps today. – Eclogae geol. Helv., **84**/3, 631–659, 1991.

HUTTON, D.H.W.: Igneous emplacement in a shear-zone termination: The biotite granite at Strontian, Scotland. – Geol. Soc. Amer. Bull., **100**, 1392–1399, 1988.

N.N. (Hindelang) 1992.

NAEF, M.H.: Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens. – Diss. ETH Zürich, Nr. 8236, 206 S., 1987.

OBERHAUSER, R.: Westvergente versus nordvergente Tektonik – Ein Beitrag zur Geschichte und zum Stand geologischer Forschung, gesehen von der Ost-Westalpengrenze her. – Jb. Geol. B.-A., **134**/4, 773–782, 1991.

PFIFFNER, O. A.: Palinspastic reconstruction of the pre-triassic basement units in the alps: The Central Alps. – In: J. F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (eds.): The pre-Mesozoic Geology in the Alps, Heidelberg (Springer) 1992.

PFIFFNER, O. A., KLAPER, E. M., MAYERAT, A.-M. & HEITZMANN, P.: Structure of the basement-cover contact in the Swiss Alps. – Mém. Soc. géol. France, N. S., **156**, 247–262, 1990.

RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIEHLER, D. & KRALIK, M.: Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. – J. Geol. Soc. London, **146**, 835–849, 1989.

ROURE, F., HEITZMANN, P. & POLINO, R.: Deep structure of the Alps. – Mém.Soc. géol. France, N. S., **156**, 1990.

SCHMID, S. M., RÜCK, Ph. & SCHREURS, G.: The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-29 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). – Mém. Soc. géol. France, N. S., **156**, 263–287, 1990.

SCHNABEL, G.W.: New Data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian Sector and New Aspects of the Transition to the Flysch Zone of the Carpathians. – Cretaceous Research (in Druck).

SPECK, J.: Geröllstudien in der Subalpinen Molasse am Zugersee. – 175 S., Zug (Kalt-Zehnder) 1953.

STAMPFLI, G. M. & MARTHALER, M.: Divergent and convergent margins in the North-Western Alps: confrontation to actualistic models. – Geodinamica Acta, **4**/3, 159–184, 1990.

STAUB, R.: Der Bau der Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., **52**, 272 S., 1924.

STAUB, R.: Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. – Eclogae geol. Helv., **31**/2, 345–353, 1938.

STECK, A.: Petrographische und tektonische Untersuchungen am Zentralen Aaregranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F. **130**, 1966.

TOLLMANN, A.: Der karpatische Einfluß am Ostrand der Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **64** (1971), 173–208, 1972.

TOLLMANN, A.: Neue Wege in der Ostalpengeologie und die Beziehungen zum Ostmediterran. – Mitt. österr. geol. Ges., **60**, 47–113, 1987.

TRÜMPY, R.: Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv., **62**/1, 105–138, 1969.

TRÜMPY, R.: A possible Jurrassic-Cretaceous transform system in the Alps and in the Carpathians. – Geol. Soc. America, Special Papers, **218**, 93–109, 1988.

TRÜMPY, R. & BERSIER, R.: Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pèlerin. – Eclogae geol. Helv., **47**/1, 119–166, 1954.

WEISSERT, H. J. & BERNOULLI, D.: A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. – Geol. Rundschau, **74**, 665–679, 1985.

WINKLER, W., WILDI, W., STUIJVENBERG, J. & CARON, Ch.: Wägital-Flysch et autres flyschs penniques de Suisse centrale, stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. – Eclogae geol. Helv., **78**/1, 1–22, 1985.

WYSSLING, G.: Der frühkretazische helvetische Schelf in Vorarlberg und im Allgäu – Stratigraphie, Sedimentologie und Paläogeographie. – Jb. Geol. B.-A., Wien, **129**/1, 161–265, 1986.