

Hornburg.

Das Schloß Hornburg ligt im Gurgger Biertheil / zwischen Wüting und Eberstein / auf hohem Gebirge. Das alte Schloß ist ganz öd und verlassen. Über diesem Schloß stehet auf einem ganz zugespitztem Berg eine Kirchen. Unter dem alten Schloß rinnt das Wasser / die Wesseritz genannt.

Von diesem alten Schloß Hornburg / (oder Horenburg /) haben die Herren von Hornberg / so vorzeiten Grafen gewesen / ihren Ursprung gehabt. Ist auch einmals denen Herren Welzern zuständig gewesen. Nun aber gehört es Herrn Georg Sigmunden Christallnig.

ARBEITSTAGUNG DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT 1989



**ARBEITSTAGUNG
DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
1989**

BLATT 186 ST. VEIT AN DER GLAN

**Klein St. Paul
Kärnten
18. - 22. 9. 1989**

**Die Tagung findet
unter dem Ehrenschutz
des Herrn Bundesministers
für Wissenschaft und Forschung,
Dr. ERHARD BUSEK,
und des Herrn Landeshauptmanns
von Kärnten,
Dr. JÖRG HAIDER,
statt.**



ISBN 3-900312-67-2

Zusammenstellung: T. APPOLD & F. THIEDIG

Wien, im September 1989

Anschriften der Autoren

A. AGNOLI

Schabs, Provinz Bozen, Italien.

Dr. ALEXANDER DEUTSCH

Institut für Planetologie, Westfälische Wilhelms-Universität Münster,
Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

Univ.-Prof. Dr. WOLFGANG FRISCH

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Tübingen,
Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen.

Dr. WERNER v. GOSEN

Institut für Geologie und Mineralogie, Universität Erlangen-Nürnberg,
Schloßgarten 5, D-8520 Erlangen.

Dr. UWE HERZOG

Amt der Kärntner Landesregierung, Abt. 15 G, Geologie, 9010 Klagenfurt

Univ.-Doz. Dr. DIRK VAN HUSEN

Institut für Grundbau, Geologie und Felsbau, Technische Universität Wien,
Karlsplatz 13, A-1040 Wien.

Dr. RICHARD LEIN

Institut für Geologie, Universität Wien, Universitätsstraße 7/III, A-1010 Wien

Univ.-Prof. Dr. HERMANN J. MAURITSCH,

Dipl.-Ing. ELMAR POSCH, Dr. JOHANNES REISINGER, Univ.-Doz. Dr. GEORG WALACH
Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben.

Univ.-Doz. Dr. FRANZ NEUBAUER

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz,
Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Dipl.-Geol. HANS-HERMANN NEUMANN

Von Axen-Straße 7, D-2000 Hamburg 76

Dr. JULIAN PISTOTNIK

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23e, A-1031 Wien.

Dr. ROLAND SCHMEROLD

Hirschauer Straße 5, D-7400 Tübingen

Univ.-Prof. Dr. FRIEDHELM THIEDIG,

Dipl.-Geol. THOMAS APPOLD, cand. geol. PETER, KUNZ, Dipl.-Geol. EIBE WILKENS
Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum, Westfälische Wilhelms-Universität Münster,
Corrensstraße 24, D-4400 Münster.

Dr. FRIEDRICH, H. UCİK

Kärntner Landesmuseum, Museumsgasse 3, A-9010 Klagenfurt

Dr. NORBERT WEISSENBACH

Grundstofftechnik GmbH, Von Seeckt-Straße 24-26, D-4300 Essen

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23.

Für die Redaktion verantwortlich: Dipl.-Geol. Thomas Appold, Dr. Albert Daurer.

Verlagsort: Wien.

Herstellungsort: Horn, N.Ö.

Satz: Geologische Bundesanstalt, großteils unter Verwendung von camera-ready copies der Autoren.

Druck: Offsetschnelldruck Riegelnik, A-1080 Wien.

Inhalt

Vorwort (T.E. GATTINGER)	4
I. Allgemeiner Teil	
1. Geographisch-geologischer Überblick über das ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (F. THIEDIG)	5
2. Erforschungsgeschichte des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan (F. THIEDIG)	8
3. Geologie des Mittelostalpins	
3.1. Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Glimmerschiefergruppe auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (T. APPOLD)	14
3.2. Rb-Sr-Datierungen an einem Staurolith-Granat-Glimmerschiefer aus der Plankogelserie der Saualpe (P. KUNZ & A. DEUTSCH)	31
3.3. Die Plankogelserie – eine voralpidische Sutur (W. FRISCH, R. SCHMEROLD & F. NEUBAUER)	34
4. Geologie der Gurktaler Decke	
4.1. Phyllitgruppe und Magdalensbergserie auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (J. PISTOTNIK)	42
4.2. Die Permotrias des Krappfeldes (T. APPOLD)	45
4.3. Die karbonatische Triasentwicklung (Anis-Nor) des Krappfeldes (R. LEIN)	61
4.4. Die Oberkreide des Krappfeldes (H.-H. NEUMANN)	70
5. Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Gesteinsserien des Mittel- und Oberostalpins auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (W. v. GOSEN)	80
6. Tertiär	
6.1. Paläogene Sedimente des Krappfeldes und seiner Umgebung (E. WILKENS)	85
6.2. Entstehung von Großforaminiferen-Akkumulationen, Biofabric-Entwicklung und Bioklastaggregaten im Alttertiär des Sonnberges (E. WILKENS)	100
7. Die Entwicklung des Krappfeldes und seiner weiteren Umgebung im Pliozän und Pleistozän (D. v. HUSEN)	107
8. Ingenieur- und hydrogeologische Probleme auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (U. HERZOG)	120
9. Geophysikalische Untersuchungen	
9.1. Geophysikalische Prospektionsprojekte auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (G. WALACH)	122
9.2. Paläomagnetische Ergebnisse aus Perm und Oberkreide der Gurktaler Decke auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan (F. AGNOLI, H.J. MAURITSCH & J. REISINGER)	126
9.3. Schwerekarte des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan mit Nachbargebieten (E. POSCH & G. WALACH)	132
10. Lagerstätten und Bergbaue im Bereich des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan (F.H. UCIK)	137
II. Exkursionen	
Exkursion A: Permotrias – Kreide – Tertiär	145
Exkursion B: Phyllitgruppe und Magdalensbergserie	158
Exkursion C: Kristallin	165
Exkursion D: Montandenkmäler im Gebiet von Hüttenberg	174
Nachtrag	
Zur Geologie der Schiefergneisgruppe auf Blatt 186 St. Veit/Glan (N. WEISSENBACH)	175
Teilnehmerliste	

Vorwort

Die Auswahl des geologischen Kartenblattes ÖGK 186 St. Veit a. d. Glan als Thema für die Arbeitstagung 1989 der Geologischen Bundesanstalt entspricht unserer jahrzehntelangen Gepflogenheit, der Fachöffentlichkeit die geowissenschaftlichen Ergebnisse vorzustellen, die im Bereich eines Kartenblattes erarbeitet wurden, welches kurz vor der Fertigstellung steht.

Der Zweck dieses Auswahlprinzips besteht bekanntlich nicht nur darin, Einblick in die Tätigkeit, insbesondere in die Kartierungsarbeit der GBA und damit in den aktuellen Stand der geologischen Landesaufnahme zu vermitteln, sondern auch darin, Gelegenheit für die Diskussion der Ergebnisse und für positive Kritik und fachliche Anregungen zu geben.

Was das diesjährige Thema der Arbeitstagung betrifft, erscheinen drei sehr differente Gesichtspunkte besonders bemerkenswert:

- Zum einen bietet das Blatt St. Veit a. d. Glan mit seinen Anteilen am Saualmkristallin, an der Gurktaler Decke, mit Sedimentologie und Fazies der Krappfeld-Gosau, dem transgressiven Alttertiär und dem terrestrischen Neogen und der Entwicklung des Plio-Pleistozäns zwischen Mur- und Draugletscher – um nur einige Teilthemen zu nennen – eine faszinierende geologische Vielfalt.
- Zum zweiten ist dieses Kartenblatt ein typisches Beispiel für die traditionell gute Zusammenarbeit der GBA mit Auswärtigen Mitarbeitern des In- und Auslandes, in diesem Fall insbesondere mit den Kollegen der Universitäten von Münster, Tübingen und Erlangen, der Universität Graz, der Technischen Universität Wien und der Montanuniversität Leoben, sowie des Amtes der Kärntner Landesregierung und des Kärntner Landesmuseums.
- Zum dritten darf darauf hingewiesen werden, daß die GBA bei ihren Arbeitstagungen im zunehmenden Maße und, wie die diesjährige Veranstaltung zeigt, mit Erfolg thematische Anreicherung des Tagungsinhaltes betreibt, in dem Aspekte der Geophysik und Geochemie ebenso wie Fragen der Technischen Geologie und der Hydrogeologie, kurz: der Umweltgeologie, in das Tagungsprogramm einbezogen werden. Die GBA zeigt damit, daß sie sich als Forschungseinrichtung im Dienst der Menschen dieses Landes versteht, wie dies einem modernen Geologischen Staatsdienst zukommt.

Allen, die zum Zustandekommen dieser Arbeitstagung beigetragen haben und die an ihrer Durchführung mitarbeiten, sei an dieser Stelle herzlich gedankt.

Glück auf!

T. E. GATTINGER

Direktor der Geologischen Bundesanstalt

I. ALLGEMEINER TEIL

1. Geographisch-geologische Übersicht des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan

Von F. THIEDIG

Mit 1 Abbildung

Das Blatt 186 Sankt Veit a.d. Glan im nordöstlichen Kärnten umfaßt im Osten und Norden Teile des mittelostalpinen Saualpen-Kristallins, während die südlichen und zentralen Bereiche der tektonisch höheren Gurktaler Decke angehören.

Morphologisch wird die größte Höhe mit ca. 1600 m nordöstlich von St. Martin am Silberberg auf der Saualpenseite erreicht. Die tiefsten Punkte liegen am südlichen Blattrand im Glan- und Görtschitztal einige Meter unter der 500-m-Marke. Die Tektonik des nord-süd-streichenden Krappfeldgrabens hat die Phyllite und postvariskische Abfolge des Oberostalpins gegenüber den kristallinen Grabenschultern um mehrere tausend Meter abgesenkt. Im Graben ragt die karbonatische Trias bis fast zur 1000-m-Linie heraus.

Die nach Süden, zum Klagenfurter Becken, geneigte Morphologie wird im Osten des Blattes durch die tief eingeschnittene Görtschitz entwässert. Die Gurk (einschließlich Metnitz) quert das Blatt diagonal von Nordwest nach Südost. Ganz im Westen entwässert die Wimitz in die Glan, die bei St. Veit auf dem Blatt 186 nur ein sehr kurzes Gastspiel gibt.

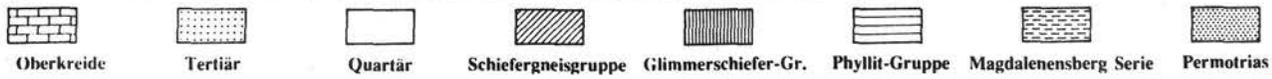
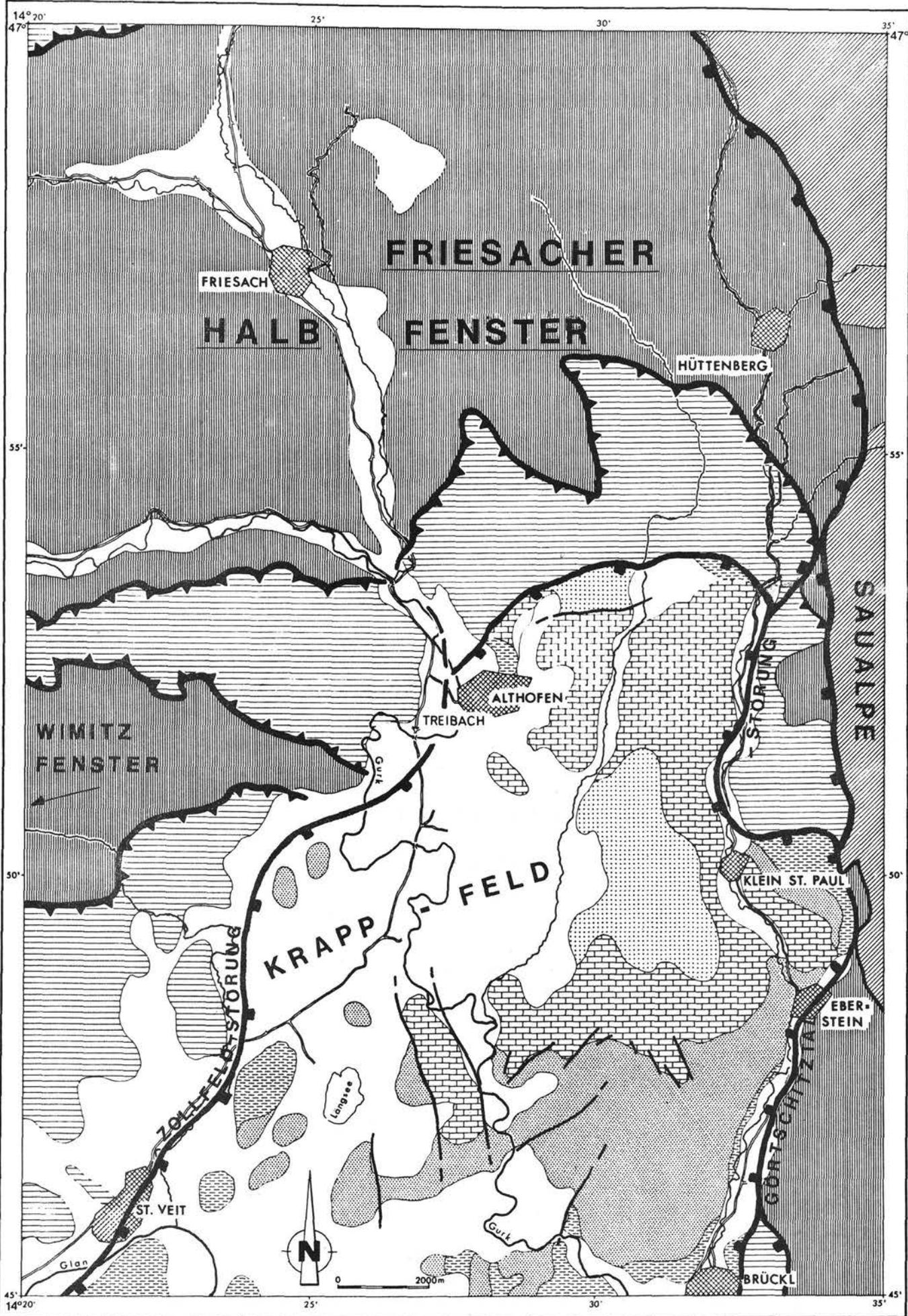
Die hochkristallinen Gesteine des Saualpen-Kristallins mit Gneisen und Eklogiten tauchen nur in einem sehr schmalen Streifen am östlichen Blattrand auf. Neuere Altersdatierungen weisen auf ein präkambrisches Alter hin. Die Glimmerschiefer lassen sich grob in zwei Einheiten gliedern: die inzwischen sehr bedeutsame untere Plankogel-Serie mit Marmoren, Manganquarziten, Staurolith-Glimmerschiefern und Serpentiniten und in eine tektonisch höher liegende Kräuping-Serie mit Glimmerschiefern und Amphiboliten.

Diese Glimmerschiefererien treten vereinzelt am Westrand der Saualpe und in einem breiten Streifen im Norden des Blattes zwischen Straßburg, Friesach und Hüttenberg im Friesacher Halbfenster auf. Ein weiterer Glimmerschieferbereich taucht am Westrand des Blattes südwestlich Treibach-Althofen im Wimitz-Fenster auf.

Der südliche und zentrale Anteil des Blattes wird von der Gurktaler Decke eingenommen, die das oben beschriebene mittelostalpine Kristallin überlagert.

Die Basis der Gurktaler Decke, die in zwei Teildecken, die Murauer- und die Stolzalpendecke gegliedert wird, besteht aus Phylliten, Marmoren, Quarziten und verschiedenen Metavulkaniten altpaläozoischen Alters. Fossilfunde von Krinoiden, Conodonten, Brachiopoden und Korallen beweisen ein ordovizisches bis oberdevones Alter.

Mit transgressivem Kontakt bedecken Rotsedimente die varistisch geprägten altpaläozoischen Schichten. Die terrigene Abfolge beginnt mit lokalen groblastischen Sedimenten im Unterrotliegend und endet mit der marinen Transgression der Werfener Schichten im Skyth. Die karbonatische Trias reicht bis zum norischen Hauptdolomit. Die Entdeckung von drei



Tonschiefer-Horizonten in den Raibler Schichten ermöglicht jetzt bessere Vergleiche mit anderen ost- und südalpinen Profilen. Die Existenz der rhätischen Stufe konnte anhand von Geröllen in der Oberkreide (Gosau) nachgewiesen werden. Nach einer Schichtlücke, die den Jura und die Unterkreide umfaßt, wurden etwa 1500 m mächtige Turbiditserien der Oberkreide (Gosau) abgelagert, die Santon bis Untermaastricht umfassen. Die Oberkreide transgredierte auf ein prägosauisch verstelltes Relief, das im Norden aus Altpaläozoikum, im Süden aus Hauptdolomit bestand.

Nach einer weiteren Schichtlücke folgen paläogene terrigene Klastika mit Kohlebildung, die von einer brackisch-marinen Mergel- und Kalksedimentation mit reicher Großforaminiferenfauna abgelöst werden. Der Fossilinhalt belegt eine Sedimentation vom obersten Illert bis zum unteren Miozän (Lutet).

Posteozän setzt eine Verkarstung mit Rotlehmabildung ein. Die Waitschacher Schotter, klastische fluviatile Sedimente, z.T. mit Wildbachcharakter, zeugen von einer plötzlichen Reliefversteilung im mittleren Miozän. Roterde-Bildung ist seit der Oberkreide-Zeit bis ins Miozän zu beobachten.

Riß- und würmeiszeitliche Sedimente haben der von Süden kommende Drautalgletscher und der von Norden eindringende Murtalgletscher hinterlassen.

Raum für Notizen

2. Erforschungsgeschichte

Von F. THIEDIG

Mit 1 Abbildung

Die ersten "Erforscher" auf dem Blatt St. Veit a.d. Glan waren nomadisierende Jäger des Mesolithikums, die im Raum Hüttenberg/Knappenberg rote und braune Feuersteine aus den Vererzungszonen gewonnen haben, wie Artefaktfunde aus der Griffener Höhle (Jaspis, Kalzedon, Opal) beweisen (MEIXNER 1960).

In vorrömischer Zeit haben die Kelten mit der Gewinnung von Eisen aus manganhaltigen Eisenerzen der Oxidationszone (Hutzone) der Knappenberger Sideritlagerstätte begonnen. Die bergbauliche Tätigkeit der Römer ist aus der zweiten Hälfte des 1. Jahrhunderts v.Chr. bis in das 5. Jahrhundert n.Chr. belegt (WEISZ 1981).

Nach einer annähernd 500 Jahre langen Pause wurde mit der Erzsuche erneut im 11. Jahrhundert begonnen. Erst aus dem späten Mittelalter liegen topographische Karten mit den Ausbissen vererzter Zonen vor, die in erster Linie Besitzverhältnisse dokumentieren.

Eine der ältesten Beschreibungen von geologischen Befunden hat Ch. KEFERSTEIN (1828/29) in seinem mehrbändigen Werk "Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt" gegeben. KARSTEN, C.J.B. hat 1821 "über eine metallurgische Reise durch einen Theil von Baiern und durch die süddeutschen Provinzen Österreichs" berichtet und erwähnt, daß sich zwischen Althofen und Gotharing (Guttaring) eine Braunkohlengrube befände, deren Kohle zur Alaungewinnung verascht wurde und daß der Glimmerschiefer stellenweise von jüngerem Kalk und Mergelschiefer (vermutlich Gosaukreide) bedeckt sei. Hauptgegenstand seiner Beschreibung sind die Eisenerzgruben bei Knappenberg und die Verhüttung der Eisenerze.

Eine genauere Beschreibung von Gesteinen und Mineralen aus dem Gebiet des Blattes St. Veit a.d.Glan geben v.ROSTHORN & CANAUAL 1853 in ihren "Beiträge(n) zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten". Sie unterscheiden erstmals Kreideschichten (unteres System) bei Althofen und St. Paul, was durch einen "Hypuriten" belegt wurde, von einem oberen System, das "durch v.HAUER 1847 als der Tertiärzeit angehörig" bestimmt wurde. LIPOLD hat 1854 und 1856 in den Sitzungsberichten der k.u.k. geologischen Reichsanstalt Details über die Vorkommen der Permtrias vorgetragen, 1855 beschrieb er das Eozän bei Guttaring.

Die älteste farbige geologische Detailkarte im Maßstab 1:8640 hat SEELAND 1876 über das Kristallin des Hüttenberger Erzberges und Plankogels im Jahrbuch der k.u.k. geol. Reichsanstalt veröffentlicht, die von Hüttenberg-Heft -Andreaskreuz- Lölling bis südlich Semlach reicht. Er unterscheidet 11 Einheiten, darunter Turmalinfelse (Pegmatite), Eklogite und Serpentinite.

PENECKE (1885) hat als erster eine Detailbearbeitung einer Serie bzw. Epoche der eozänen Schichten mit einer geologischen Karte vorgelegt. Wenige Jahre später beschrieb REDLICH 1899 die Kreide des Görtschitz- und Gurktales.

1905 folgte eine Beschreibung der gesamten Geologie des Gurk- und Görtschitztales mit einer farbigen geologischen Karte im Maßstab 1:75 000.

In den Jahren 1919 und 1921 bis 1928 hat der Bergrat H. BECK das geologische Blatt 5253 Hüttenberg-Eberstein bearbeitet, das 1931 auf einer topographischen Schraffenkarte im Maß-

stab 1:75 000 erschien. Leider liegen außer seinen Aufnahmeberichten keine Erläuterungen zu dieser Karte vor.

Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes erarbeitete LIEBUS 1927. Er kam wegen der außergewöhnlich guten Erhaltung von Oberkreide-Foraminiferen (Maastricht) zu der Auffassung, daß diese Schichten alttertiäres Alter haben müßten, obwohl das Faunenspektrum für ein Oberkreidealter sprach, da seiner Meinung nach aus der Kreidezeit so gut erhaltene Foraminiferen nicht bekannt seien.

Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide, insbesondere des Krappfeldes, hat KÄHLER 1928 eine interessante Arbeit vorgelegt.

Das Paläozoikum von Althofen, bei Klein St. Paul und andere kleine Vorkommen auf dem Blatt 186 wurden von HABERFELNER 1936 beschrieben. GUGENBERGER hat in mehreren speziellen Arbeiten 1936 Beiträge zur Fauna der Trias von Eberstein geliefert. Weitere Vorkommen nicht metamorpher paläozoischer Gesteine entdeckte KÄHLER 1938.

Nach dem Kriege haben CLAR und MEIXNER seit 1951 und FRITSCH seit 1957 über die Geologie und Mineralogie der Umgebung der Hüttenberger Eisenspatlagerstätte, insbesondere über das Kristallin der Saualpe zahlreiche Beiträge publiziert, darunter eine geologische Karte der Umgebung von Knappenberg einschließlich des Gebietes um den Plankogel im Maßstab 1:10 000 (CLAR, 1953). Sie bildete die Keimzelle für die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins in den Jahren 1959-1975. Aus dieser Phase stammen zahlreiche Veröffentlichungen, die von FRITSCH, MEIXNER, PILGER & SCHÖNENBERG 1960 eingeleitet wurde. Zahlreiche Diplomarbeiten, Dissertationen und Habilitationen fanden ihren Niederschlag in dem Sonderband der Clausthaler Geologischen Abhandlungen, der von PILGER & SCHÖNENBERG 1975 herausgegeben wurde.

Einige dieser ersten Publikationen seien hier aufgeführt: FRITSCH 1961, v. KAMP & WEISSENBACH 1961, THIEDIG 1962, STREHL 1962, FRITSCH 1963, WEISSENBACH 1963, CLAR, FRITSCH, MEIXNER & SCHÖNENBERG 1963, FRITSCH 1965, THIEDIG 1966, KLEINSCHMIDT 1966, KLEINSCHMIDT & WURM 1966, GROSCOPF 1970, NEUGEBAUER 1970, PILGER & WEISSENBACH 1970, FRITSCH 1970, KLEINSCHMIDT 1971.

Eine wichtige Entdeckung waren die Krinoidenfunde im epizonalen Kristallin der Saualpe durch KLEINSCHMIDT 1966.

Die gesamten Kartierergebnisse fanden in der zweiteiligen geologischen Karte des Saualpen-Kristallins, im Maßstab 1:25 000 ihren Niederschlag. Diese Karte, an deren Vervollständigung WEISSENBACH maßgeblich beteiligt war, wurde von der Geologischen Bundesanstalt 1978 herausgegeben.

Untersuchungen der Mikrofaunen haben PAPP & KÜPPER 1953 und PAPP 1955 vorgenommen. Eine monographische Bearbeitung der Oberkreide anhand von Globotruncanen legte van HINTE 1963 vor. Er gliederte die Oberkreide erstmals in 4 Einheiten, die aber im Gelände nicht nachvollziehbar sind. Eine neue Bearbeitung der gesamten Krappfeld-Ebersteiner Trias führte WASCHER 1969 durch. HERRMANN & WASCHER entdeckten 1972 die Basiskonglomerate der Oberkreidetransgression. SCHÖNLAUB 1971 bearbeitete das Altpaläozoikum-Vorkommen bei Althofen-Aich und konnte mit Hilfe von Conodonten vor allem die devonischen Kalke genauer datieren. Weitere biostratigraphische und fazielle Untersuchungen des Altpaläozoikums bei Klein St. Paul, Eberstein und Möbling legte BUCHROITHNER 1979 vor. Eine spezielle Untersuchung einer Foraminiferenfamilie wurde von SCHREIBER 1979 durchgeführt.

Mit dem postvariskischen Deckgebirge (Kreide und Tertiär) beschäftigten sich THIEDIG 1970, 1975, 1977, LEGGEWIE & THIEDIG 1977 und THIEDIG 1981.

Weitere Arbeiten über das metamorphe Altpaläozoikum der Gurktaler Decke stammen von KLEINSCHMIDT, SASSI & ZANFERRARI 1976, v.GOSEN 1978, v.GOSEN, HAIGES &

THIEDIG 1982. Die zahlreichen unpublizierten Diplomarbeiten auf dem Blatt 186 fanden ihren Niederschlag in dem Band 53 der Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg (1982), in denen die durch die Altersdatierungen an kristallinen Gesteinen der Kor- und Saualpe gewonnenen Erkenntnisse eines alpidischen Deckenbaus berücksichtigt wurden, die MOHRAUF 1980 und 1981 erarbeitet hatte.

Weitere Altersdatierungen wurden durch MILLER & FRANK bekannt.

Neues Licht wurde in die Entwicklungsgeschichte des Saualpen-Kristallins geworfen, als durch MANBY, MILLAR & THIEDIG 1988 und MANBY & THIEDIG 1988 ein präkambrisches Alter für die hochmetamorphen Serien der Saualpe ermittelt wurde. SCHMEROLD 1988 und NEUBAUER, FRISCH, SCHMEROLD & SCHLÖSER haben die Plankogel-Serie in ein kaledonisches plattentektonisches Modell einbezogen.

Die quartärgeologische Bearbeitung des Blattes St. Veit a.d.Glan erfolgte durch LICHTENBERGER 1959 und van HUSEN 1976.

Geophysikalische Untersuchungen haben WALACH & WEBER zur Erforschung der hydrogeologischen Verhältnisse im Krappfeld vorgenommen.

Literatur

- BECK, H. (1925): Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253).- Verh.Geol.B.-A., 1925, 8-12, Wien.
- BECK, H. (1926): Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253).- Verh.Geol.B.-A., 1926, 7-9, Wien.
- BECK, H. (1927): Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253).- Verh.Geol.B.-A., 1927, 31-36, Wien.
- BECK, H. (1928): Aufnahmebericht über das Blatt Hüttenberg-Eberstein (5253) und das Blatt Unterdrauburg (5354).- Verh.Geol.B.-A., 1928, 28-36, Wien.
- BECK, H. (1929): Aufnahmebericht über die Blätter Hüttenberg-Eberstein, Unterdrauburg, Völkermarkt, und Gurktal.- Verh.Geol.B.-A., 1929, 30-33, Wien.
- BECK, H. (1930): Aufnahmebericht über die Blätter Hüttenberg (5253) und Gurktal (5252).- Verh.Geol.B.-A., 1930, 33-34, Wien.
- BUCHROITHNER, M. F., (1979): Biostratigraphische und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten.- Carinthia II, 169/89, 71-95, 3 Abb., 1 Tab., 2 Taf., Klagenfurt.
- CLAR, E. (1951): Über die Görtschitztaler Störungszone (Noreja-Linie) bei Hüttenberg.- Der Karinthin, 15, 65-71, Klagenfurt.
- CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), VI.- Carinthia II, 153/73, 23-51, 7 Abb., Klagenfurt.
- CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung.- Carinthia II, 143/63, 67-92, Klagenfurt.
- FRITSCH, W. (1961): Saure Eruptivgesteine aus dem Raum nordwestlich von St. Veit an der Glan in Kärnten.- Geologie, 10/1, 67-80, 7 Abb., Berlin.
- FRITSCH, W. (1962): Von der "Anchi-" zur Katazone im Kristallinen Grundgebirge Ostkärntens.- Geol.Rdsch., 52, 202-210, Stuttgart.
- FRITSCH, W. (1963): Zur Nomenklatur der Görtschitztaler Störungszone.- Carinthia II, 153/73, 52-57, 1 Abb., Klagenfurt.
- FRITSCH, W. (1965): Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke.- Veröff. Haus der Natur (NF), 16/3, (Abt. II), 1-27, Salzburg.
- FRITSCH, W. (1970): Eine Prospektion auf Magnetit-Hämatit-Lagerstätten am Sonntags- und Kraigerberg bei St. Veit an der Glan in Kärnten.- Mitt.Ges.Geol.Bergbaustud., 19, 295-314, 2 Abb., 1 Taf., Wien.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1960): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I.- Carinthia II, 150/70, 7-28, 6 Abb., 1 Taf., Klagenfurt.
- GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (1978)(Hrsg.): Geologische Karte der Saualpe (Kärnten) 1:25.000, Gesamtbearbeitung N. WEISSENBACH, Wien.
- GOSEN, W.v. (1978) Geologische Neuaufnahme am Ostrand der Gurktaler Alpen westlich Treibach-Althofen (Bez. St. Veit/Glan, Kärnten/Österreich).- Carinthia II, 168/88, 105-134, 4 Abb., 2 Taf., Klagenfurt.
- GOSEN, W.v. & THIEDIG, F. (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener-St.Pauler Berge (Kärnten/Österreich).- Verh.Geol.B.-A., 1979/3, 313-335, 2 Abb., 3 Taf., Wien.
- GUGENBERGER, O. (1929): Die Brachiopoden der Carditaschichten von Launsdorf in Mittelkärnten.- Anz.Akad.Wiss.Wien, math.-naturwiss.Kl., 66, 50-54, Wien.
- GUGENBERGER, O. (1936a): Beiträge zur Kenntnis der Trias von Eberstein (Kärnten).- Anz.Akad.Wiss.Wien, math.-naturwiss.Kl., 73, 39-42, Wien.
- GUGENBERGER, O. (1936b): Beiträge zur Kenntnis der Carditaschichten von Launsdorf (Kärnten), II. Gastropoden, Scaphopoden, Conulariden; III. Cephalopoden.- Anz.Akad.Wiss.Wien, math.-naturwiss.Kl., 73, 101-104, Wien.
- HABERFELNER, E. (1936): Das Paläozoikum von Althofen am Krappfeld in Kärnten.- Zentralbl.f.Min.etc., Abt.B, 9, 395-408, 6 Abb., Stuttgart.
- HERRMANN, P. & WASCHER, W. (1972): Basiskonglomerate der Krappfeldgosau bei Rottenstein/Kärnten.- Verh.Geol.B.-A., 1972/2, 299-308, 5 Abb., Wien.
- HINTE, J.E. van (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten).- Jb.Geol.B.-A., Sdbd. 8, 1-147, Wien.

- KAHLER, F. (1928): Über die faziellen Verhältnisse der Kärntner Kreide.- Jb.Geol.B.-A., **78 (1/2)**, 145-160, 1 Kt., Wien.
- KAHLER, F. (1938): Ein neuer Nachweis von Paläozoikum am Westfuß der Saualpe (Kärnten).- Verh.Geol.B.-A., **1938**, 101-103, Wien.
- KAMP, H.v. & WEISSENBACH, N. (1961): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). II. Das Gebiet zwischen Erzberg, Hohenwart und Geyerkogel.- Carinthia II, **151/71**, 5-40, Klagenfurt.
- KARSTEN, C.J.B. (1821): Metallurgische Reise durch einen Theil von Baiern und durch die süddeutschen Provinzen Oesterreichs.- 450 S., Halle (Verlag der Curt'schen Buchhandlung).
- KEFERSTEIN, Ch. (1828): Beobachtungen und Ansichten über die geognostischen Verhältnisse der nördlichen Kalk-Alpenkette in Oesterreich und Baiern etc.- Teutschland geognost.-geol. dargestellt, **5 (3)**, 425-570, 5 Abb., Weimar.
- KLEINSCHMIDT, G. (1966): Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe/Kärnten.- N.Jb.Geol.Paläont.Mh., **12**, 707-716, 9 Abb., Stuttgart.
- KLEINSCHMIDT, G. (1970): Metamorphose und Stratigraphie im Kristallin der südlichen Saualpe (Ostalpen).- Abh.naturwiss. Ver.Hamburg, (NF) **14**, 81-144, 4 Abb., 1 taf., 6 Faltt., Hamburg.
- KLEINSCHMIDT, G. (1971): Leithorizonte im Kärntner Kristallin - Bedeutung und Deutung.- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ. Hamburg, **40**, 131-150, 4 Abb., Hamburg.
- KLEINSCHMIDT, G. (1976): A new interpretation of the metamorphic history in the Saualpe basement (Eastern Alps). N.Jb.Geol.Paläont.Mh., **1976/11**, 653-670, Stuttgart.
- KLEINSCHMIDT, G. (1979): Die Verteilung von Chloritoid in den südlichen Muralpen (Gurktaler Alpen, Saualpe, Koralpe) und ihre geologische Bedeutung.- Clausth.Geol.Abh. (SCHÖNENBERG-Festschrift), **30**, 74-94, 9 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F. (1966): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. X. Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St.Ändrä im Lavanttal und Griffen.- Carinthia II, **156/76**, 108-140, 13 Abb., 2 Taf., 1 Kt.-Beil., Klagenfurt.
- LEGGEWIE, R. & THIEDIG, F. (1977): Oberkreide-Sedimente am Ostrand des Krappfeldes (Kärnten/Österreich).- Mitt.Geol. Paläont.Inst.Univ.Hamburg **47**, 229-246, 1 Taf., 3 Textabb., 1 Kt.-Beil., Hamburg.
- LICHTENBERGER, E. (1959): Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld.- Mitt.Österr.Geogr.Ges., **101**, 37-62, 1 Textabb., 1 Kt.-Taf., Wien.
- LIEBUS, A. (1927): Neue Beiträge zur Kenntnis der Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten.- Jb.Geol.B.-A., **1927/7**, 333-393, 4 Abb., 3 Taf., Wien.
- MANBY, G.M. & THIEDIG, F. (1988): Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria.- Schweiz.Min.Petr.Mitt., **68**, 441-466, Zürich.
- MEIXNER, H. (1960): Die Herkunft des Rohmaterials der mesolithischen Artefaktfunde aus der Griffener Höhle, Kärnten.- Carinthia II, **150/70 (2)**, 6 Abb., Klagenfurt.
- MILLER, Ch. & FRANK, W. (1983): Das Alter der Metamorphose von Metabasiten und Eklogiten in Kor- und Saualpe.- In: Die frühalpene Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S 15) Universität Graz - Montanuniversität Leoben, Jber. **1982/4**, 229-236, Graz.
- MORAU, W. (1980): Die permische Differenzierung und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb-Sr- und K-Ar-Isotopenbestimmungen.- Tsch.Min.Petr.Mitt., **27**, 169-185, 5 Abb., Bern.
- MORAU, W. (1981): Rb-Sr- und K-Ar-Isotopen-Alter an Pegmatiten der Kor- und Saualpe.- Tsch.Min.Petr.Mitt., **28**, 113-129, 3 Abb., Bern.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (im Druck): Metamorphosed and dismembered Ophiolite suits in the basement units of the Eastern Alps.- Tectonophysics.
- PAPP, A. (1955): Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St.Paul (Kärnten). IV. Biostratigraphische Ergebnisse in der Oberkreide und Bemerkungen über die Lagerung des Eozäns.- Sitz.Ber.Akad.Wiss.Wien, math.-naturwiss.Kl., Abt. I, **164**, 317-334, Wien.
- PAPP, A. & KÜPPER, K. (1953a): Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St.Paul (Kärnten). I. Über Globotruncanen südlich Perner bei Klein St.Paul.- Sitz.Ber.Österr.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., **162(1/2)**, 31-48, 2 Taf., Wien.
- PAPP, A. & KÜPPER, K. (1953b): Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St.Paul (Kärnten) II. Orbitoiden aus Sandsteinen vom Perner bei Klein St.Paul.- Sitz.Ber.Österr.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., **162 (1/2)**, 65-82, 4 Taf., Wien.
- PENECKE, K.A. (1884): Das Eocän des Krappfeldes in Kärnten.- Sitz.Ber.k.u.k.Akad.Wiss., math.-naturwiss.Kl., **XC/I**, 327-371, Taf. 1-5, Wien.
- PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1975) (Hrsg.): Geologie der Saualpe.- Clausth.Geol.Abh., Sdbd. **1975/1**, XV + 232 S., 4 Taf., Beil., Clausthal-Zellerfeld.
- PILGER, A. & WEISSENBACH, N. (1970): Stand und Aussichten der Forschung über Stratigraphie, Tektonik und Metamorphose in der Saualpe in Kärnten.- Clausth.Geol.Abh., **5**, 39 S., 16 Abb., Clausthal-Zellerfeld.
- REDLICH, K.A. (1899): Die Kreide des Görtschitz- und des Gurkthales.- Jb.k.u.k.Geol.R.-A., **49**, 663-678, 9 Abb., Wien.
- REDLICH, K.A. (1905): Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales.- Jb.k.u.k.R.-A., **55 (2)**, 327-348, 2 Taf., 3 Abb., Wien.
- ROSTHORN, F.v. & CANAVAL, J.L. (1853): Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten.- Jb.nat.-hist.Landesmuseum Kärnten, **2(1853)**, 113-176, Klagenfurt.
- SCHMEROLD, R. (1988): Die Plankogel-Serie im ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark/Österreich) als ophiolithische Suture.- 161 S., DissGeowiss.Fak.Univ.Tübingen, Tübingen.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1971): Die Althofener Gruppe - eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich).- N.Jb.Geol.Paläont.Mh., **1971/5**, 288-305, 4 Abb., 1 Taf., Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen.- Abh.Geol.B.-A., **33**, 125 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.
- SCHRAMM, J.-M., GOSEN, W.v., SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich).- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, **53**, 169-179, 4 Abb. 1 Tab., Hamburg.
- SCHREIBER, O.S. (1979): Heterohellicidae (Foraminifera) aus der Perner-Folge (Oberkreide) von Klein-Sankt Paul am Krappfeld (Kärnten).- Beitr.Paläont.Österr., **6**, 27-59, Wien.
- SEELAND, F. (1876): Der Hüttenberger Erzberg und seine nächste Umgebung.- 64 S., 3 Taf., 1 geol. Kt., Wien (k.u.k.Universitätsbuchhändler Hölder).
- STREHL, E. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St.Paul und Brückl.- Carinthia II, **152/72**, 46-74, 17 Abb., 1 Kt., Klagenfurt.
- THIEDIG, F. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten). III. Die Phyllit- und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St.Paul.- Carinthia II, **152/72**, 21-45, 2 Taf., 14 Abb., 1 Kt., Klagenfurt.
- THIEDIG, F. (1970): Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich).- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, **39**, 97-116, 5 Abb., 4 Tab., Hamburg.
- THIEDIG, F. (1975): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich).- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, **44**, 495-516, 6 Abb., Taf. 40-42, Hamburg.

- THIEDIG, F. (1981): Falten- und Überschiebungstektonik im Permo-Mesozoikum des Krappfeldes südwestlich von Eberstein in Kärnten (Österreich).- Z.d.Geol.Ges., **132**, 167-174, 2 Abb., Hannover.
- THIEDIG, F. (1982) (Hrsg.): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decke (Oberostalpin/Österreich).- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, **53**, Textband: 248 S., Kartenband: 7 Taf., 4 Anl., Hamburg.
- THIEDIG, F. & WIEDMANN, J. (1976): Ammoniten und Alter der höheren Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten (Österreich).- Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, **45**, 9-27, 2 Abb., Taf. 1-2, Hamburg.
- WALACH, G. & WEBER, F. (1981): Die geophysikalische Problematik bei der Erforschung der hydrogeologischen Verhältnisse des Krappfeldes (Kärnten).- Verh.Geol.B.-A., **1981/2**, 205-214, 2 Abb., Wien.
- WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling).- Unpubl.Diss.Phil.Fak.Univ.Wien, 205 S., Wien.
- WEISSENBACH, N. (1963): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten). V. Zur Seriengliederung und Mineralisationsabfolge des Kristallins im Gipfelgebiet der Saualpe.- Carinthia II **153/73**, 5-23, 3 Abb., Klagenfurt.
- WEISSENBACH, N. (1965): Geologie und Petrographie der eklogitführenden hochkristallinen Serien im zentralen Teil der Saualpe, Kärnten.- Diss.Bergakademie Clausthal, 206 S., Clausthal-Zellerfeld.
- WEISZ, A. (1981): Zur Geschichte des Bergbaues von Hüttenberg. In: 2500 Jahre Eisen aus Hüttenberg.- Kärntner Museumsschriften, **68**, 45-69. Klagenfurt.
- WILLIAMS, P.J. & MANBY, G.M. (1987): Syngenetic sulfides and Fe-Mn metasediments in middle to upper paleozoic sequences of Kärnten, Southern Austria.- Economic Geology, **82**, 1070-1076.
- WOLETZ, G. (1967): Schwermineralvergesellschaftungen aus ostpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit.- Geol.Rdsch., **56**, 308-320, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.

Raum für Notizen

3. Geologie des Mittelostalpins

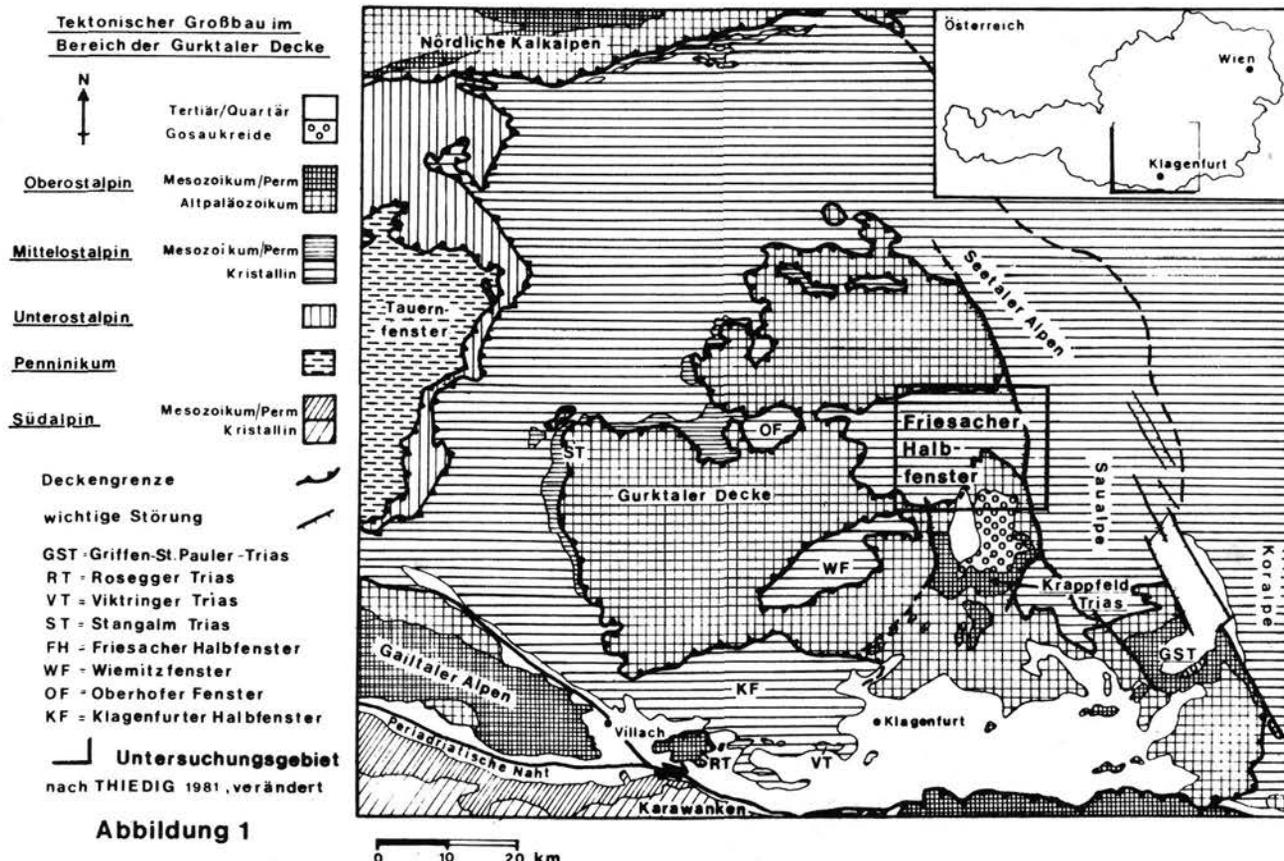
3.1. Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Glimmerschiefergruppe auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von T. APPOLD

Mit 11 Abbildungen

1. Einleitung

Mehr als ein Drittel des Kartenblattes wird durch Gesteine der Glimmerschiefer-Gruppe (Mittelostalpin) eingenommen. Vor allem im Nordteil dominieren diese Gesteine im Bereich des Friesacher Halbfensters. Östlich der Görtschitztal-Störung finden sich nur noch Reste, vor allem im Bereich von Knappenberg und Lölling. Die zwischen Eberstein und Brückl auftretenden Gesteine der Glimmerschiefer-Gruppe sind im Rahmen der Bearbeitung der südlichen Saualpe untersucht worden (siehe WEISSENBACH 1975a). Hierbei handelt es sich im wesentlichen um helle Glimmerschiefer und Amphibolite, die der Kräupingserie entsprechen, sowie um einen Aufbruch von Plankogelglimmerschiefern bei St. Walburgen. Im folgenden soll vor allem auf die Vorkommen im Friesacher Halbfenster eingegangen werden, die im Zuge der Neuaufnahme des Blattes vollständig neu bearbeitet wurden.



2. Seriengliederung (Abb. 2 und 3)

Die erste vollständige Gliederung der Gesteinsfolge legten FRITSCH et.al. (1960) und FRITSCH (1962, 1965) vor. Sie unterteilten die Abfolge in eine Reihe von Leitschichtenpartien (PILGER 1952), die für die praktische Geländearbeit anwendbar waren. Dieses Konzept wurde mit wenigen Modifikationen bis vor wenigen Jahren angewendet (vgl. WEISSENBACH 1975a). Neuere Untersuchungen gehen jedoch von einer Zweiteilung der Glimmerschiefer-Gruppe in Kräupingserie und Plankogelserie aus (APPOLD 1988, MANBY et.al. im Druck, MANBY & THIEDIG 1988, SCHME-ROLD 1989), wobei die Kräupingserie zumeist in hangender Position auftritt. Das Liegende der Glimmerschiefer-Gruppe wird durch die Schiefergneis-Einheit des Saualpenkristallins gebildet, hangend folgt die Phyllit-Gruppe (Murauer Decke, Oberostalpin). Beide Kontakte sind tektonisch, wobei zwischen Phyllit- und Glimmerschiefer-Gruppe eine breit entwickelte Schuppenzone liegt, die früher als eigene Einheit abgetrennt wurde (Übergangsserie; siehe Diskussion bei v.GOSEN 1982).

Die untere Einheit der Glimmerschiefer-Gruppe ist die Plankogelserie (FRITSCH 1962). Sie geht kontinuierlich aus den Injizierten Glimmerschiefern der Schiefergneis-Gruppe hervor. Die Grenze beider Einheiten stellt wahrscheinlich eine durch nachfolgende Metamorphosen verschleierte alte Deckenbahn dar. Im unteren Teil der Plankogelserie treten vor allem helle, große Biotite führende Glimmerschiefer auf, die zuweilen quarzitisch, lagenweise auch sehr feldspatreich sind. Granat ist nur in wenigen Bereichen anzutreffen und meist unscheinbar. Einlagerungen von Quarziten und Amphiboliten sind selten und auf die oberen Bereiche beschränkt. Basal treten kleine und größere Turmalin-Pegmatite auf.

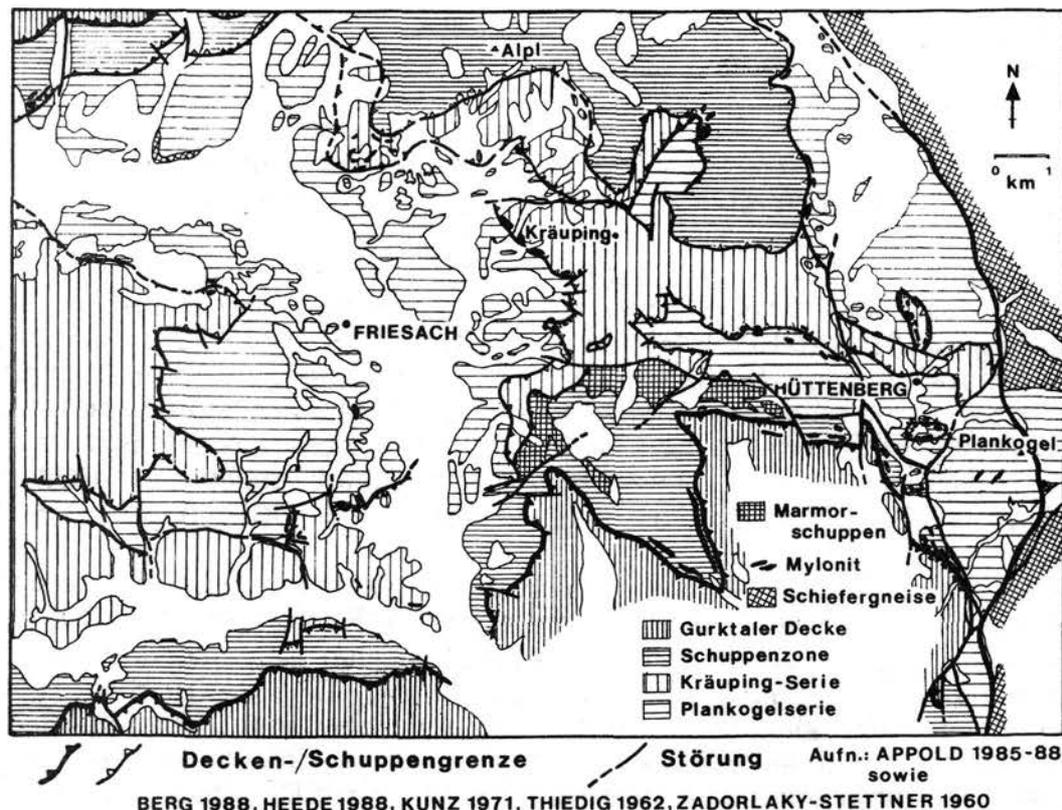
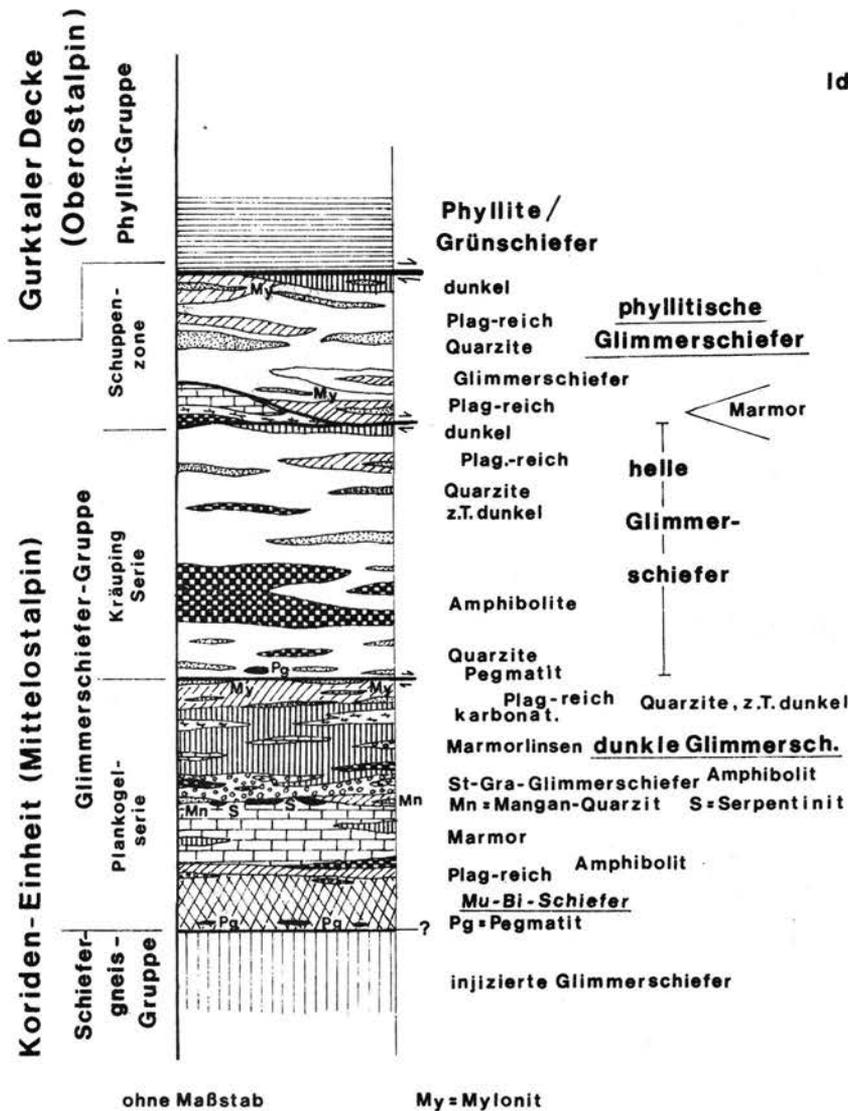


Abbildung 2: Baueinheiten im Friesacher Halbfenster

Idealprofil der Glimmerschiefer-Gruppe
im Friesacher Halbfenster



Über den Glimmerschiefern folgen mehr oder weniger mächtige Marmore, die für die strukturgeologische Interpretation des Großbaus besondere Bedeutung haben. Durch mehrfache isoklinale Faltung und Verschuppung entstanden mehrere, voneinander unabhängige Marmorzüge – u.a. Semlacher Marmor, Erzbergmarmor, Waitschacher Marmor, Friesacher Marmor –, die früher als eigenständige Einheiten angesehen wurden (vgl. CLAR & MEIXNER 1953; WEISSENBACH 1975a). Der Marmor selbst hat eine große lithologische Bandbreite, die von massigen, weißen Kalzitmarmoren über Bändermarmore und Dolomitmarmore bis zu Glimmermarmoren und karbonatischen Glimmerschiefern reicht. Im ganzen Friesacher Halbfenster sind die Karbonatgesteine mehr oder weniger stark vererzt (Bergbaureviere von Hüttenberg-Lölling, Waitschach, Friesach-Zeltschach; siehe auch F. UCIK in diesem Band).

Charakteristisch für die Plankogelserie ist das Vorkommen von Serpentinikörpern einerseits und Spessartin-Quarziten andererseits im Randbereich der Marmore. Die Serpentine werden zusammen mit Granatamphiboliten als verschuppte Reste von Ophiolithen gedeutet (FRISCH et.al. 1984, SCHMEROLD 1988, NEUBAUER et.al. im Druck). In der Kontaktzone zu den Marmoren bzw. den hangend folgenden Glimmerschiefern tritt eine Reihe von exotischen Gesteinen und Mineralen auf (Serpentin-Randgesteine CLAR & MEIXNER 1953, THIEDIG 1962, WEISSENBACH 1975a). Die Spessartin-Quarzite kommen als dünne Lagen und Linsen in einer Matrix aus mürben Biotit-Plagioklas-Schiefern vor. Als Ausgangsgesteine werden

hydrothermal vererzte Sedimente (Kieselschiefer, Tiefseetone) angenommen (SCHMEROLD 1988, KLEINSCHMIDT 1975, WILLIAMS & MANBY 1987).

Oberhalb der Marmore folgen die typischen Plankogel–Glimmerschiefer, die im ganzen Friesacher Halbfenster als charakteristische Leitgesteine auftreten. Es handelt sich um graphitreiche, grobknotige Granat–Glimmerschiefer mit typisch flaserigem Gefüge und lagenweise auftretendem Staurolith und/oder Chloritoid. In die Plankogel–Glimmerschiefer eingeschaltet sind mehr oder weniger mächtige Granatamphibolite mit tholeiitbasaltischem Chemismus (SCHMEROLD 1988).

Die Plankogel–Glimmerschiefer gehen in dunkle, flaserige (Graphit)–Glimmerschiefer über, die nur noch kleine Granate stellenweise jedoch gehäuft Chloritoid führen. In die obersten Anteile schalten sich karbonatische Glimmerschiefer, Kalksilikat–Gesteine mit hohem Zoisit–Anteil, und dünne Marmorlinsen ein. Sie sind vergesellschaftet mit grauen Feldspatschiefern sowie hellen und dunklen Quarziten, die z.T. mylonitisch ausgebildet sind. Diese obersten Anteile der Plankogelserie sind durch die Überschiebung der Kräupingserie stark überprägt und verschuppt.

Die **Kräupingserie** weist sowohl an der Basis als auch an der Hangendgrenze einen starken tektonischen Zuschnitt auf. Hieraus ergeben sich große Mächtigkeitsschwankungen, die bis zum völligen Ausfall der Serie nördlich von Friesach führen. Hauptgesteine der Kräupingserie sind helle, quarzitisches Muskovit–Glimmerschiefer mit kleinen Granaten. Außer gelegentlich eingeschalteten Feldspatschieferlagen ist die Folge eintönig. Weit verbreitet sind geringmächtige Quarzitlagen, die besonders an der Basis der Serie stark durchbewegt sind. Als Leitgesteine der Kräupingserie finden sich typische Amphibolite, die durch isoklinale Faltung z.T. sehr große Mächtigkeiten erreichen. Nach SCHMEROLD (1988) handelt es sich um Abkömmlinge von Alkalibasalten. Die Amphibolite zeigen eine sehr große Variationsbreite, die von massigen, feinkörnigen Epidot–Amphiboliten bis zu mürben Biotit–Amphibol–Schiefern reicht. Chlorit–führende Glimmerschiefervarianten treten vor allem in der Nähe von kleinen und größeren Scherzonen auf. Bemerkenswert ist das Auftreten einzelner Pegmatite an der Basis der Kräupingserie westlich von Friesach.

Die **Schuppenzone** an der Untergrenze der Gurktaler Decke setzt sich im wesentlichen aus Schürflingen der Glimmerschiefer–Gruppe, untergeordnet auch der hangenden Phyllit–Gruppe zusammen, die bei der Überschiebung der Gurktaler Decke grünschieferfaziell überprägt wurden. Hauptgesteine dieser Einheit sind quarzitisches, phyllitisches Glimmerschiefer, die sich von den hellen Glimmerschiefern der Kräupingserie ableiten lassen, zum Teil direkt aus diesen hervorgehen. Sie enthalten stellenweise mächtige Quarzite sowie einzelne kleine Amphibolitkörper (nördlich von Kräuping). Daneben gibt es, besonders südlich von Hüttenberg und bei Waitschach, mürbe Muskovit–Plagioklas–Schiefer, die den unteren Anteilen der Plankogelserie sehr ähnlich sind. In ihnen treten Quarz– und Quarz–Feldspatmylonite auf. Nördlich von Hüttenberg sind auch dunkle phyllitische Glimmerschiefer mit viel kleinem Granat eingeschaltet. Diese Gesteine entsprechen den dunklen Glimmerschiefern der Plankogelserie und führen stellenweise noch Chloritoid I (s.u.). Zwischen Waitschach und Friesach treten innerhalb der Schuppenzone große Marmorkörper auf, die zweifelsfrei in die Plankogelserie gehören. Sie sind wahrscheinlich postmetamorph aufgeschoben. Nahe der Deckenbasis finden sich vereinzelt Grünschiefer– und Phyllit–Späne, die jedoch nur geringe Mächtigkeit aufweisen. Sie sind als Phyllonite ausgebildet.

Die Obergrenze der Glimmerschiefer-Gruppe wird durch den scharfen Schnitt der Deckenüberschiebung bestimmt. Darüber folgen Gesteine der Phyllit-Gruppe, die basal noch starken tektonischen Einfluß zeigen.

Die Mächtigkeit der Glimmerschiefer-Gruppe kann nur abgeschätzt werden. Isoklinale Faltung einerseits, starke Plättung und tektonischer Zuschnitt andererseits, beeinflussen die Gesamtmächtigkeit, die im Friesacher Halbfenster ca. 1000 m erreicht. Wickelt man die Tektonik ab, so kommt man für die Plankogelserie auf Mächtigkeiten zwischen 200 und 250 m, für die Kräupingserie auf knapp 300 m.

Unklar ist noch die Altersstellung der Glimmerschiefer-Gruppe. Nach WEISSEN-BACH (1975a) kommt den Gesteinen ein altpaläoziosches Alter zu. Sm-Nd-Bestimmungen von Granaten der Plankogelserie erbrachten präkambrische Alter (MANBY et.al. im Druck, MANBY & THIEDIG 1988). Möglicherweise handelt es sich um aufgearbeitetes präkambrisches Kristallin (KUNZ & DEUTSCH in diesem Band).

Umstritten ist ebenfalls die Aufteilung der Plankogelserie in eine Serpentin- und eine Manganquarzit-Serie (SCHMEROLD 1988, NEUBAUER et.al im Druck, FRISCH et.al in diesem Band). Die Trennung beider Serien erfolgte aufgrund von geochemischen Daten, die die Zuordnung zu verschiedenen geotektonischen Milieus erlauben. Im Gelände sind beide Einheiten allerdings nicht voneinander zu trennen, da sie durch nachfolgende Deformation und Metamorphose stark verändert und ineinander verschuppt wurden. Ehemalige tektonische Kontakte sind heute nicht mehr nachweisbar.

3. Tektonik

3.1. Die Deformationen der Glimmerschiefer-Gruppe

Prä-D₂-Gefüge liegen in der Glimmerschiefer-Gruppe lediglich in Form von syn-s_{1a} gebildeten Quarzlagen (NABHOLZ & VOLL 1963, VOLL 1960, 1969) und als Interngefüge von prä-D₂ gebildeten Mineralen – im wesentlichen Granat, Staurolith I, Chloritoid I – der Plankogelserie vor (Abbildung 4). Makroskopisch erkennbare s₁-Flächen oder B₁-Falten fehlen. Reste einer Schichtung finden sich in einzelnen Chloritoid I-Bruchstücken. Graphit-Durchstäubung bildet hier einen unrythmischen Lagenbau ab, der durch eine erste Faltung B₁ verbogen wird. Interngefüge im Staurolith I zeigen eine Crenulation cleavage (s₁), die eine ältere undeutliche Flächenschar bogenförmig rotiert. Sie soll hier als s₀ indiziert werden, obwohl es sich wahrscheinlich nicht um die Schichtung, sondern um eine frühere Schieferung handelt.

Als erste prägende Deformation tritt makroskopisch die zweite Deformation D₂ auf. Nach der zweiten Schieferung s₂ sind in den meisten Bereichen der Glimmerschiefer-Gruppe die Glimmer geregelt. Zweite Falten B₂ sind nur in den Quarzmobilisaten anzutreffen, immer isoklinal ausgebildet und ohne bevorzugte Orientierung. Mit D₂ verbunden ist eine deutliche Streckung str₂, die durch Mineralregelungen und Streckungshöfe um Granat, Staurolith I oder Chloritoid I abgebildet wird. In str₂ sind vor allem Staurolith I und Chloritoid I, aber auch Turmalin zerbrochen und in der Streckungsrichtung auseinandergedriftet. Die Streckungshöfe sind überwiegend mit Quarz und Muskovit gefüllt. Die str₂ zeigt eine sehr konstante Achsenlage und streicht im ganzen Gebiet um WNW-ESE.

**Internegefüge
(prä-D₂) in
Ctd I und St I**

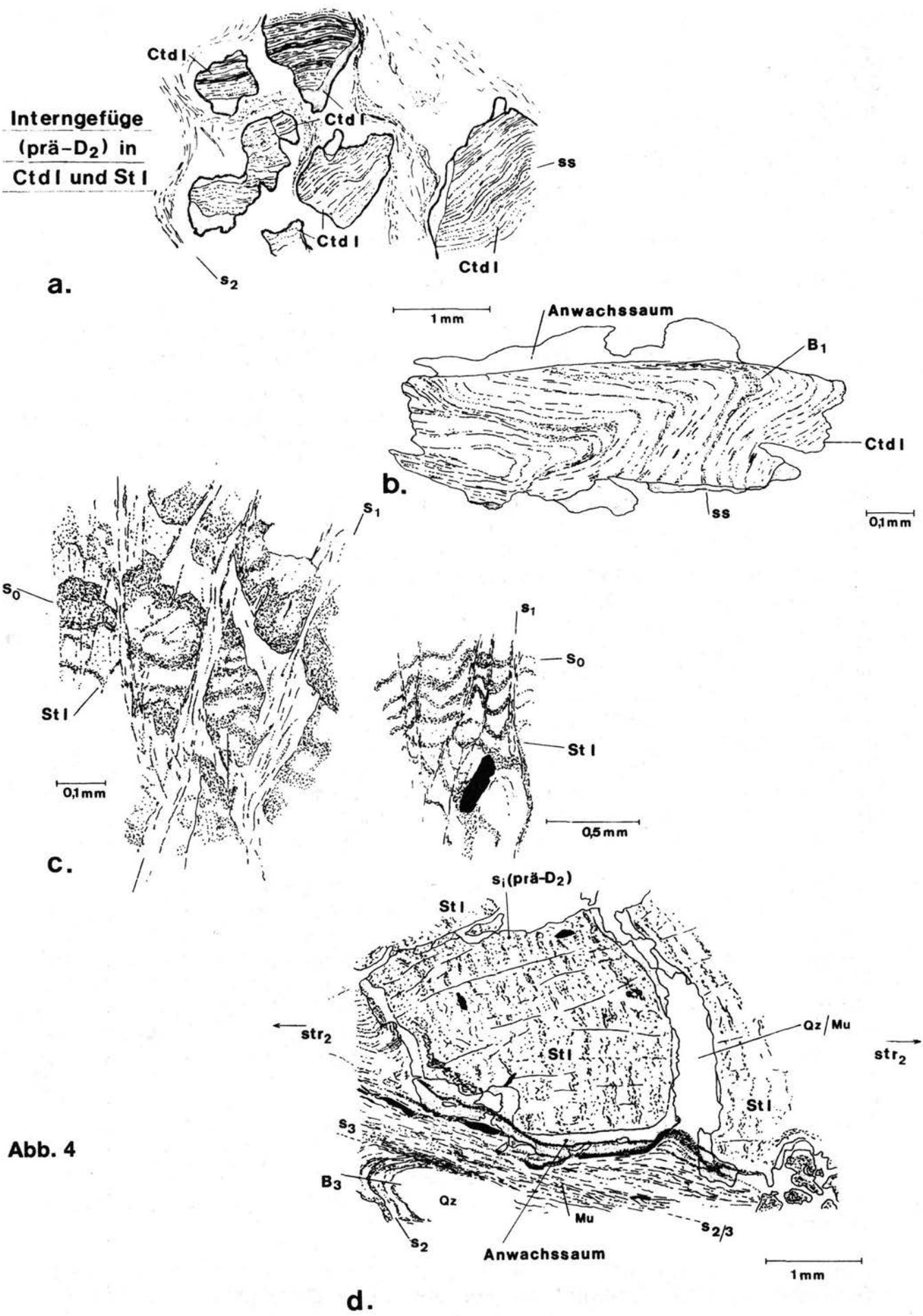
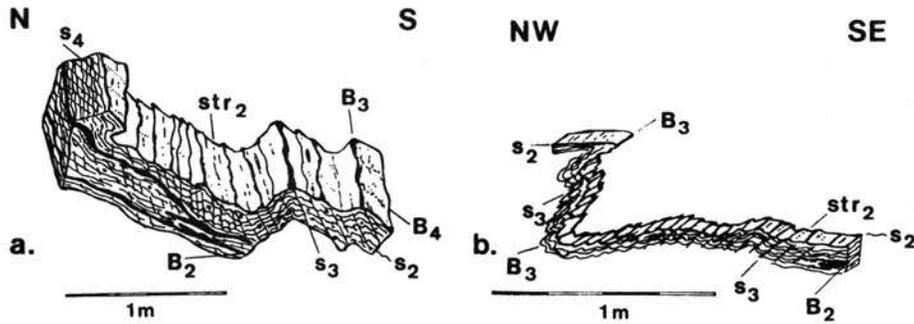
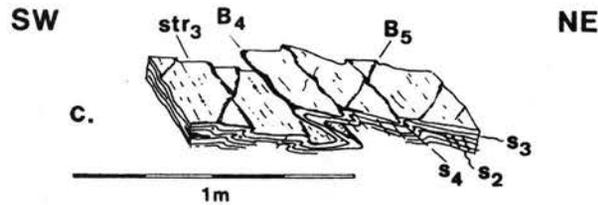


Abb. 4



Ratteingraben, SE Kräuping

Dobritsch, S Kräuping



Schneehitzen, N Alpi

Gefügeentwicklung in Annäherung an die Deckengrenze

- a. Glimmerschiefer – Kräupingserie
- b. phyllit. Glimmerschiefer – Schuppenzone
- c. karb. Schiefer – Deckengrenze

Die dritte Deformation D_3 beginnt mit offenen bis engen dritten Falten (B_3). Wechselnde Vergenz der Kleinfalten kann als Scheitelvergenz zu Großfalten gedeutet werden. Zugeordnet sind den Falten s_3 -Schieferungsflächen, die als mehr oder weniger weitständige Flächenscharen das s_2 -Gefüge durchziehen. Mit Annäherung an Bewegungshorizonte werden die B_3 -Falten zunehmend enger (Abbildung 5). s_3 -Flächen zerschneiden immer intensiver das s_2 -Gefüge, regeln die Glimmer um. In der Nachbarschaft der Scherzonen ist s_3 dominant, s_2 -Flächen sind nur noch reliktsch zwischen den s_3 -Flächenscharen erhalten. B_3 -Falten sind isoklinal ausgebildet. In den Scherzonen ist meist nur noch s_3 als mylonitische Foliation s_m vorhanden. Reliktsch erhaltene B_3 -Isoklinalfalten sind häufig m-lang ausgewalzt. Ist s_3 dominant, so wird die str_2 durch eine dritte Streckungslineation str_3 ersetzt, str_2 -Höfe durch s_3 umgeregelt. Stauolith I- und Chloritoid I-Bruchstücke werden s_3 gegeneinander verstellt, an den Korngrenzen findet Drucklösung statt. Dabei werden s_2 -Flächen und str_2 -Höfe verfaultet. Die str_3 -Achsen liegen im wesentlichen parallel zu str_2 . Häufig sind beide Lineationen im Gelände nicht zu unterscheiden.

Die vierte Deformation D_4 wird im Gestein zunächst durch B_4 -Fältchen und -Runzelungen abgebildet, die nur selten von einer s_4 -Schieferung begleitet werden. Die wechselnde Vergenz dieser Fältchen ist als Scheitelvergenz zu den Großfalten anzusehen. In Zonen mit B_4 -Großfalten (s.u.) treten im Aufschlußbereich B_4 -Falten im dm- bis m-Bereich auf. Diese sind NE-vergent und eng bis isoklinal ausgebildet (Abbildung 6). Häufig sind sie mit kleinen Aufschiebungen in den Kurzschenkeln verknüpft. Auch in den Bereichen gesteigerter B_4 -Falten sind s_4 -Flächen selten und meist auf die Kurzschenkel beschränkt. Die Achsen der B_4 -Falten streichen im Mittel um NW-SE.

Die fünfte Deformation D_5 findet sich in vielen Aufschlüssen der Glimmerschiefer-Gruppe als flachwellige Verbiegung älterer s -Flächen. Die Achsen streichen um N-S bis NE-SW. Eine s_5 -Schieferung ist selten als Bruchschieferung anzutreffen. In einzelnen Fällen treten größere B_5 -Falten auf und sind dann monoklin mit E- bis SE-Vergenz.

Eine sechste Deformation D_6 (v.GOSEN 1982) ist vereinzelt am Nordrand des Friesacher Halbfensters anzutreffen, im übrigen Gebiet aber nicht sicher zu belegen.

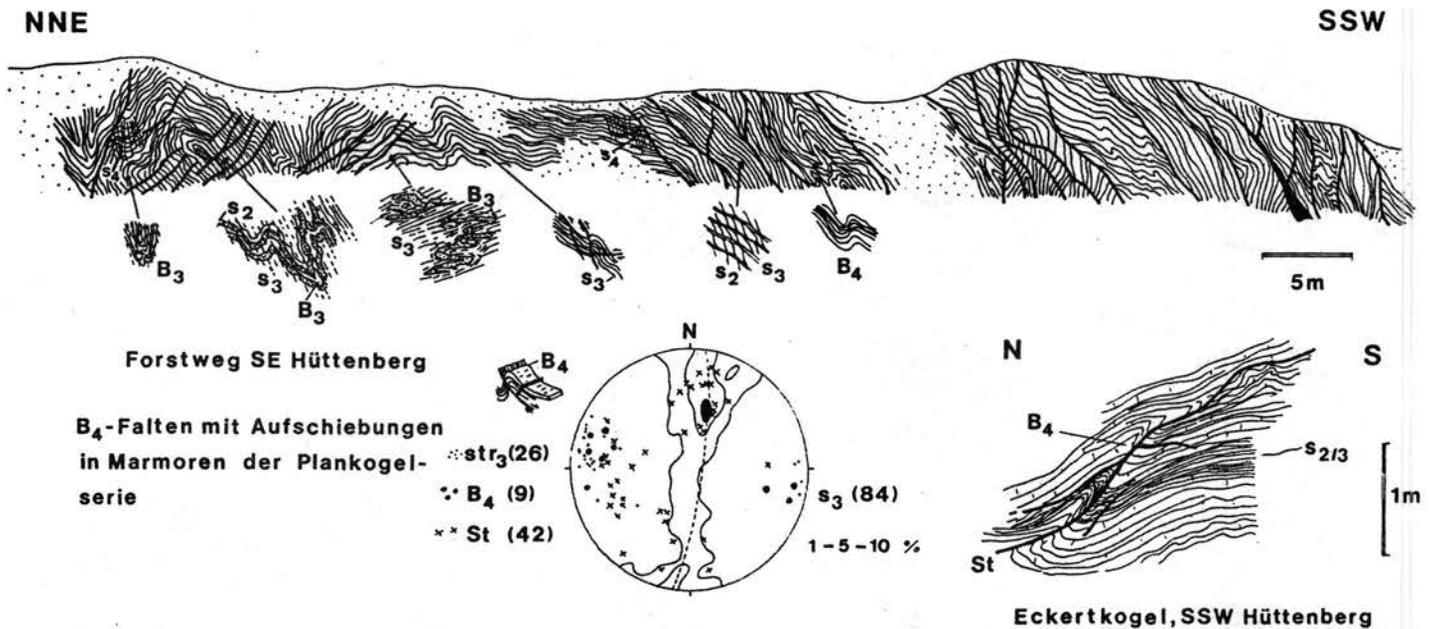


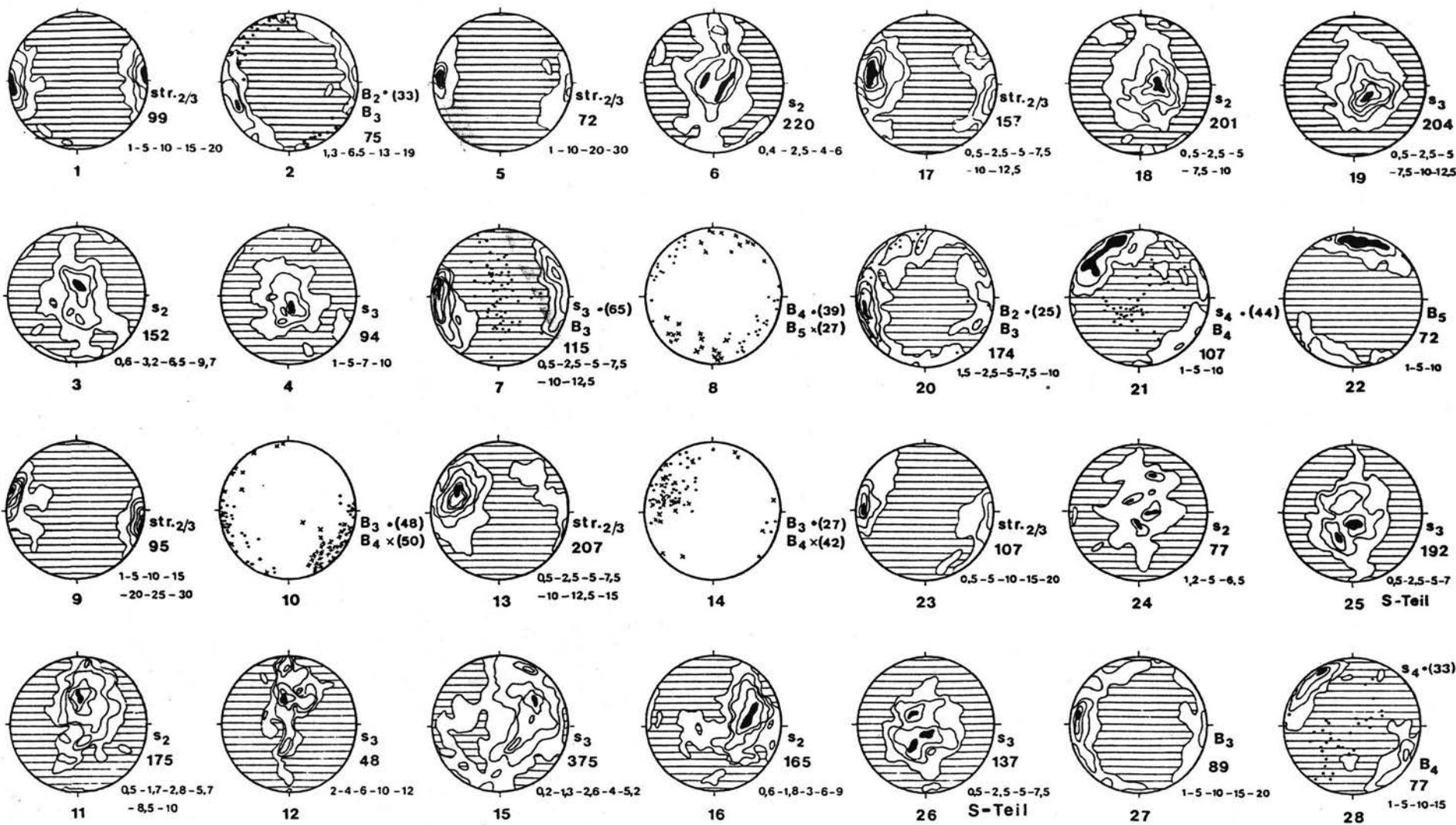
Abbildung 6

3.2. Bewegungshorizonte und Scherzonen

An der Deckengrenze, aber auch innerhalb der Glimmerschiefer-Gruppe treten mehrere Bewegungshorizonte auf. Sie werden charakterisiert durch mehr oder weniger stark verschuppte Bereiche mit Scherzonen, in denen Mylonite und Phyllonite auftreten.

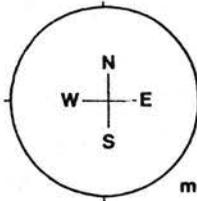
Wichtigster Bewegungshorizont ist die Überschiebungsbahn der Gurktaler Decke. Zwischen den Gesteinen der Phyllit-Gruppe und der eigentlichen Glimmerschiefer-Gruppe befindet sich eine z.T. mehr als 100 m mächtige Schuppenzone, die nach unten hin allmählich in die Kräupingserie übergeht. Die Hauptdeformation ist auf schmale (Meter- bis 10er-Meter mächtige) Scherzonen, besonders an der Deckenbasis konzentriert, die durch das Auftreten von Quarz- und Quarz-Feldspat-Myloniten, Phylloniten und mylonitischen Marmoren gekennzeichnet sind. Die Gesteine fallen im Gelände durch ihre Feinkörnigkeit, eine sehr feine Bänderung und eine meist gut ausgebildete Streckungslineation auf. Falten sind, soweit vorhanden, extrem geplättet. Die mylonitische Foliation s_m entwickelt sich aus der s_3 -Schieferung und liegt ihr weitgehend parallel. In den Myloniten ist Quarz überwiegend rekristallisiert, reliktsche Altkörner sind stark deformiert. Feldspat bildet Porphyroklasten, die zunächst zerbrochen oder entlang von Spaltflächen zerschert werden. Nachfolgend beginnt auch der Feldspat, ausgehend von den Spaltrissen und Zwillinglamellen zu rekristallisieren. Biotit ist fast vollständig, Muskovit z.T. rekristallisiert. Undulöse Auslöschung der Rekristallisationskörner spricht für anhaltende Deformation bei fallender Temperatur.

Ein weiterer Bewegungshorizont findet sich zwischen Kräuping- und Plankogelserie. Hier zeigen die Mylonite jedoch nach einer frühen, vollständigen Rekristallisation von Quarz, Plagioklas und Glimmern eine statische Kornvergrößerung der Quarze (grain growth). Feldspat- und glimmerreiche Lagen bleiben hingegen feinkörnig. Erneute Deformation führt zu suturierten Quarz-Quarz-Korngrenzen, undulöser Auslöschung und Subkornbildung.



Gefügediagramme aus dem Friesacher Halbfenster

- 1-16 Plankogelserie
- 17-22 Kräupingserie
- 23-29 Schuppenzone



SCHMIDT'sches Netz
- untere Halbkugel-
tekt. Element
Zahl der Messungen
max. Belegungsdichte in x

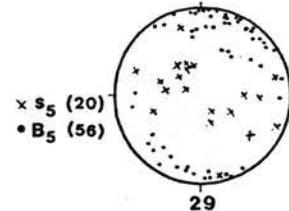
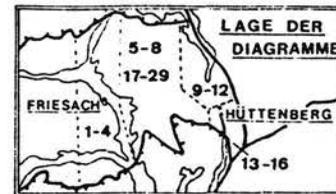
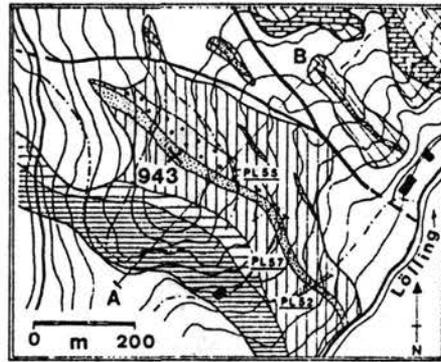
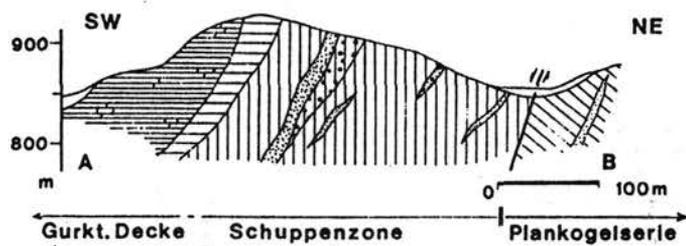


Abb. 7



- | | | | |
|--|--------------------------|--|------------------------|
| | Grünschiefer | | Quarzit |
| | Phyllit | | Feldspat-führend |
| | phyllit. Glimmerschiefer | | Marmor |
| | Glimmerschiefer | | Görttschitztal-Störung |

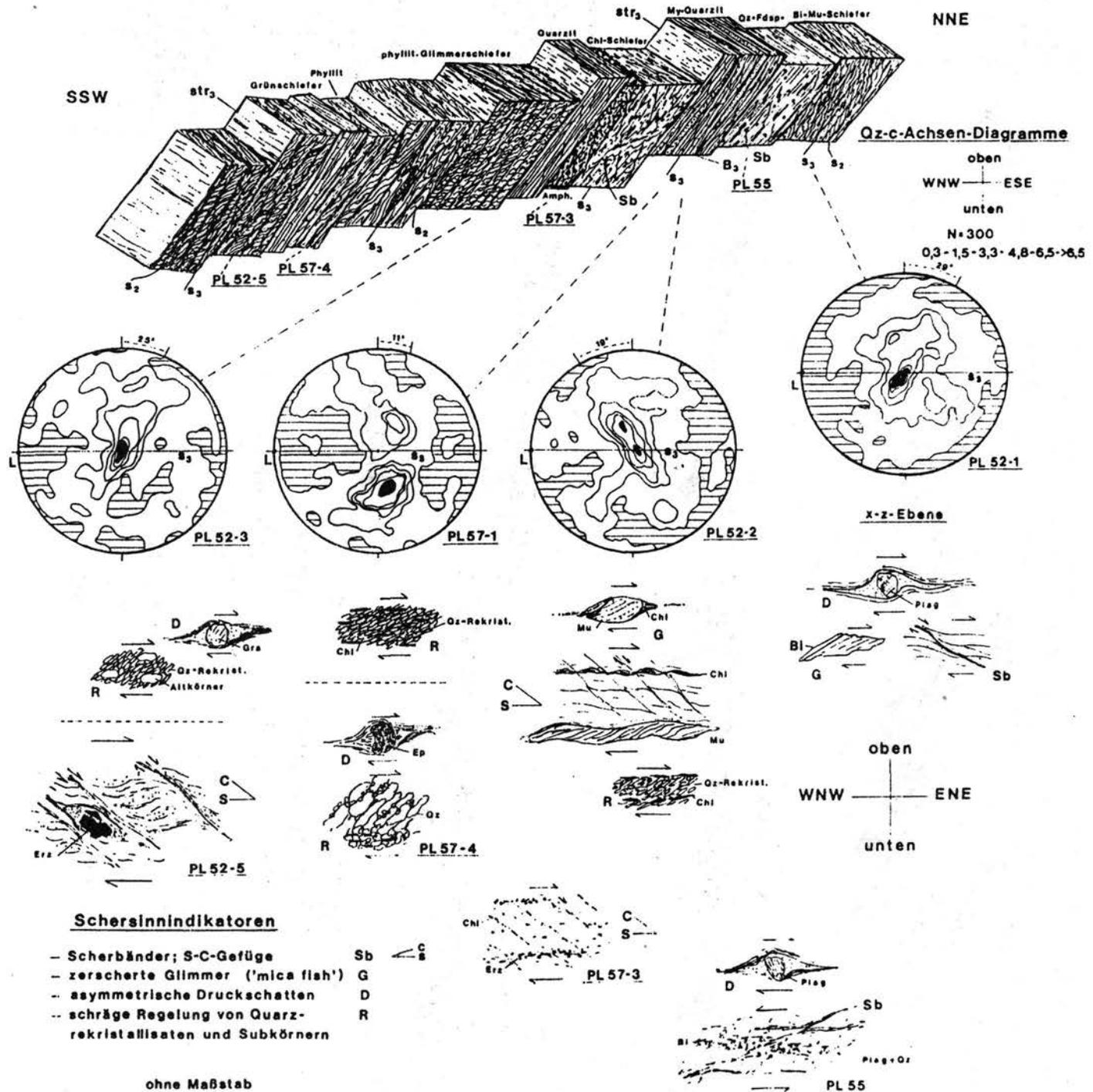


Abb. 8. Spezialaufnahme der Deckengrenze südwestlich des Plankogels (Höhe 943 m).

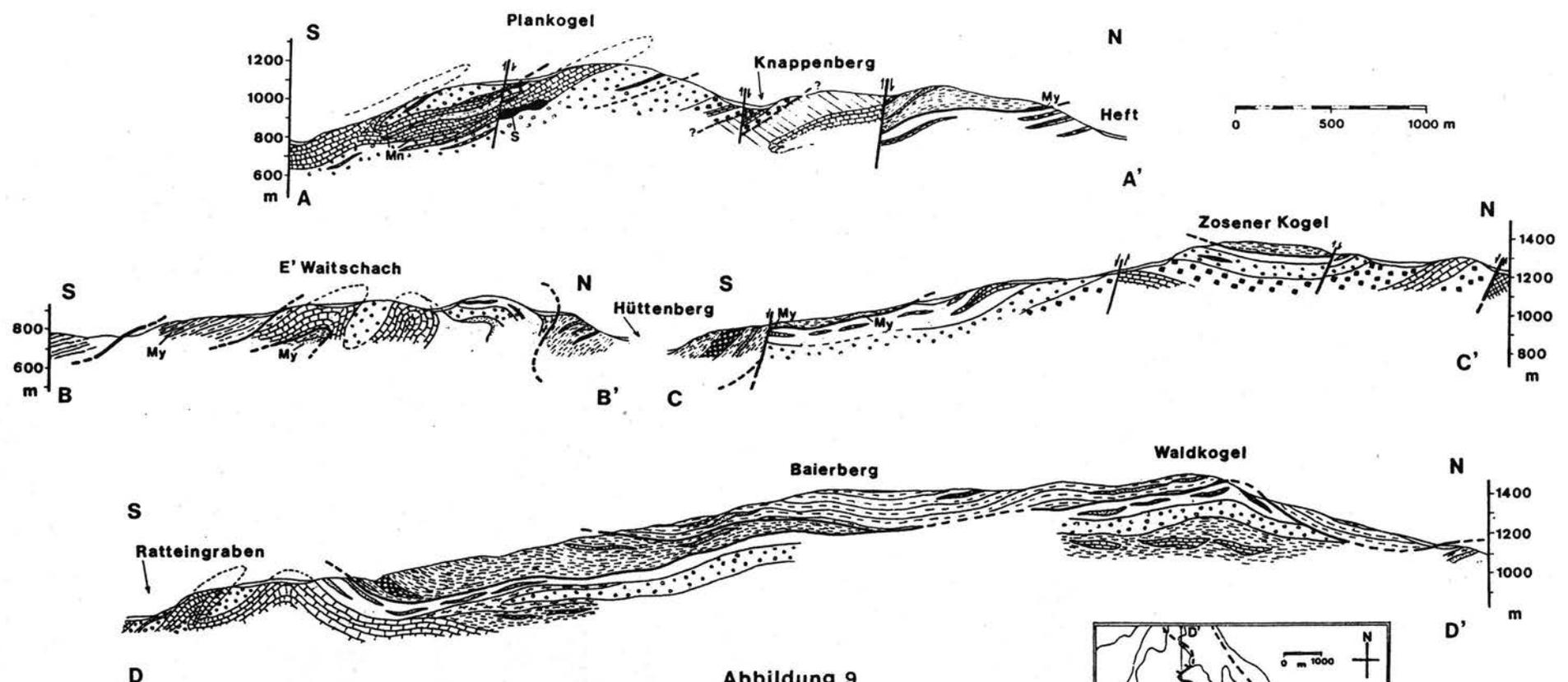
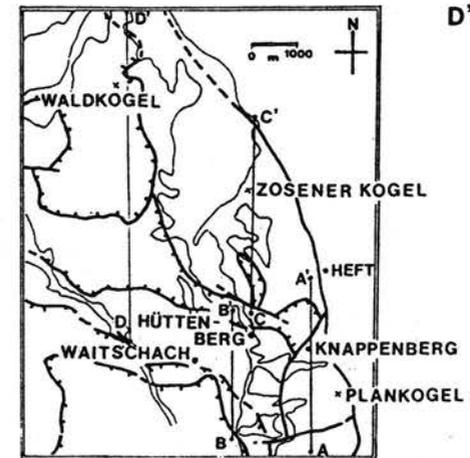


Abbildung 9

- | | |
|------------------------|---------------------------|
| Phyllit | Marmor |
| phyll. Glimmerschiefer | Amphibolit |
| Glimmerschiefer hell | Quarzit Mn-Mangan-Quarzit |
| — " — dunkel | Serpentin |
| — " — Typ Plankogel | Gneis |
| — " — karbonatisch | My Mylonit |
| — " — Plag.-reich | Auf/Überschiebung |
| Bi-Mu-Schiefer | Störung |



Neben den großen Überschiebungshorizonten gibt es innerhalb der Glimmerschiefer-Gruppe eine Reihe von kleineren Scherzonen, die zumeist nur im Aufschlußbereich wahrnehmbar sind. Meist handelt es sich um geringmächtige (< 1 m) Bereiche, die vor allem am Plankogel an größere B_3 -Falten gebunden sind und dort Abscherungen im Bereich der Faltenschenkel markieren. Betroffen sind vor allem quarzische Gesteine (z.B. Manganquarzite), aber auch Glimmerschiefer, Amphibolite und Karbonate. Korngrößenreduktion, Chloritisierung und Zerschierung mit straffem s_3/B_3 -Gefüge sind kennzeichnend. Im Schliff ist auch hier nach einer vollständigen dynamischen Rekristallisation eine statische Durchwärmung festzustellen.

Die in den Scherzonen auftretenden Schersinnindikatoren (vgl. SIMPSON & SCHMIDT 1985) sind widersprüchlich. Asymmetrische Druckschatten, Granatrotationen u.ä. zeigen in manchen Gesteinen einen von Lage zu Lage wechselnden Schersinn an, wobei nach Lage der Streckungsfaser westliche bzw. östliche Bewegungen möglich sind. Quarz-c-Achsen-Diagramme deuten ebenfalls sowohl west- als auch ostgerichtete Scherbewegungen an. Allerdings ist hier noch eine starke coaxiale Komponente wirksam (Relikte von B_3 -Falten). In einigen Aufschlüssen konnten zudem jüngere syn-metamorphe, westvergente Kleinfalten beobachtet werden (B_4 ?), bei denen antithetische Scherflächenscharen einen entgegengesetzten Schersinn andeuten und möglicherweise auch die Quarz-Gefüge beeinflussen.

3.3. Großstrukturen

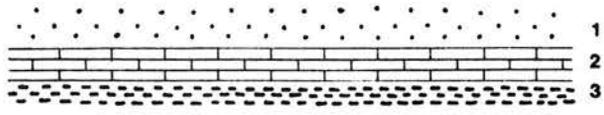
Der Bau des Friesacher Halbfensters wird im wesentlichen durch isoklinale B_3 -Großfalten mit Überschiebungen und NE-vergenten B_4 -Großfalten bestimmt (Abbildung 9). Nach Abwicklung dieser Falten ergibt sich, daß bereits vorher ein Isoklinalfaltenbau im km-Bereich angelegt wurde, der zur Verdoppelung großer Teile der Plankogelserie führte. Im folgenden soll anhand des Modells in Abbildung 10 die Entwicklung des Großbaus der Plankogelserie kurz skizziert werden. Da die ursprüngliche Lagerung der Abfolge nicht bekannt ist, sollen Begriffe wie "hängend" und "liegend" lediglich in Bezug auf die heutige Lagerung verwendet werden:

Syn- D_2 werden im Bereich von Hüttenberg-Friesach Großfalten im km-Bereich angelegt. Kern dieser Falten sind die Marmore, um die in den Synklinalbereichen die liegenden Biotit-Plagioklas-Schiefer (z.B. Erzberg, südlich von Friesach), in den Antiklinalen die hängenden Plankogel-Glimmerschiefer gefaltet werden (z.B. Plankogel, Abbildung 10-2a). Mit fortschreitender Deformation entwickeln sich liegende Falten, die in den Kurzschenkeln abscheren, so daß es zur Trennung von Syn- und Antiklinalbereichen kommt (Abbildung 10-2b).

Während der dritten Deformation werden die Gesteine erneut gefaltet. Die B_3 -Falten erreichen i.A. Spannweiten im 100 m-Bereich (Abbildung 10-3a). Mit der Überschiebung der Gurktaler Decke (und der Kräupingserie ?) erfolgt eine starke Plättung der Falten. Sie werden in den Kurzschenkeln unter Mylonitisierung abgeschert und übereinandergestapelt (Abbildung 10-3b).

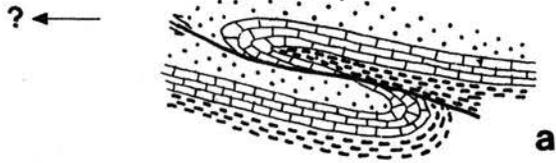
Während der ersten nachmetamorphen Phase D_4 wird das Gebiet in weit gespannte Syn- und Antiklinalen gegliedert (Abbildung 10-4). Die Spannweite dieser Großfalten reicht vom km-Bereich (Aufwölbung des Friesacher Halbfensters) bis in den Aufschlußbereich. Syn- D_3 gebildete Mylonite werden dabei mitverfaltet.

Die B_4 -Großfalten streichen im gesamten Gebiet einheitlich NW-SE und liegen damit den im Aufschluß gemessenen B_4 -Faltenachsen parallel. Vorherrschend ist



- 1. Plankogel-Glimmerschiefer
- 2. Marmor
- 3. Biotit-Glimmerschiefer

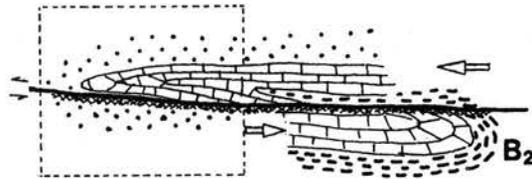
1.



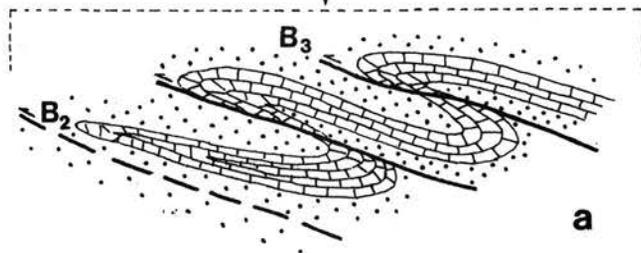
a

2.

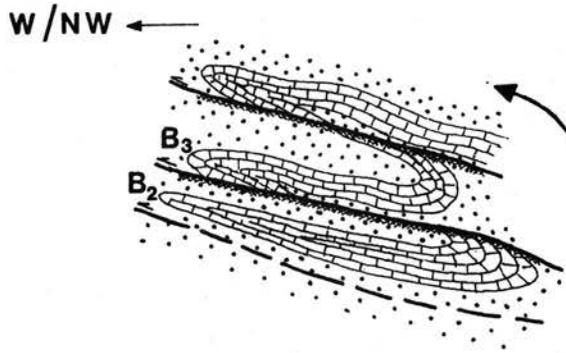
Abb. 10.
Tektonisches Entwicklungsmodell
der Plankogelserie im Friesacher
Halbfenster.



b



a

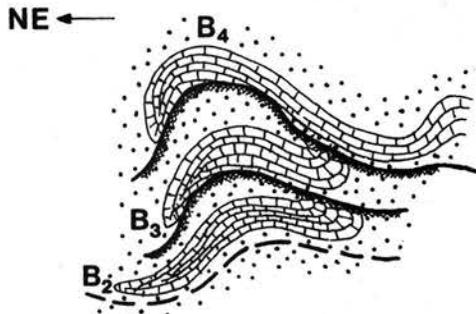


b

3.

Kräupingserie

Gurktaler
Decke



4.

Erklärung siehe Text

xxxxxxx Mylonite

NE–Vergenz. Die wichtigste dieser Faltenstrukturen ist von Lölling im Südosten über Hüttenberg bis nach Waitschach zu verfolgen. Bei Hüttenberg ist der Kurzschenkel überkippt und in dünnen Lamellen im 10 m–Bereich aufgeschoben (vgl. Exkurs. C, Punkt 5). Die Fortsetzung der Struktur nach NW bis nach Kräuping ist wahrscheinlich. Weitere B_4 –Großfalten finden sich im Südwesten von Friesach, wie man am fingerförmigen Übergreifen der Kräupingserie auf die Plankogelserie gut erkennen kann.

Nachfolgende Faltungen um N–S bzw. NE–SW streichende Achsen (D_5 –Deformation) führten zur kuppelartigen Aufwölbung des Friesacher Halbfensters.

Die Stapelung der Plankogelserie ist nur im Bereich des zentralen Friesacher Halbfensters zwischen Lölling/Hüttenberg und Friesach erfolgt. Nördlich bzw. südlich findet sich die "normale" Abfolge ohne größere Verfaltung. Hier scheint eine der Ursachen für die Aufwölbung des Friesacher Halbfensters zu liegen.

Der Großbau in der Kräupingserie ist nicht mehr sicher zu rekonstruieren. Die z.T. bedeutende Mächtigkeit der Amphibolite deutet jedoch ebenfalls auf eine oder mehrere isoklinale Großfaltung(en) hin. Eine ursprüngliche Lagerung der Kräupingserie auf der Plankogelserie kann jedoch aufgrund der unterschiedlichen Metamorphosegeschichte (amphibolitfazielle Prägung der Kräupingserie, lediglich grünschieferfazielle Metorphose in den obersten Bereichen der Plankogelserie) ausgeschlossen werden. Wahrscheinlich wurde die Kräupingserie im Zuge der Überschiebung der Gurktaler Decke auf die Plankogelserie gestapelt.

3.4. Bruchtektonik

Der ganze Bereich des Friesacher Halbfensters wurde nachfolgend durch intensive Bruchtektonik beeinflusst. Im Bereich der Görtschitztal–Störung treten z.T. Versatzbeiträge von mehreren 1000 m auf und komplizieren das tektonische Bild. Vielfach ist zu vermuten, daß ältere Aufschiebungsbahnen durch jüngere Bruchtektonik reaktiviert wurden.

3.5. Alter der Tektonik

Direkte Alterswerte für die Tektonik gibt es im Friesacher Halbfenster nur spärlich. Die ersten Datierungen des Staurolith II (164 Mio Jahre; KUNZ & DEUTSCH in diesem Band) lassen jedoch für die D_3 – bis D_5 –Deformation auf ein alpidisches Alter schließen. Aufgrund von eingeschuppten Permoskyth–Quarziten an der Basis der Stolzalpen–Decke stuft v. GOSEN (1982) die dortige D_3 – bis D_6 –Deformation ebenfalls als alpidisch ein. Dagegen ist das Alter der D_2 –Deformation noch unsicher, eine alpidische Bildung ist aber nicht auszuschließen.

Sowohl variscische, als auch alpidische Altersdaten finden sich bei FRANK et.al. (1987).

4. Metamorphose

4.1. Plankogelserie (Abbildung 11)

Nach einer nicht näher bestimmbar Frühphase (Interngefüge in Staurolith I und Chloritoid I) setzt eine erste Metamorphose mit der Blastese von Staurolith I in den Plankogel–Glimmerschiefern bzw. Chloritoid I in den dunklen Glimmerschiefern sowie

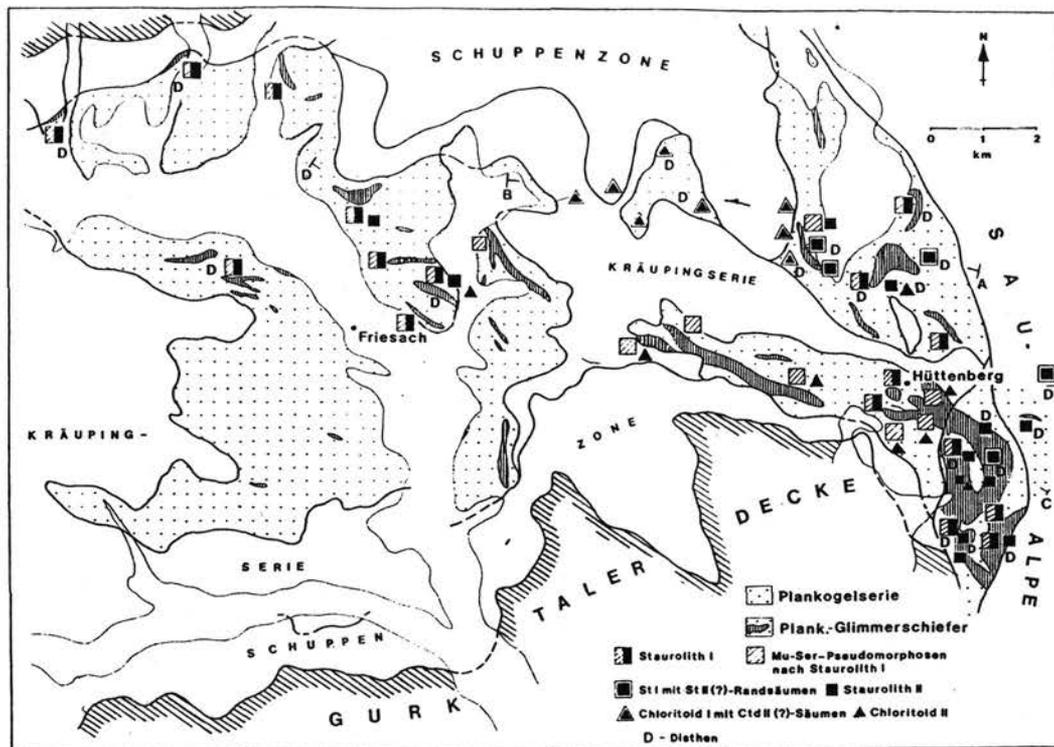
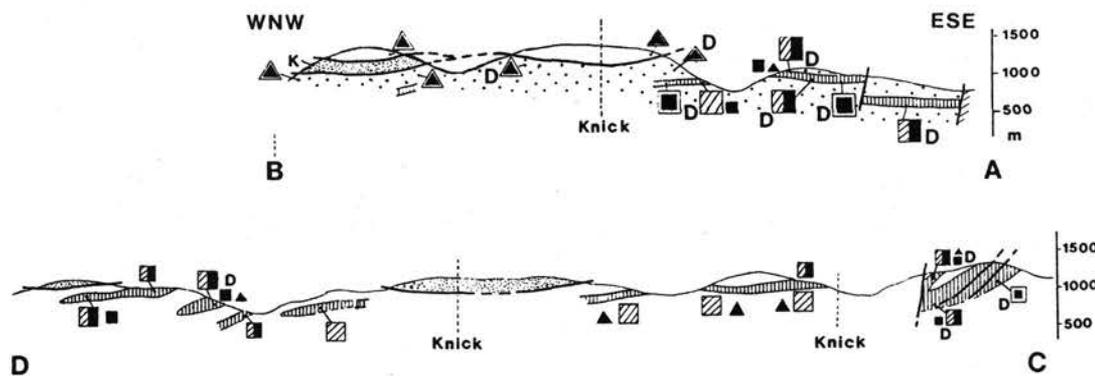


Abb. 11. Verbreitung von Staurolith und Chloritoid in der Plankogelserie im Friesacher Halbfenster.



Granat I ein. Disthen wurde nicht beobachtet, so daß von einer eher Temperaturbetonten Metamorphose auszugehen ist (WEISSENBACH 1975b). Diese Phase ist vor der zweiten Deformation abgeschlossen.

Während der zweiten Deformation wurden amphibolitfazielle Verhältnisse zunächst nicht erreicht. Staurolith I bzw. Chloritoid I werden lediglich zerbrochen und driften in der Streckungsrichtung auseinander. Von den Streckungshöfen ausgehend beginnt die Serizitisierung von Staurolith I, Chloritoid I und Granat I.

Ansteigende Temperaturen führen im weiteren zur Bildung von Anwachssäumen um Staurolith und Chloritoid, wobei das s_2 -Gefüge überwachsen wird. Randlich serizitisierte Staurolith I-Reste bilden durch erneutes Wachstum idiomorphe Kristallflächen. Einschlußfreie, idiomorphe Staurolith II- und Chloritoid II-Kristalle wachsen bevorzugt in den Streckungshöfen und Serizitpseudomorphosen. Die Grenze von Chloritoid II zu Staurolith II schneidet dabei die alte Chloritoid I-Staurolith I-Isograde. Sowohl in den höheren als auch in den unteren Teilen der Plankogelserie findet sich Disthen, der z.T. mit Staurolith II verwachsen ist.

Diese Bedingungen setzen sich stellenweise bis in die D_3 -Deformation fort. Zwar zerschneiden s_3 -Flächen meist die mit Staurolith II und Disthen gefüllte Streckungshö-

fe, doch werden andererseits s_3 -Flächen durch Staurolith II und Disthen überwachsen. Auch syn- D_3 verstellte s_2 -Flächen werden stellenweise von Staurolith II überwachsen. In den Scherzonen zeugt beginnende Feldspatrekristallisation von Bedingungen der tiefsten Grünschieferfazies.

Nachfolgend findet, im wesentlichen von den Streckungshöfen ausgehend, die Umwandlung von Hornblenden, Granat u.ä. in Biotit und später in Chlorit statt.

4.2. Kräupingserie

In der Kräupingserie fehlen Indexminerale wie Staurolith und Chloritoid weitgehend, so daß die Abschätzung der metamorphen Bedingungen schwieriger ist. Gesichert ist eine alte amphibolitfazielle Prägung durch reliktmäßig auftretende tschermakitische Hornblende und Anorthit-reiche Plagioklase ($An > 30$).

Alpidisch läßt sich lediglich eine grünschieferfazielle Prägung belegen. In den Amphiboliten entstehen vor allem blaugrüne barroisitische Hornblenden, während die Plagioklase weitgehend unter Epidot-Bildung albitisiert wird. Daneben ist, wie in der Plankogelserie die Chloritisierung von Granat und Biotit zu beobachten, die wahrscheinlich den allgemeinen Ausklang der Metamorphose anzeigt.

5. Literatur

- APPOLD, Th. (1988): Zur Geologie und Tektonik im Friesacher Halbfenster (Kärnten/Österreich).– Erlanger geol.Abh., 116, 1–16, Erlangen
- CLAR, E. & MEIXNER, H. (1953): Die Eisenspatlagerstätte von Hüttenberg und ihre Umgebung.– Carinthia II, 143/63, 67–92, Klagenfurt.
- 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).
- 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, Stuttgart.
- FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & NEUBAUER, F. (1989): Die Plankogelserie – eine voralpidische ophiolithische Suture.– in diesem Band.
- FRITSCH, W. (1962): Von der "Anchi-" zur Katazone im kristallinen Grundgebirge Ostkärntens.– Geol. Rdsch., 52, 202–210, Stuttgart.
- FRITSCH, W. (1965): Das Kristallin von Mittelkärnten und die Gurktaler Decke.– Veröff. Haus d. Natur, Salzburg, 16, N.F., Heft 3, 1–27, Salzburg.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1960): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) I.– Carinthia II, 150/70, 7–28, Klagenfurt.
- GOSEN, W.v. (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decke (Steiermark/Kärnten – Österreich).– Mitt.Geol.–Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 53, 33–149, Hamburg.
- KLEINSCHMIDT, G. (1975): Die "Plankogelserie" in der südlichen Saualpe unter besonderer Berücksichtigung von Manganquarziten.– Verh.Geol.B.–A., 1974/2–3, 351–362, Wien.
- KUNZ, P. & DEUTSCH, A. (1989): Rb–Sr–Datierungen an einem Staurolith–Granat–Glimmerschiefer aus der Plankogelserie (Saualpe).– in diesem Band.
- MANBY, G.M., THIEDIG, F. & MILLAR, I. (im Druck): Textural, chemical and isotopic constraints on the age of the Saualpe eclogites.– IGCP Newsletter No. 5, Vol. 7, Padua.
- MANBY, G.M. & THIEDIG, F. (1988): Petrology of eclogites from the Saualpe, Austria.– Schweiz. Mineral.Petrogr.Mitt., 68, 441–466, Zürich.
- NABHOLZ, W.K. & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden).– Eclog.Geol.Helv., 52/2, 755–808, Basel.
- NEUBAUER, F., FRISCH, W., SCHMEROLD, R. & SCHLÖSER, H. (im Druck): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps.– Tectonophysics, Amsterdam.
- PILGER, A. (1952): Zur Gliederung und Kartierung der Siegener Schichten I, II.– Geol.Jb., 66, 703–722, Hannover.

- SCHMEROLD, R. (1988): Die Plankogelserie im Ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark-Österreich) als ophiolithische Suture.- Diss. Geowiss. Fak. Univ. Tübingen, 161 S., Tübingen.
- SIMPSON, C. & SCHMID, S.M. (1985): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks.- Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 1281-1288, Boulder.
- THIEDIG, F. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten) III. Die Phyllit und Glimmerschieferbereiche zwischen Lölling und Klein St. Paul.- Carinthia II, 152/72, 21-45, Klagenfurt.
- UCIK, F.H. (1989): Lagerstätten und Bergbaue im Bereich des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan.- in diesem Band.
- VOLL, G. (1960): New work on petrofabrics.- Liverpool Manch. Geol. J., 2/2, 503-567, Liverpool.
- VOLL, G. (1969): Klastische Minerale aus den Sedimentserien der schottischen Highlands und ihr Schicksal bei aufsteigender Regional- und Kontaktmetamorphose.- Unpubl. Habil. Schrift, Techn. Univ. Berlin, V+206 S., Berlin.
- WEISSENBACH, N. (1975a): Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins der Saualpe (mit einem Beitrag von A. PILGER, Clausthal).- Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975, 61-114, Clausthal-Zellerfeld.
- WEISSENBACH, N. (1975b): Kristallisation, Deformation und Polymetamorphose im Saualpenkristallin.- Clausth. Geol. Abh., Sdbd. 1, 1975, 131-141, Clausthal-Zellerfeld.
- WILLIAMS, P.J. & MANBY, G.M. (1987): Syngenetic sulfides and Fe-Mn metasediments in middle to upper Paleozoic sequences of Kärnten, Southern Austria.- Economic Geology, Vol. 82, 1987, 1070-1076.

Raum für Notizen

3.2. Rb-Sr-Datierungen an einem Staurolith-Granat-Glimmerschiefer aus der Plankogelserie (Sausalpe)

Von P. KUNZ & A. DEUTSCH

Mit 2 Abbildungen

Die Sausalpe, ein Teil des ostalpinen Kristallins, besteht aus einem ca. 8 km mächtigen Deckensystem (PILGER & SCHÖNENBERG, 1975). In den polymetamorphen Serien sind die kretazische Metamorphose (MORAUF, 1980, 1981, 1982) und voralpidische Ereignisse (MORAUF, 1980, 1981; MANBY et al., 1988) nachgewiesen. Offene geochronologische Fragen umfassen den Komplex der Eklogite (Protolithbildung und Eklogitisierung) sowie die zeitliche Eingrenzung der amphibolitfaziellen Metamorphose.

Zur Klärung der zweiten Frage scheinen Staurolith-Chloritoid-führende Gesteine besonders geeignet, da diese Paragenese die pT-Bedingungen gut eingrenzt. Im Rahmen einer Diplomarbeit an der Univ. Münster wird derzeit untersucht, ob solche Schiefer für eine Datierung mit der Rb-Sr-Methode geeignet sind. Die Probe, ein Chloritoid-führender Staurolith-Granat-Glimmerschiefer, stammt aus der Plankogel-Serie (Forststraße zur Kreuztratte). Dieses Gestein führt bis zu 10 Vol-% Staurolith, Plagioklas tritt nur akzessorisch auf. Die Mineraltrennung wurde an einer Probe von Handstückgröße durchgeführt: Granat bzw. Staurolith wurden nach Vorkonzentration handausgelesen, gemeinsam mit Pyrit abradiert (KROGH, 1982), in verdünnter Salpetersäure gekocht, und anschließend erneut unter dem Binokular aussortiert. Vor dem Aufschluß erfolgte eine Reinigung mit H₂O und Aceton, um anhaftenden Staub völlig zu entfernen. Bedingt durch diese Probenvorbereitung waren beide zur Analyse verwendeten Separate frei von Fremdeinschlüssen und Verwachsungen. Nach Dünnschliffbeobachtungen enthält Granat bis zu 5 Vol-% Quarz, der jedoch wegen seines extrem niedrigen Spurenelementgehaltes (ROSSMANN et al., 1987) die Rb-Sr-Analyse nicht beeinträchtigt.

Resultate

Die Rb-Sr-Systematik des analysierten Glimmerschiefers (WR in Abb. 1) wird von Hellglimmer (Mu) dominiert; die in Abb. 1 mit "Fsp" bezeichnete Fraktion stellt eine nicht magnetische Dichtefraktion dar. Staurolith (Stau) und Granat (Gr) zeigen eine deutliche Rb-Sr-Fraktionierung, beide Phasen sind prinzipiell zur Altersbestimmung mit der Rb-Sr-Methode geeignet.

Folgende Rb- bzw. Sr-Konzentrationen wurden gemessen: Stau 4,55 bzw. 17,08 ppm; Gr 0,300 bzw. 0,669 ppm; Chloritoid 2,67 bzw. 3,57 ppm; "Fsp" 2,93 bzw. 11,78 ppm; Mu um 265 ppm Rb und um 380 ppm Sr; WR um 110 bzw. 157 ppm (Mittelwerte aus Mehrfachbestimmungen). Die niedrigen Gehalte an Rb und Sr in Granat und Chloritoid sprechen gegen einen Einbau dieser Elemente im Kristallgitter, vermutlich sind diese großen Ionen nur an Fehlstellen gebunden.

Isochronenberechnungen (YORK, 1969; Fehlerangaben 2 sigma) erbrachten folgende Ergebnisse (Abb. 1): Granat hat ein Modellalter von ca. 400 Ma. Dies ist ein Hinweis auf präalpidisches Wachstum, da das Rb-Sr-Alter vermutlich durch submikroskopische Einschlüsse im Granat bestimmt wird. Eine Regressionslinie unter Ausschließung des Gr-Datenpunktes ergibt ein Alter von 164 Ma. Dies wird als Zeitpunkt der Staurolithbildung interpretiert, da die Steigung der Geraden durch den Staurolith definiert wird.

Die Glimmer des Rahmengesteines geben Rb-Sr-Modellalter von 66 ± 10 Ma für den Muskovit und $80,0 \pm 1,8$ Ma für den Biotit (Abb. 2). Beide Daten stimmen mit jenen Altern aus der Sau- und Koralpe überein, die von MORAUF (1980, 1981, 1982) publiziert wurden.

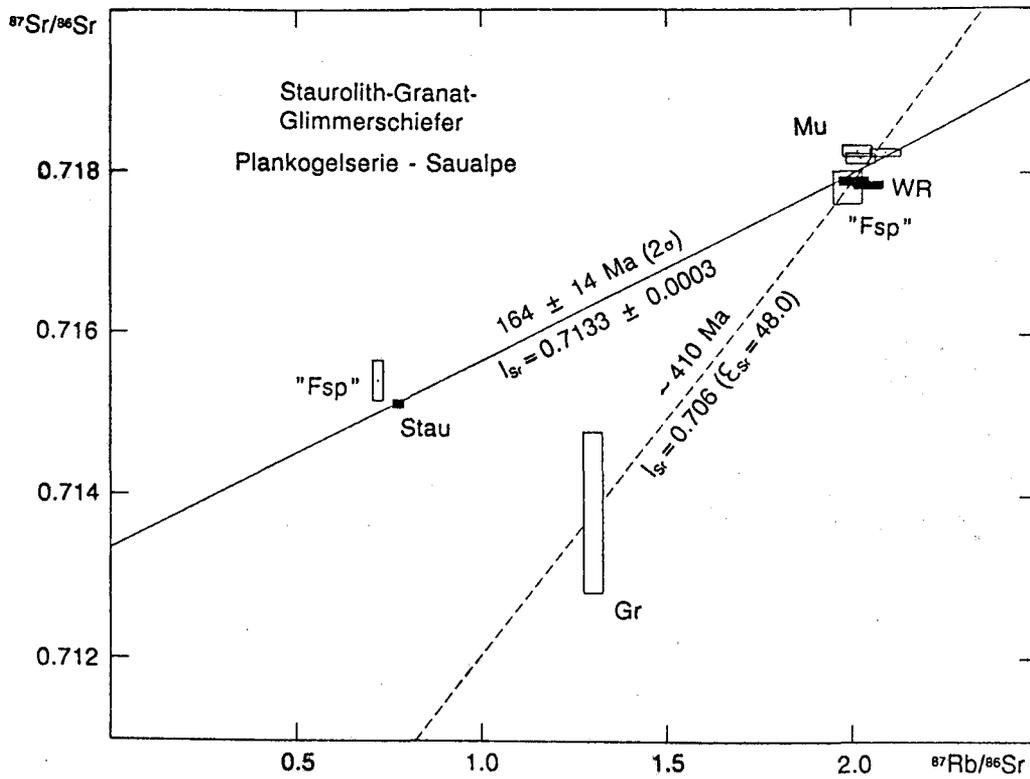


Abb. 1

Interpretation

Der Vergleich mit den Glimmeraltern zeigt, daß weder Staurolith noch Granat in der Kreide verjüngt wurden. Das Alter des Staurolithes bestätigt die Alterssignifikanz der ^{40}Ar - ^{39}Ar -Plateaualter an Hornblenden aus der Saualpe (RITTMANN, 1984). Während das Alter um 160 Ma einen Hinweis auf den vorkretazischen Beginn der syntektonischen Metamorphose im Ostalpin (Datenzusammenstellung in RATSCHBACHER et al., 1989) gibt, zeigt das Granatmodellalter, daß das Kristallin in der Saualpe bereits voralpidisch in Amphibolitfazies vorlag. Das Nd-Modellalter von 1,62 Ga (be-

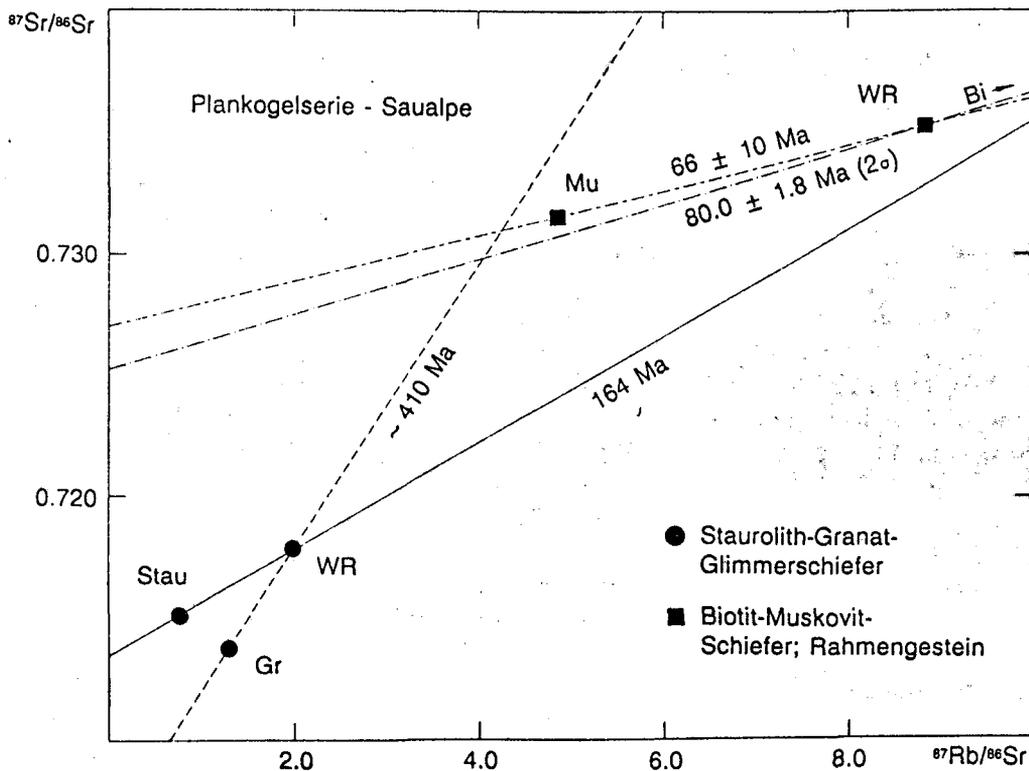


Abb. 2

rechnet nach dem depleted-mantle model, DE PAOLO, 1981) für den Staurolith-Granat-Glimmerschiefer weist auf die Aufarbeitung präkambrischen Kristallins in diesem Krustenabschnitt des Ostalpins hin.

Die Rb-Sr-Altersbestimmungen wurden am ZLG der Univ. Münster (Leitung Prof. B. GRAUERT) durchgeführt, die Nd-Isotopenmessungen erfolgten am Institut für Geologie der Univ. Bochum (Dr. BUHL).

Raum für Notizen

3.3. Die Plankogelserie – ein voralpidische ophiolithische Sutur

Von W. FRISCH, R. SCHMEROLD & F. NEUBAUER

Mit 4 Abbildungen

Einleitung

Die Plankogel-Serie bildet innerhalb des ostalpinen Kristallins einen eigenständigen Körper mit einer charakteristischen lithologischen Vergesellschaftung, die auch Ophiolithmaterial enthält. Linsenförmige Körper kompetenter Gesteine schwimmen in einer Matrix aus Metapeliten und verleihen der Serie die interne Struktur einer tektonischen Mélangezone.

Die Plankogel-Serie läßt sich in zwei Teileinheiten untergliedern, wie dies an der Typlokalität des Plankogels demonstriert werden kann (Schmerold 1988; Abb. 1):

Die Serpentinit-Serie besteht aus einer Matrix aus grobknotigen Glimmerschiefern mit cm-großen Granaten, Staurolith und Disthen. Nur untergeordnet kommen feinerkörnige Biotit- und Plagioklas-reiche Glimmerschiefer vor. Die Matrix enthält als charakteristische Elemente:

Serpentinite,
Amphibolite mit tholeiitbasaltischem Chemismus,
meist reine Marmore.

Die Manganquarzit-Serie ist durch eine Matrix von Biotit- und Plagioklas-reichen Glimmerschiefern gekennzeichnet. In ihr schwimmen:

Amphibolite mit alkalibasaltischem Chemismus,
meist unreine Glimmermarmore,
Quarzite (häufig Manganquarzite).

Die Serien treten in größeren Vorkommen zusammenhängend oder ineinander intensiv verschuppt auf. Die Serpentinit-Serie ist die in der regionalen Verbreitung dominierende Einheit. Der geochemische Charakter der Amphibolite zeigt, daß die beiden Serien aus unterschiedlichen geotektonischen Milieus stammen. Die tholeiitischen Basalte der Serpentinit-Serie stellen in Verbindung mit den Ultramafititen Reste ozeanischer Kruste (Ophiolithfragmente) dar. Die alkalischen Basalte der Manganquarzit-Serie werden als Seamount innerhalb einer ozeanischen Platte interpretiert (Schmerold 1988, Neubauer et al. 1989).

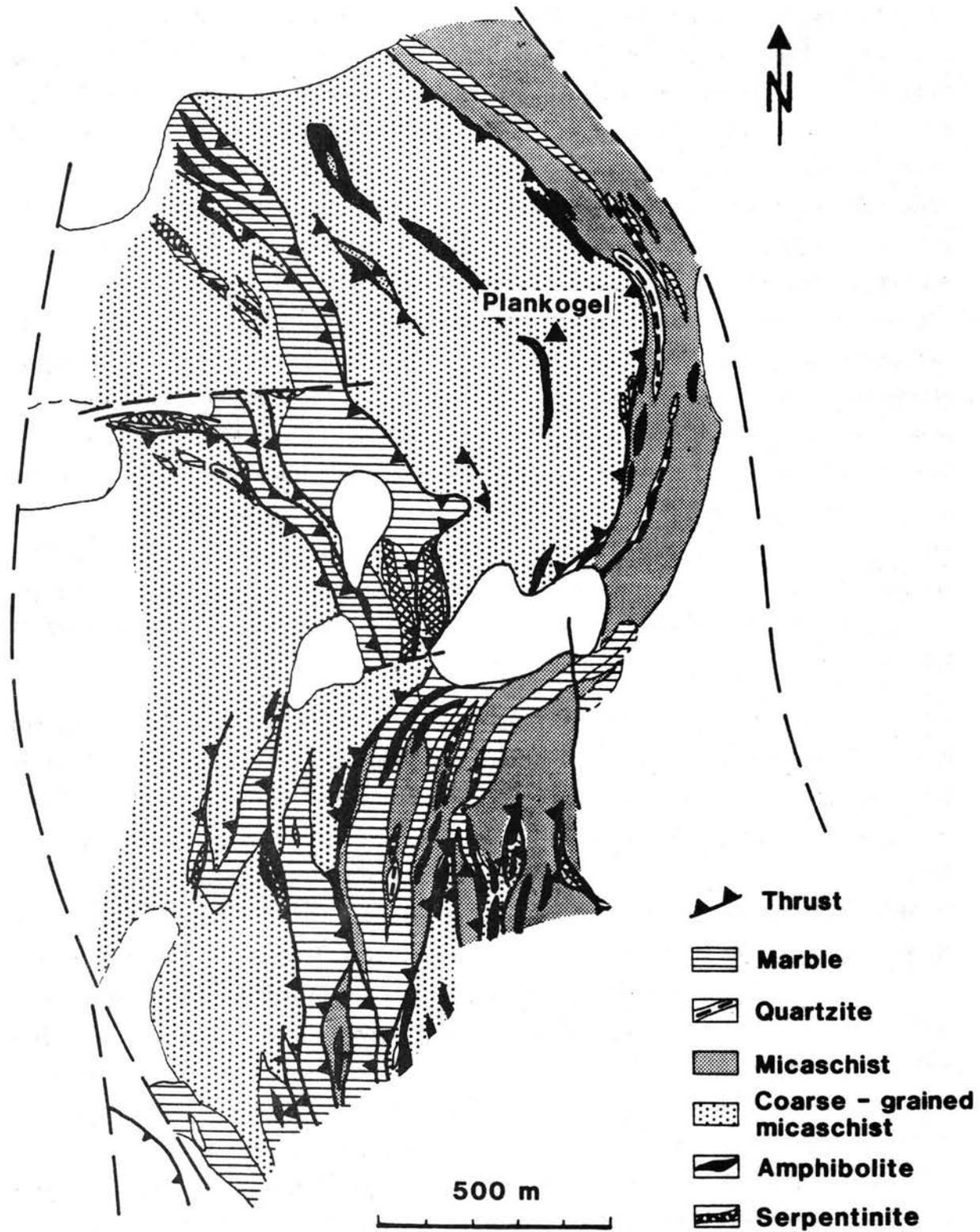


Abb. 1: Geologische Kartenskizze der Plankogel-Serie am Plankogel. Die grobkörnigen Glimmerschiefer bilden die Matrix der Serpentin-Serie, die normalen Glimmerschiefer die der Manganquarzit-Serie. Nach Schmerold (1988).

Serpentin-Serie

Die Serpentine sind entsprechend ihres normativen Mineralbestandes aus Harzburgiten, Lherzoliten, Olivin-Orthopyroxeniten und Olivin-Websteriten hervorgegangen. Obwohl zweifellos chemische Veränderungen der Gesteine durch die polymetamorphe

Beanspruchung (vor allem eine frühe Hochdruckmetamorphose) stattgefunden haben, kann der Schluß gezogen werden, daß Orthopyroxen die ursprünglich bei weitem dominierende Pyroxenphase darstellt. Das $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ -Verhältnis (Gewichtsprozent) der Serpentinite beträgt 0,81 bis 0,84. Die Ultramafitite zeigen eine klare sekundäre Anreicherung von SiO_2 bis zu 50 Gew.-%. SiO_2 korreliert negativ mit MgO. Es wird daraus auf eine Verarmung des Gesteins an MgO während der metamorphen Vorgänge geschlossen. Dies kann aus den steilen chemischen Gradienten der kleinen Serpentinittkörper zu den Nebengesteinen erklärt werden. Es wird daher angenommen, daß das ursprüngliche $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}^*)$ -Verhältnis höher war als aus der chemischen Analyse hervorgeht. Damit würde es in den Bereich metamorpher Peridotite kommen, wie sie für den obersten Mantel der ozeanischen Lithosphäre charakteristisch sind (Coleman 1977). Die erhöhten SiO_2 -Gehalte bedingen eine Verschiebung zu Olivin-ärmeren und Pyroxen-reicheren normativen Zusammensetzungen. Es gibt auch Hinweise, daß CaO aus dem Nebengestein mobilisiert wurde und die normativen Gehalte an Klinopyroxen erhöhte. Die ursprünglichen Zusammensetzungen der Ultramafitite waren daher vermutlich überwiegend die von Harzburgiten. Harzburgite sind das Leitgestein für den obersten Mantel unter mittelozeanischen Rücken.

Die Amphibolite bilden wie die Serpentinite isolierte Körper und sind nur selten mit den Serpentiniten assoziiert. Die Spurenelementchemie zeigt, daß sie von subalkalischen Basalten abstammen. Sie folgen einem tholeiitischen Trend, der durch Eisen-Anreicherung während der Differentiation gekennzeichnet ist. Im Ti-Zr-Diagramm (Abb. 2) fallen sie in das Feld der Mittelozeanischen Rücken-Basalte (MORB). Im MORB-normierten Diagramm (Abb. 3) ergeben sich deutliche Abweichungen von der Normierungslinie. Die Anreicherungen an Ba und zum Teil an K und Rb werden metamorphen Veränderungen zugeschrieben. Die kleinen Amphibolitkörper sind meist in Glimmerschiefer eingebettet, die hohe Konzentrationen dieser Elemente enthalten. Aus dem gegenläufigen Verhalten von Zr, Ti und Y einerseits und Cr andererseits im MORB-normierten Diagramm wird geschlossen, daß die Basalte mit zunehmender Differentiation einem Trend von ziemlich basischen, pikritischen zu normalen Ozeanbodenbasalten durchlaufen haben. Mantelheterogenitäten können zu den zu Beginn der Differentiation niedrigen Gehalten an inkompatiblen Elementen mit hohem Ionenpotential geführt haben und auch für einen Teil der Anreicherung an LIL-Elementen verantwortlich sein. Es wäre daher denkbar, daß in der aufgeschmolzenen Mantelregion eine alte Subduktionskomponente enthalten war. Die Cr- und Y-Gehalte stehen mit einer 15-20-prozentigen Aufschmelzungsrate der Mantelquelle (Pearce 1982) in Einklang.

Die magmatischen Gesteine der Serpentinitt-Serie werden als Teile eines Ozeanbodens gedeutet. Das Fehlen von Gabbros und anderen tiefkrustalen Gesteinen wird damit

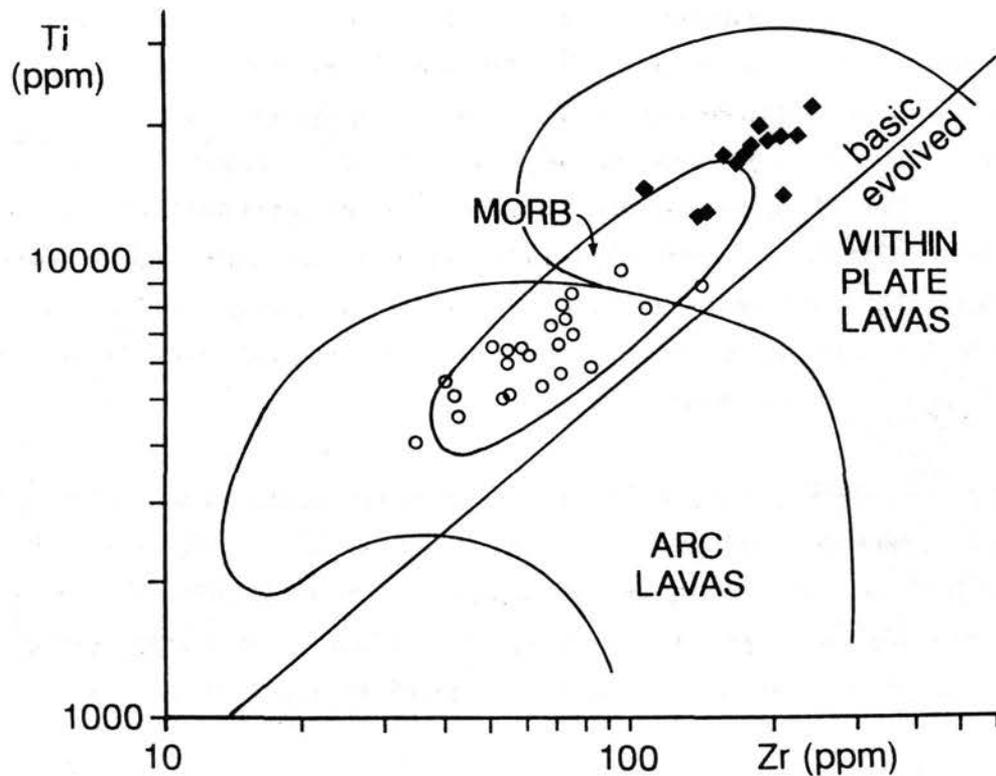


Abb. 2.: Ti-Zr-Diagramm nach Pearce et al. (1981). Eingetragen sind die Metabasalte der Serpentin-Serie (Kreise) und der Manganquarzit-Serie (volle Rauten). Nach Schmerold (1988) und Neubauer et al. (1989).

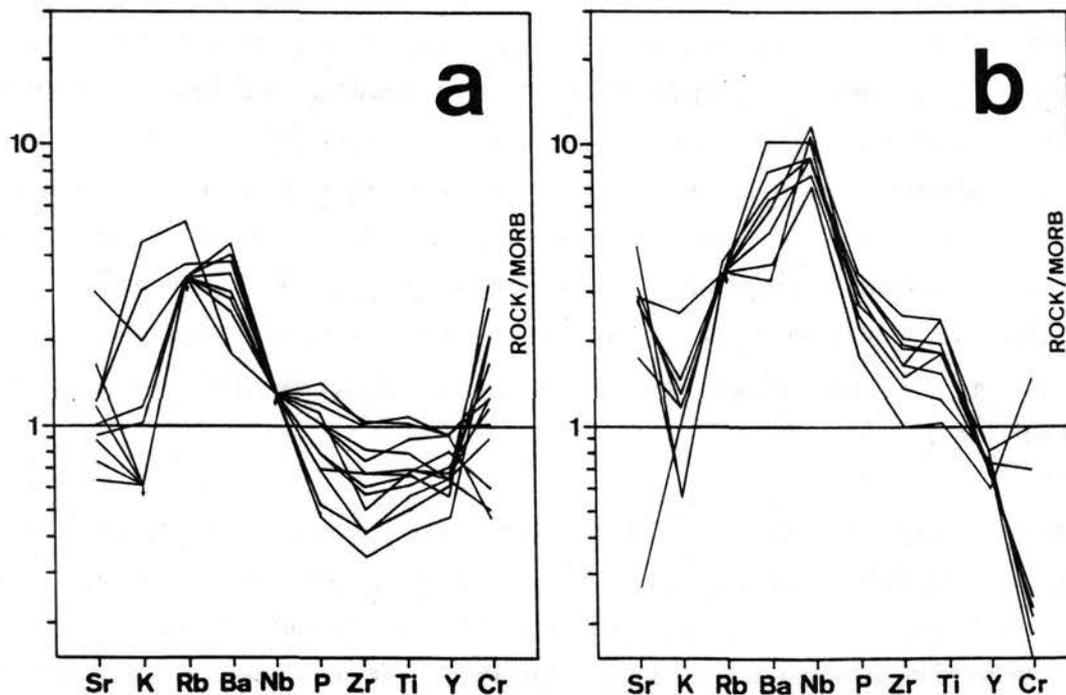


Abb. 3: MORB-normierte Elementverteilungen nach Pearce et al. (1981) für die Metabasalte (a) der Serpentin-Serie und (b) der Manganquarzit-Serie. Nach Schmerold (1988) und Neubauer et al. (1989).

erklärt, daß die Harzburgite in unmittelbarer Nähe zum mittelozeanischen Rücken durch tief konvektierendes Meerwasser weitgehend serpentiniert wurden und entlang von Bruchzonen als Diapire bis an die Oberfläche aufdrangen.

Die grobknotigen Glimmerschiefer mit den auffallenden Granatporphyroblasten sind chemisch durch hohe Gehalte an Al, Fe, Nb und Ti gekennzeichnet. Als Herkunftsort der Pelite wird ein alkalibasaltisches Gebiet wie zum Beispiel ozeanische Inseln unter tropischer, lateritischer Verwitterung angenommen. Reste dieser Basalte sind wahrscheinlich in der Manganquarzit-Serie erhalten. Die Alkalibasalte lieferten die hohen Ti- und Nb-Gehalte, Al und Fe wurden während der lateritischen Verwitterung angereichert. Auch Nb wird bei Lateritverwitterung bevorzugt angereichert. Für das auffallende Granatwachstum und das Auftreten von Staurolith und Disthen sind die hohen Al- und Fe-Gehalte verantwortlich.

Die Marmore der Serpentin-Serie sind meist reine Kalkmarmore. Zum Teil zeigt feinkörnige opake Substanz eine feine Bänderung an. Eine sulfidische Erzphase ist ständiger Begleiter dieser Marmore. Die Marmore können als pelagische Kalke gedeutet werden, die nahe des mittelozeanischen Rückens eine leichte Verunreinigung durch hydrothermal gelöste und im Meerwasser ausgefällte Sulfide erfahren haben.

Manganquarzit-Serie

Die Amphibolite der Manganquarzit-Serie sind makro- und mikroskopisch von den Amphiboliten der Serpentin-Serie nicht zu unterscheiden. Sie besitzen aber einen von diesen deutlich abgegrenzten Chemismus mit alkalischem Intraplattencharakter. Im Ti-Zr-Diagramm (Abb. 2) kommt dies durch die höheren Gehalte an diesen Elementen zum Ausdruck, im MORB-normierten Diagramm durch die starke Anreicherung an inkompatiblen Elementen. Die niedrigen Gehalte an K bestätigen den ozeanischen Charakter der Basalte. Das hohe Nb/Y-Verhältnis spricht gegen eine Interpretation als MORB des E-Typs (an inkompatiblen Elementen angereicherter MORB) (Meschede 1986).

Die Anreicherung an Mn in den Manganquarziten ist als exhalativ-sedimentäre Bildung zu verstehen (Kleinschmidt 1975). Der Mangan Gehalt ist in kleinen, Spessartin-reichen Granaten, die in Lagen bis zu 40 Vol.-% konzentriert sind, enthalten. Es treten auch Mangangranat-reiche Lagen innerhalb der umhüllenden Glimmerschiefer auf. Diese Lagen können auf die gleiche Weise entstanden sein wie in den Quarziten. Es ist aber auch denkbar, daß Porenwässer Mangan innerhalb des Sediments unter reduzierenden Bedingungen gelöst und am Kontakt zu oxidierenden Bedingungen nahe oder an der Sedimentoberfläche abgeschieden haben. Entgegen bisheriger Deutung sind die Manganquarzite nicht an die ophiolithische Serie, sondern an die Seamount-Vergesellschaftung gebunden.

Die Manganquarzite sind meist mit unreinen Kalkmarmoren verbunden, die durch Übergänge mit Kalkglimmerschiefern verbunden sind. Die Marmore zeigen mit ihren Gehalten an Quarz, Glimmer und Plagioklas eine detritische Komponente an.

Metamorphe Entwicklung der Plankogel-Serie

Die Amphibolite der Plankogel-Serie zeigen reliktsche Anzeichen eines frühen Eklogitstadiums (Abb. 4), das vermutlich mit der Eklogitbildung in der darunterliegenden Koriden-Einheit übereinstimmt. Es wurden Drucke von 9-12 Kb oder darüber erreicht. Das Eklogitstadium wird bei leicht steigender Temperatur und fallendem Druck von einer ersten amphibolitfaziellen Metamorphose überprägt, bei der Tempe-

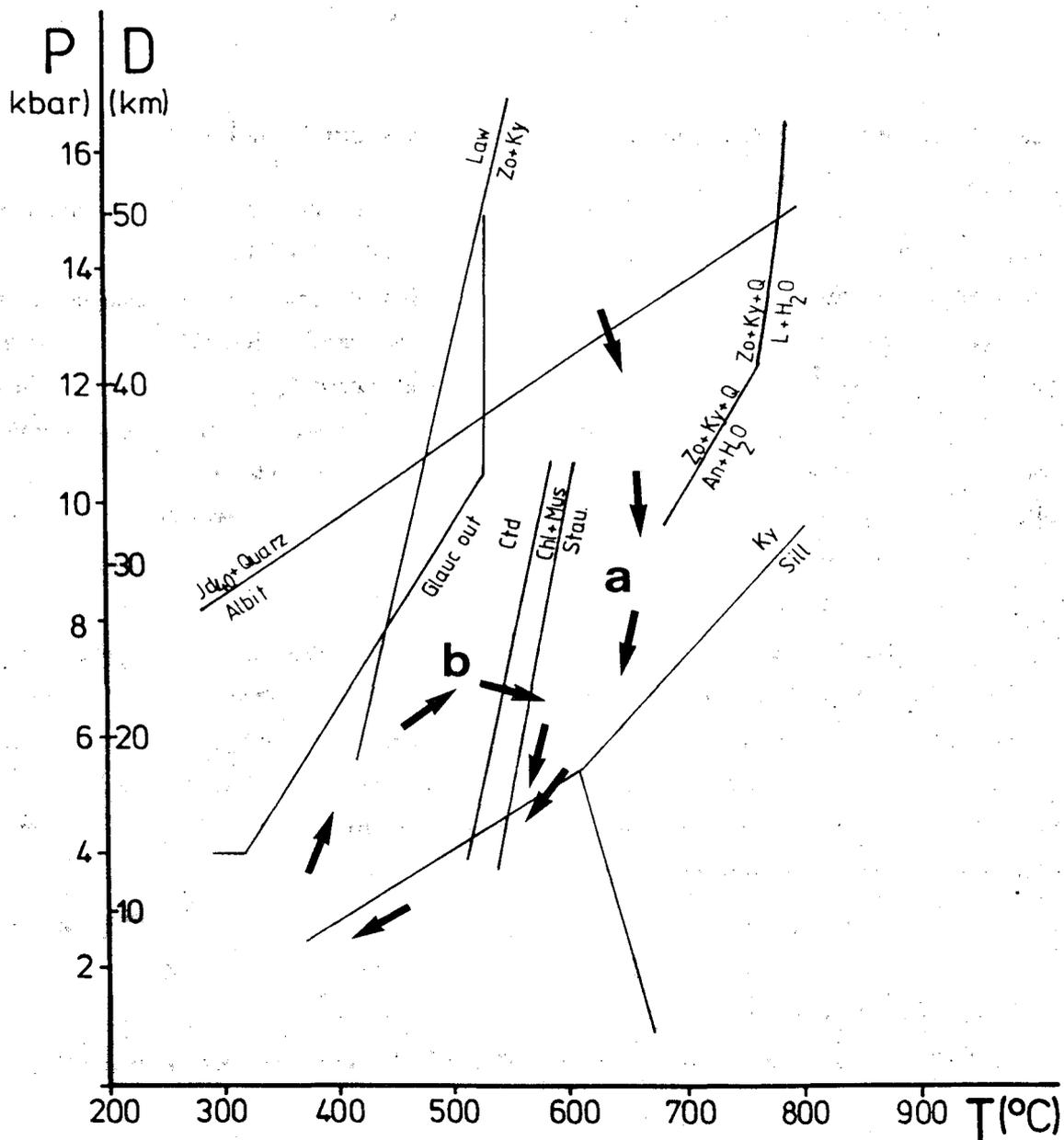


Abb. 4: Metamorphose-Entwicklungspfad der Gesteine der Plankogel-Serie. a: voralpischer Pfad; b: alpidischer Pfad. Nach Scherold (1988).

raturen von deutlich über 600°C erreicht wurden. Reliktische Granat-Plagioklas-Gleichgewichte ergeben Drucke von 7-9 Kb. In einer späten Phase dieser Metamorphose wurde in Analogie zur Koriden-Einheit das Andalusitfeld erreicht. Hochdruck- und erste amphibolitfazielle Metamorphose sind voralpidisch und werden als ein kontinuierlicher Versenkungs- und Hebungsakt angesehen.

Die alpidische Metamorphose verursachte deutliche retrograde Überprägungen und erreichte zum zweiten Mal amphibolitfazielle Bedingungen bei Temperaturen um ca. 570°C und Drucken von ca. 6-7 Kb (Abb. 4). Die alpidische Metamorphose ist mit der Ausbildung eines markanten NW-SE-gerichteten Streckungslinears verbunden. Mikrogefüge und Quarz- c -Achsen-Regelungen zeigen nicht-koaxiale Verformung mit SE-gerichteter Scherbewegung an. Dieser Verformungsakt wird mit kretazischer Krustenausdünnung und ostgerichteter Abschiebung korreliert.

Entwicklung der Plankogel-Serie als voralpidische ophiolithische Sutur

In voralpidischer Zeit bildete sich die Plankogel-Serie aus einem ozeanischen Bereich. Sie enthält Fragmente des Ozeanbodens sowie alkalischer Seamounts und assoziierte Sedimentgesteine. Die Gesteine der Plankogel-Serie wurden zusammen mit einer klastischen Serie (Tiefseerinnenfüllung mit Flyschen?), die Schürflinge ozeanischer Kruste enthielt und heute als Koriden-Einheit vorliegt, in eine Subduktionszone verbracht und hochdruckmetamorph. Die Plankogel-Serie, die somit eine ophiolithische Sutur markiert, wurde dabei zu einer tektonischen Mélange umgeformt. Sie stellt ein "disrupted tectonostratigraphic terrane" im Sinne von Howell et al. (1985) dar (Frisch & Neubauer 1989).

Die die Plankogel-Serie überlagernden Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefer zeigen keine Anzeichen früher Hochdruckmetamorphose und wurden demnach erst später in die Nachbarschaft der Plankogel-Serie verbracht. Sie leiten sich aufgrund ihrer Mineralzusammensetzung und ihres Spurenelementmusters von magmatischen Gesteinen ab, möglicherweise von Vulkaniten eines aktiven Kontinentrandes. Eingeschaltete Amphibolite sind aus alkalischen Intraplattenbasalten hervorgegangen.

Literatur

Coleman, R.G. (1977): Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? Springer, Berlin, 229 pp.

Frisch, W. & Neubauer, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. In: R.D. Dallmeyer (Ed.), Terranes in the Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. 230, 91-100.

Howell, D.G., Jones, D.L. & Schermer, E.R. (1985): Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. In Howell, D.G. (Ed.), Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series Number 1, 3-30, Houston.

Kleinschmidt, G. (1975): Die "Plankogelserie" in der südlichen Koralpe unter Berücksichtigung von Mangan-Quarziten. Verh. Geol. Bundesanst. 1974, 351-362.

Meschede, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chem. Geol. 56, 207-218.

Neubauer, F., Frisch, W., Schmerold, R. & Schlöser, H. (1989): Metamorphosed and dismembered ophiolite suites in the basement units of the Eastern Alps. Tectonophysics 165.

Pearce, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites. J. Wiley & Sons, Chichester, p. 525-548.

Pearce, J.A., Alabaster, T., Shelton, A.W. & Searle, M.P. (1981): The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex. Evidence and implications. Phil. Trans. R. Soc. London A300, 299-317.

Schmerold, R. (1988): Die Plankogel-Serie im ostalpinen Kristallin von Kor- und Saualpe (Kärnten, Steiermark) als ophiolithische Suture. Diss. Univ. Tübingen, 161 pp.

Raum für Notizen

4. Geologie der Gurktaler Decke

4.1. Phyllitgruppe und Magdalensbergserie auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von J. PISTOTNIK

Mit 1 Abbildung

Phyllitgruppe

Das basale Hochkristallin (Sausalpe, Friesacher Halb- und Wimitz-Fenster) wird von einem Komplex schwach (grünschieferfaziell, epizonal) metamorpher Gesteine überlagert, deren Kontakt zur Unterlage heute allgemein als tektonisch angesehen und der unter der Bezeichnung Gurktaler Decke zusammengefaßt wird.

Der Gesteinsbestand dieser Gesteinsgruppe umfaßt im Randbereich der Sausalpe (G. KLEIN-SCHMIDT et al., 1975) im liegenden Anteil eine bis 400 m mächtige Phyllit-Metavulkanit-Serie, die aus Amphiboliten und Hornblende-Chlorit-Schiefen in Wechsellagerung mit Graphitquarzit, graphitischen Phylliten, magnetitreichen Phylliten besteht und hangend durch helle Metavulkanite abgeschlossen wird.

Über diesem, dem Ordovizium zugezählten Paket folgt eine über 100 m mächtige Phyllit-Marmor-Serie, die aus z.T. graphitischen Biotit- und Chlorit-Phylliten, Graphitquarziten und Lyditen, karbonatischen Phylliten bis Phyllitflatschenmarmoren und hangend crinoidenführenden Marmoren zusammengesetzt ist. Aus diesen Fossilresten wird auch die Zuordnung dieser Abfolge zum Silur abgeleitet.

Die darüber folgende, maximal ca. 100 m mächtige Karbonatfolge mit helleren Kalkmarmoren im tieferen und dunklen Marmoren im höheren Anteil mit Keratophyr-Einschaltungen im liegendsten Abschnitt wird dem Devon zugeordnet, wofür neben dem Serienvergleich auch ein Spiriferidenfund im hellen Marmor (J. NEUGEBAUER, 1970) spricht.

Im regionalen Vergleich wird die Phyllitgruppe trotz vielfacher Unterschiede im Detail des Serienbestandes als Äquivalent der lithologischen Entwicklung im Bereich der Murauer Teildecke des Gurktaler Deckensystems angesehen.

Magdalensbergserie

Der anchimetamorphe Überbau des phyllitischen Stockwerks in der Umrahmung der Sausalpe beginnt stratigraphisch vermutlich im höchsten Unterordoviz mit einer bis 100 m mächtigen Folge von Tonschiefern, die von einer m-mächtigen Kalklage hangend gefolgt wird. Letztere lieferte eine Conodontenfauna mit einer Reichweite vom obersten Unterordoviz bis zum tiefsten Silur.

Darüber folgt eine vulkanogene Sequenz vorwiegend basischer Pyroklastika und Laven, in deren hangendstem Abschnitt fossilführende Tuffite des Oberordoviz (H. SEELMEIER, 1938; G. RIEHL-HERWIRSCH, 1970) auftreten.

Darüber lagern im Bereich des Christofberges Tonschiefer, z.T. gradierte Sandsteine, Grauwacken, Lydite und gering mächtige Kalke des Ludlow, die von sauren Tuffen überlagert werden.

In der Umgebung von Klein St. Paul folgen über – in basische Tuffe eingeschalteten – tiefsilurischen Eisendolomiten wiederum Tonschiefer mit Lyditeinschaltungen mit Grauwackenbänken und Kalkeinschaltungen (M. BUCHROITHNER, 1979).

Mit dem unteren Devon beginnt eine dominant karbonatische Abfolge, die bis in den Grenzbe- reich Devon/Karbon reicht und dann von Kalkschiefern, Tonschiefern mit Diabasgängen, Lyditen

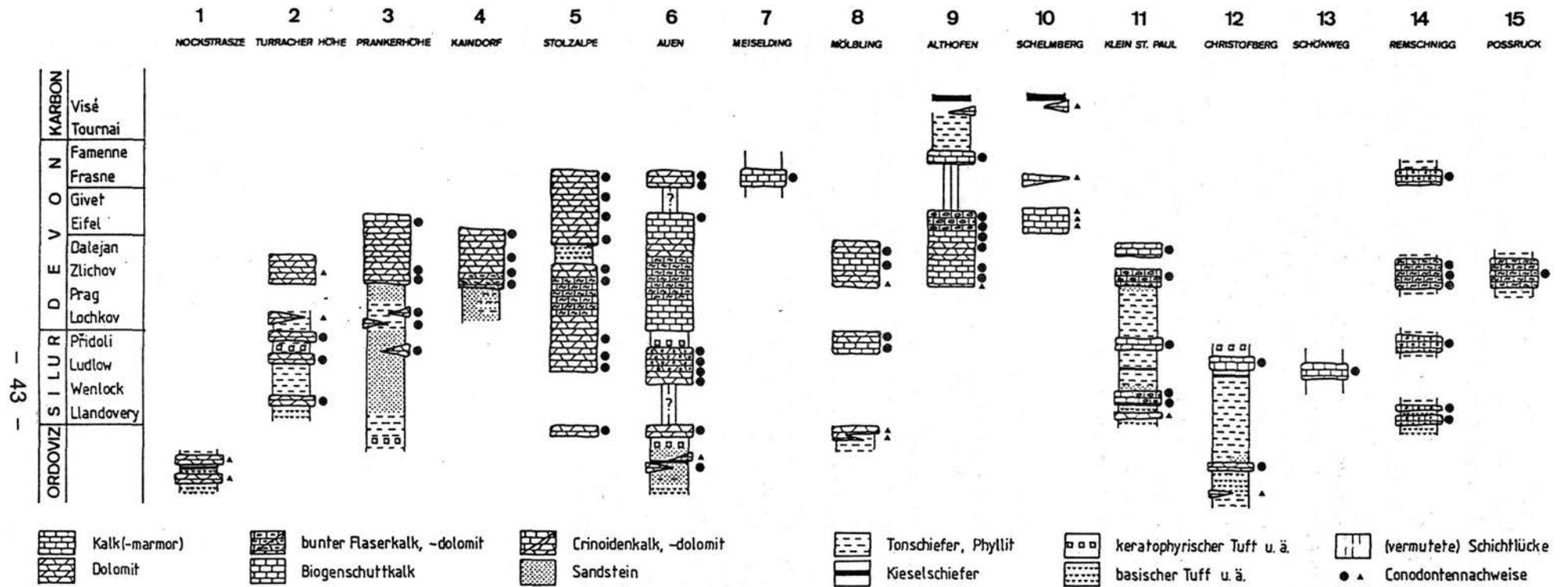


Abb. 1.
Fossilführende Profile des Altpaläozoikums und Unterkarbons der Stolzalpendecke (aus F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984).
 Profil 2 tw. nach HÖLL (1970), SCHÖNLAUB (1979); Profil 7 nach v. GOSEN et al. (1982); Profil 8 tw. nach E. CLAR et al. (1963), BUCHROITHNER (1979), v. GOSEN et al. (1982); Profil 9 nach CLAR et al. (1963), SCHÖNLAUB, 1971; Profil 11 tw. nach STREHL (1963), BUCHROITHNER (1979); Profil 12 nach RIEHL-HERWIRSCH (1970), SCHÖNLAUB (1979); Profil 13 nach KLEINSCHMIDT & WURM (1966); Profil 14 nach BUGGISCH et al., (1975), EBNER (1975), EBNER et al. (1981); Profil 15 nach MIOC & RAMOVŠ (1973). Übrige Profile nach eigenen Arbeiten.

und Grauwacken gefolgt wird. Die Lydite lieferten neuerdings Conodontenfaunen, die eine Einstufung in das Unterkarbon ermöglichten (F. NEUBAUER & U. HERZOG, 1985). Diese im Bereich von Althofen (Steinbruch) vorhandene Abfolge ist dann tektonisch bzw. transgressiv (Krappfeldgosau) begrenzt.

Die Magdalensbergserie (F. KAHLER, 1953), die, mit der Abfolge im höheren Silur beginnend, eine gegenüber den Bereichen im Westen und Norden der Gurktaler Decke relativ deutlich differenzierte fazielle Entwicklung aufweist (F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984) ist mit ihrer pelitisch betonten Entwicklung ein Äquivalent der als Eisenhutschiefer (K. PETERS, 1855) bzw. Metadiabas-Serie (A. THURNER, 1958) bezeichneten Elemente in der tektonischen Position der Stolzalpen-Decke des Gurktaler Deckensystems. Die wenigen stratigraphischen Anhaltspunkte innerhalb des gesamten Bereiches der altpaläozoischen Serien der Gurktaler Decke, zusammen mit der Schwierigkeit der Erfassung primärer fazieller Merkmale in einem metamorphen Gesteinsbestand, erlauben derzeit noch keine einigermaßen gesicherte Aussage über fazielle Zusammenhänge und paläogeographische Anordnungen in einem zweifach orogen überformten Gebiet. Derzeit sind verschiedene, von der klassisch S gegen N orientierten Tektonik abweichende palinspastische Vorstellungen in Diskussion, die eine streng nach dem Schema Süd über Nord bei der Abwicklung nur der alpidischen Strukturen sich ergebende Paläogeographie zumindest fragwürdig erscheinen lassen.

Literatur

- BUCHROITHNER, M.: Biostratigraphische und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten. – Carinthia II, **169/89**, 71–95, Klagenfurt 1979.
- GOSEN, W. v. & THIEDIG, F.: Die Gurktaler Decke (Oberostalpin) und ihr unterlagerndes mittelostalpin Kristallin (Kärnten/Steiermark – Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 11–23, Hamburg 1982.
- GOSEN, W. v., HAIGES, K.-H. & THIEDIG, F.: Fossilführendes Paläozoikum am Ostrand der Gurktaler Alpen (Steiermark/Kärnten) – Österreich). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **53**, 151–168, Hamburg 1982.
- KAHLER, F.: Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Carinthia II, **Sh. 16**, 78 S., Klagenfurt 1953.
- KLEINSCHMIDT, G., NEUGEBAUER, J. & SCHÖNENBERG, R.: Gesteinsinhalt und Stratigraphie der Phyllitgruppe in der Saualpe. – Clausth. Geol. Abh., **Sb. 1**, 11–44, 10 Abb., 1 Taf., Clausthal-Zellersfeld 1975.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U.: Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1985**, 6, Wien 1985.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J.: Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen). – Geol. Rdsch., **73/1**, 149–174, 9 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1984.
- NEUGEBAUER, J.: Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphoseablauf im südwestlichen Saualpen-Kristallin (Ostalpen). – Geotekton. Forsch., **35**, 23–95, Stuttgart 1970.
- PETERS, K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jb. Geol. R.-A., **6**, 508–580, Wien 1855.
- RIEHL-HERWIRSCH, G.: Zur Altersstellung der Magdalensbergserie (Mittelkärnten, Österreich). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **19**, 195–214, 7 Abb., 1 Kte., Wien 1970.
- SEELMEIER, H.: Die stratigraphische Eingliederung der Diabase und Diabastuffe des Christophberges bei Klagenfurt. – Anz. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **75**, **75**, 110–113, Wien 1938.
- THURNER, A.: Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1 : 50.000, zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 S., 24 Abb., Wien (Geol. B.-A.) 1958.

Raum für Notizen

4.2. Die Permotrias des Krappfeldes

Von T. APPOLD

Mit 5 Abbildungen

1. Einleitung

Die Permotrias des Krappfeldgrabens (Abbildung 1) gehört zusammen mit den Vorkommen in den St. Pauler und Griffener Bergen, am Ulrichsberg und am Pfannock zu den Resten des postvariscischen Deckgebirges der Gurktaler Decke. Die interessante Position zwischen den Nördlichen Kalkalpen und den Triasvorkommen der Karawanken und des Drauzuges führte besonders in den letzten Jahren zu einer verstärkten Neubearbeitung dieses Vorkommens. Die "klassische" Triasgliederung des Krappfeldes von BITTNER (1889) blieb dabei Grundlage.

Neben einer kompletten Neuaufnahme des Gebietes (WOLTER et.al. 1982) wurden vor allem die Raibler Schichten (DULLO & LEIN 1980, 1982) und die terrestrisch-limnischen Ablagerungen des Jungpaläozoikums und der basalen Trias (SYLVESTER 1988, 1989a,b) neu bearbeitet. Eine Neuinterpretation der Tektonik in Verbindung mit der Überschiebung der Gurktaler Decke findet sich bei APPOLD & PESCH (1984).

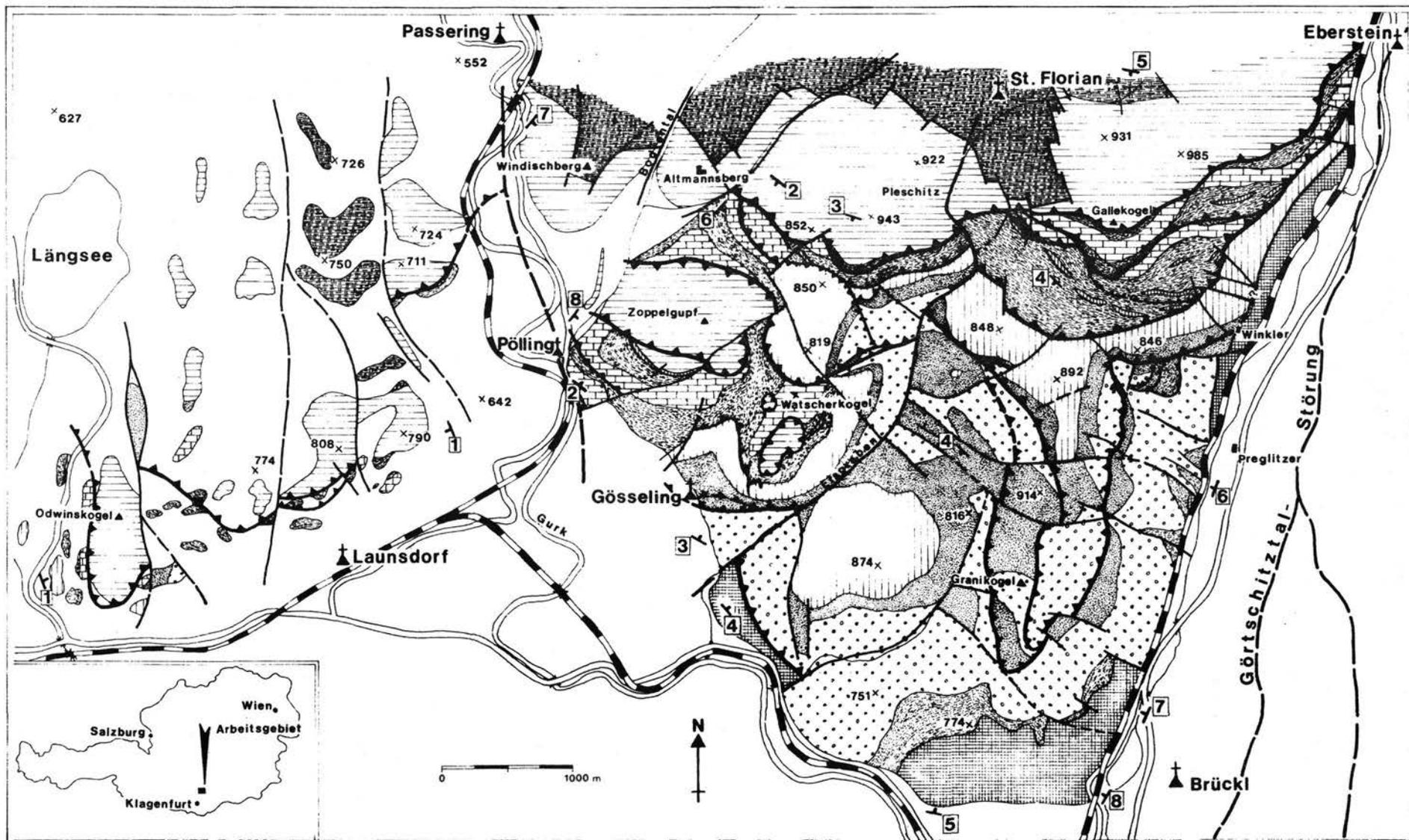
2. Stratigraphie (Abbildung 2)

Die stratigraphische Gliederung der unteren Permotrias des Krappfeldes ist in den letzten Jahren völlig umgestaltet worden. Statt der Dreiteilung in Unterrotliegendtonschiefer – Permoskythsandstein – Werfener Schichten wurde eine Reihe neuer Formationen eingeführt, wobei die Werfener-Formation in ihrem Umfang reduziert wurde. Über dem variscisch gefalteten, schwach metamorphen Altpaläozoikum der Stolzalpen Decke (Magdalensbergserie – KAHLER 1953) setzt das stratigraphische Profil im Grenzbereich Oberkarbon – Unterrotliegend ein (RIEHL-HERWIRSCH 1965).

2.1. Werchzirm-Formation (Unterrotliegend)

Das Unterrotliegend wird im Krappfeld durch die Werchzirm-Formation repräsentiert. Nach SYLVESTER (1989a, vgl. Abbildung 3) wird diese Einheit in die untere und obere Sedimentitgeröll-Abfolge sowie die Tuffit-Abfolge eingeteilt. Reste der untersten Einheit sind im Krappfeld nur an wenigen Stellen zugänglich. Der sedimentäre Kontakt zur Magdalensbergserie ist jedoch an mehreren Stellen belegt (freundliche Mitteilung F. THIEDIG). Als Ursache für den weitgehenden Ausfall der Rotliegendebasis wird vor allem eine tektonische Unterdrückung im Zuge der frühalpiden Deckentektonik angenommen (SYLVESTER 1989a; APPOLD & PESCH 1984).

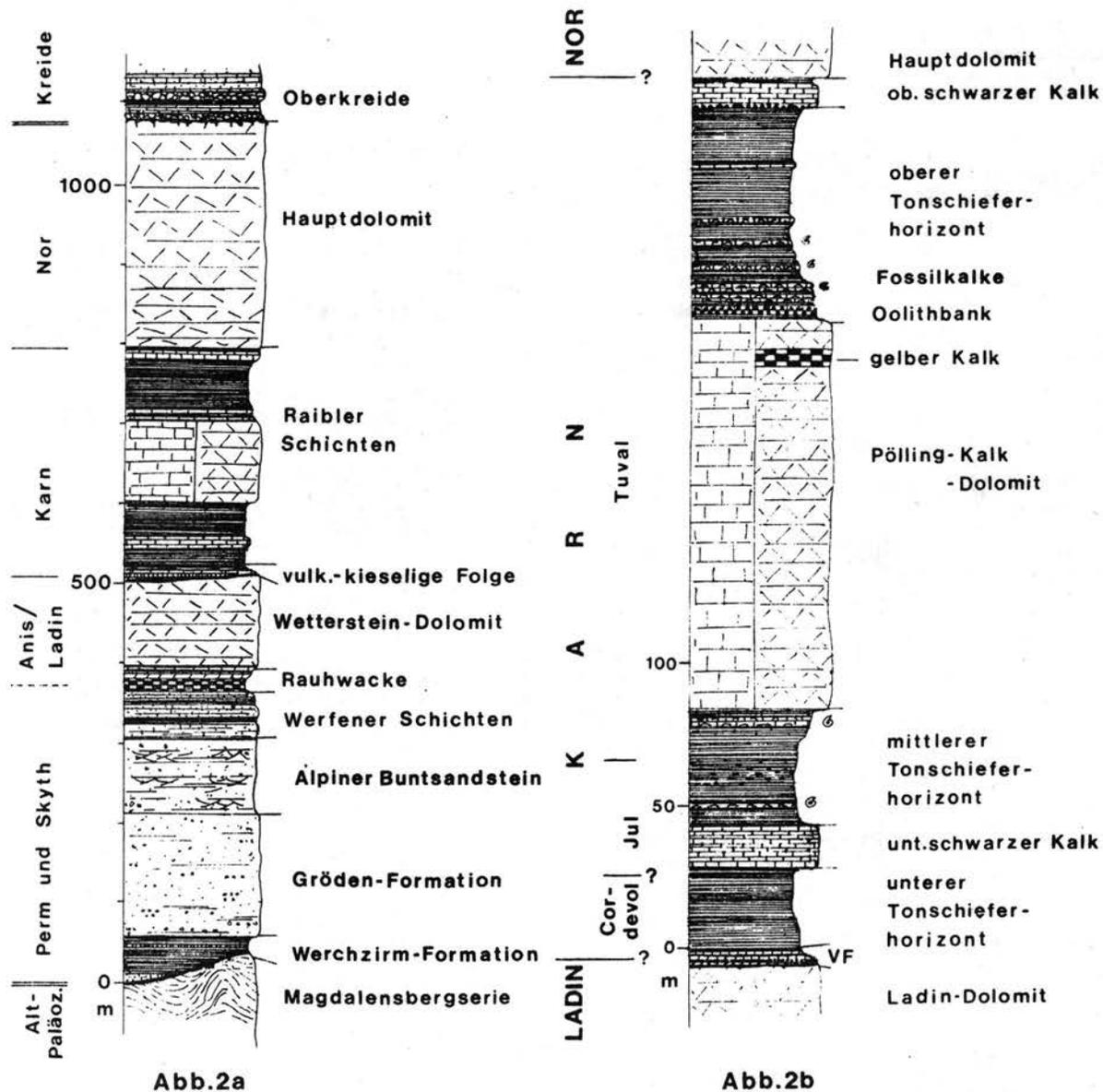
Das Normalprofil beginnt bei SYLVESTER (1989a,b) mit der oberen Sedimentitgeröll-Abfolge. Den Hauptteil dieser ca. 50 m mächtigen Einheit machen rotgefärbte



- | | | |
|------------------|----------------------------|-------------------|
| Quartär | Anis/Ladin-Dolomit | Auf/Überschiebung |
| Oberkreide | Werfener Schichten | Störung |
| Hauptdolomit | Gröden-Fm./Alp.Buntsandst. | Schichtgrenze |
| Raibler Schiefer | Werchzirm-Fm. | Profil |
| Pölling-Niveau | Magdalensbergserie | |

zusammengestellt nach:
 WOLTER et al. 1983
 PESCH unveröff.
 APPOLD 1983
 WEISSENBACH 1978

Abbildung 1



Idealprofil der permotriassischen Sedimente im Krappfeld

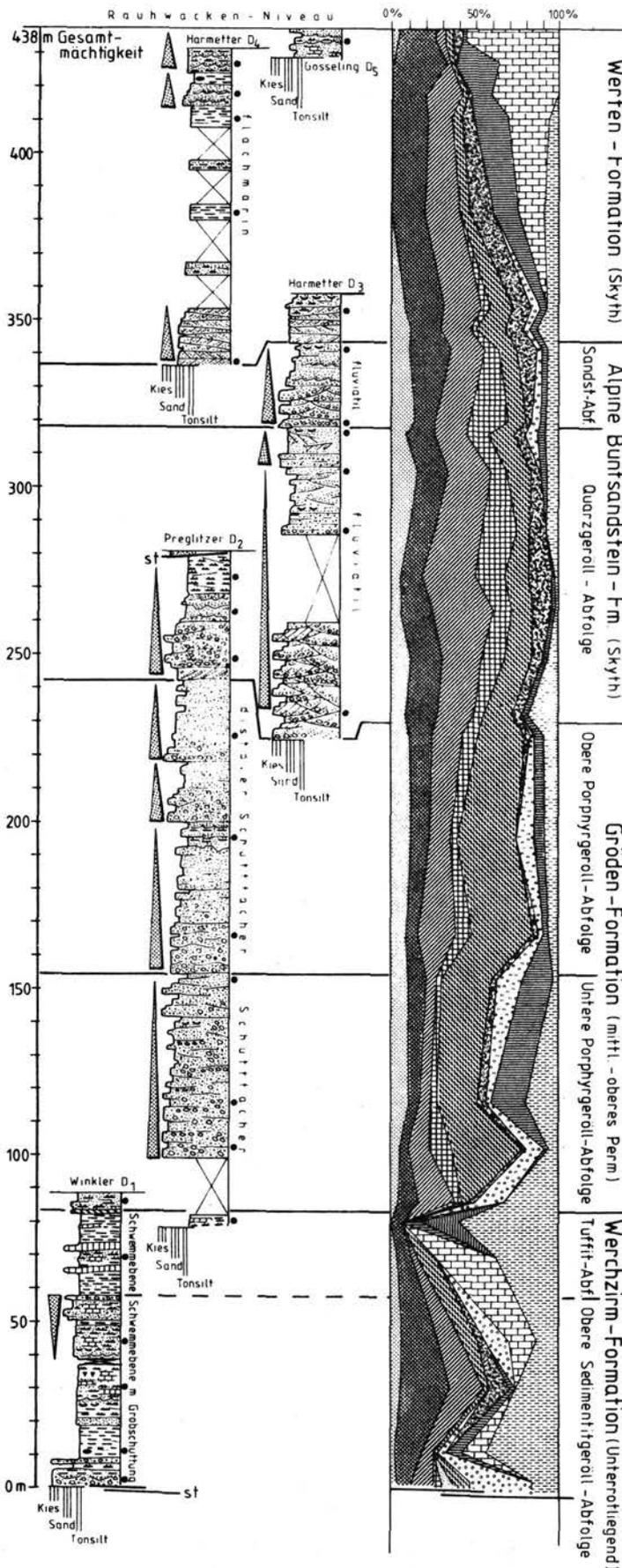
Tonsiltsteine aus, die basal und am Top durch mehrmetermächtige Konlomerat- und Grobsandsteinhorizonte begrenzt werden. Als Klaster treten neben Quarzgeröllen gerundete Lydite, Tonintraklasten, graue Sandsteine und z.T. Porphyre auf. Die ca. 20 m mächtige Tuffit-Abfolge als oberster Abschnitt der Werchzirm-Formation besteht überwiegend aus rotgefärbtem, z.T. karbonatführendem Tonstein. Zwei hellgrüne Tuffitlagen führen Silexite mit rotem Karneol. Während SYLVESTER (1989a,b) die tonigen Abschnitte als Schwemmebenensedimente interpretiert, nimmt er für die grobklastischen Sedimente distale Schuttstromablagerungen bzw. Rinnenfüllungen an.

2.2. Gröden-Formation (Oberrotliegend/Oberperm)

Die zweite Einheit ist die Gröden-Formation. Sie umfaßt nach SYLVESTER (1989a) zwei grobklastische Abfolgen, die Schüttungen von alluvialen Fächern enthalten. Charakteristisch ist der große Anteil an Porphy-Gröllen (Verhältnis Quarzklaster : Porphyklaster 1:2 bis 2:3). Die Mächtigkeit der Folge beträgt ca. 70

Krappfeld

Oberostalpinisches Becken



Klastenvergesellschaftung

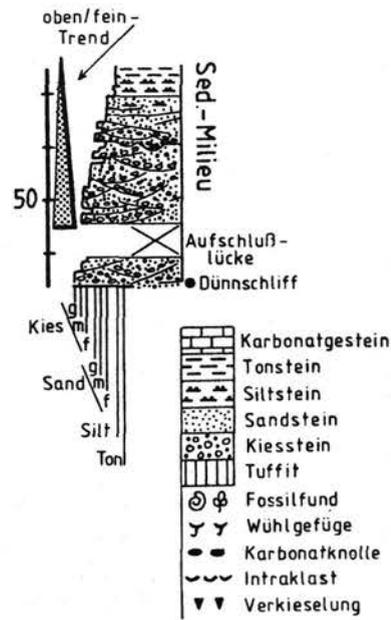
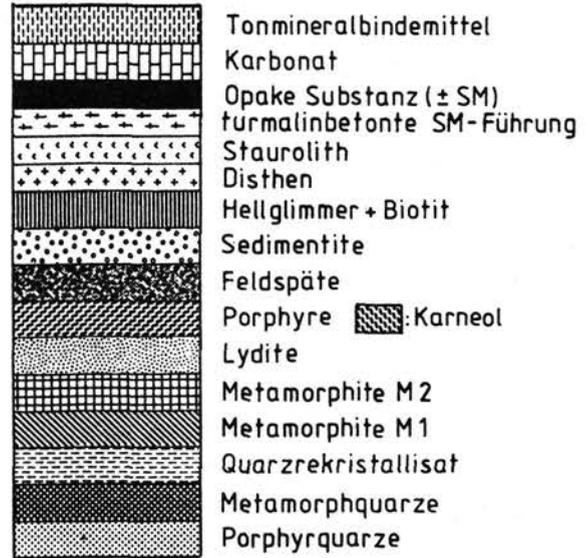


Abb. 3

m. Die untere Porphyngeröll–Abfolge wird überwiegend von sehr groben Sandsteinen aufgebaut. Sie enthält mehrfach Geröllhorizonte mit Korngrößen bis zu 20 cm. Die wenig gerundeten Komponenten setzen sich aus Porphyren (40 %), Metamorphiten (15 – 35 %) und Quarzgeröllen zusammen. Wichtig sind Aufarbeitungsprodukte des direkten Untergrundes (u.a. bis 3% roter Karneol).

Die obere Porphyngeröll–Abfolge besteht aus drei oben/fein Sequenzen, beginnend mit roten Sandsteinen mit Kies– und Geröleinlagerungen. Darüber folgen graurote Sandsteine, die zuletzt in glimmerreiche Ton–Siltsteine übergehen. Bei der Zusammensetzung der Geröllgesellschaften steigt der Anteil der Metamorphite im Vergleich zur unteren Einheit deutlich an. Aufarbeitungsprodukte des direkten Untergrundes treten nicht mehr auf.

2.3. Alpiner Buntsandstein–Formation (Skyth)

Der Beginn der Alpenen Buntsandstein–Formation wird nach SYLVESTER (1989b) durch den Wechsel des Bindemittels der Sedimente von rotgefärbten Tonmineralen zu Quarzzementation markiert, die vermutlich auf unterscheidliche Verwitterungs– und Sedimentationsbedingungen zurückgeht. Die Alpine Buntsandstein–Formation setzt sich aus der knapp 90 m mächtigen Quarzgeröll Abfolge und der ca. 25 m mächtigen Sandstein–Abfolge zusammen.

Die Quarzgeröll–Abfolge hebt sich von den vorhergehenden Einheit durch die deutlich geänderte Zusammensetzung der Klastengesellschaft ab. Das Verhältnis Quarzklasten : Porphyngerölle liegt bei 4:1. Rundungsgrad und texturale Reife sind wesentlich höher. Der untere Abschnitt dieser Folge wird von einer Wechsellagerung von Geröllagen und eingeschalteten Sandsteinen gebildet. Dachziegellagerung und Schrägschichtung sind vor allem in den Geröllhorizonten verbreitet. Als Klasten treten neben Quarzen Porphyre und Lydite auf, während in diesem Teil der Folge Metamorphite nur untergeordnet vorkommen. Über der basalen Wechsellagerung folgen Siltsteinablagerungen. Sie zeigen des öfteren Strömungsrippeln und kleine Erosionsrinnen, vereinzelt Tonsiltstein–Fetzen. Schrägschichtung tritt nur im oberen Teil des Horizontes auf. Den Abschluß der unteren Abfolge bilden gröbere Rinnenfüllungen mit Schrägschichtung und Dachziegellagerung. Insgesamt gesehen ergibt sich eine Entwicklung von einem Bereich hoher Transportenergie (flächenhaft großer Fluß) zu einer sandigen Schwemmebene mit deutlich abnehmender Reliefenergie und z.T. Trockenfallen.

Die Sandstein–Abfolge des oberen Alpenen Buntsandsteins beginnt mit groben, lateral auskeilenden, sich verzahnenden Geröllbänken. Linsig eingelagert sind geröllagenführende Sandsteine und normalgradierte Sand–Tonsteine. Darüber folgt ein kiesführender Sandstein mit ausgeprägter oben/fein Tendenz. Feine Zwischenlagen aus Feinsandstein mit Tonschichten lassen einen ehemaligen Karbonatgehalt vermuten. Mit der Sandstein–Abfolge setzt ein deutlich regressiver Trend in der Entwicklung des Environments ein (Verlagerung des Sedimentationsraumes in einen proximaleren Bereich). Erst im oberen Teil finden sich wieder sandbetonte Schwemmebenen–Sedimente.

2.4. Werfen Formation (Skyth)

Der oberste Abschnitt der alpenen Buntsandstein–Formation umfaßt auch Teile der früheren Werfener Schichten. Die skythische Werfen–Formation sensu SYLVESTER ist auf die oberen, karbonatführenden Anteile beschränkt. Im Gegensatz zu den

unteren Einheiten ist die Werfen-Formation marin. Das Nebeneinander von marinen Fossilien (u.a. *Dinarites* sp.) und terrestrischen Pflanzenfossilien (*Pleuromaia* – vgl. WOLTER et. al. 1982) deutet aber auf einen Ablagerungsbereich nahe des Landes, möglicherweise mit episodischer Wasserbedeckung hin.

Die Werfen-Formation hat nach SYLVESTER (1989a) eine Mächtigkeit von knapp 100 m. An der Basis findet sich zunächst eine Reihe von dm-dicken, rot – grau gefärbten, gut geschichteten Sandsteinbänken (ca. 10 bis 17 m). Neben Schrägschichtung ist eine Normalgradierung zu beobachten. In die Sandsteine sind rot-grün gefärbte, glimmerreiche Tonsiltsteinlagen eingelagert. Darüber folgt eine Wechsellagerung aus 1–2 cm dicken Sandsteinen und geringmächtigen (<1cm) Tonsiltsteinen mit karbonatischem Bindemittel. Die Sandsteine sind rotgrau, z.T. weiß gefärbt und enthalten häufig Tonfetzen. Erhöhter Karbonatgehalt wird durch braun bis ocker gefärbte Partien angedeutet, in den höheren Abschnitten treten auch Karbonatknollen auf. Die Tonsiltsteinlagen sind überwiegend dunkelrot gefärbt und zeichnen sich durch Glimmerreichtum aus. Eingelagerte Sandlinsen führen bisweilen zu einem flaserigen Gefüge. Auffällig sind Wellenrippeln im cm-Bereich.

2.5. Rauhacke (Grenze Skyth/Anis)

Zum Hangenden gehen die Werfener Schichten kontinuierlich in Rauhacken über. Der Rauhacke-Horizont an der Wende Skyth/Anis markiert ein vorübergehend flachmarines, lagunäres Milieu. Die Rauhacken bestehen nach WOLTER et.al. (1982) aus gelben bis bräunlichen, zelligen Karbonaten, wobei Kalzit deutlich gegenüber Dolomit dominiert. Dust rims von Dolomitrhomboedern im Kalzit deuten allerdings einen primär höheren Dolomitanteil an. In die Karbonate eingelagert sind Bruchstücke von schwarzen Dolomiten und Tonschiefern der im Hangenden folgenden Einheiten, sowie basal Tonschiefer aus den Werfener Schichten. Neben dieser mehr brecciösen Ausbildung gibt es massigere, gelbe Kalklagen, die meist feinporös ausgebildet sind. Tonlagen und dunkle Dolomitbänke bilden den fließenden Übergang in die Gutensteiner Schichten. Die Bildung der brecciösen Textur der Rauhacken wird auf die Auslaugung von eingelagerten Evaporiten (Gips, Anhydrit ?) zurückgeführt. Daneben stellen die Rauhacken einen der Hauptbewegungshorizonte in der Permotrias dar, so daß für die charakteristische Ausbildung dieses Horizontes sowohl sedimentäre, als auch tektonische Ursachen angenommen werden können. Wegen der starken Druchbewegung kann die Mächtigkeit nur schwer abgeschätzt werden und schwankt zwischen 0 und 45 m.

2.6. Gutensteiner Schichten (Anis)

Die Gutensteiner Schichten bilden den Übergang zu den Plattformablagerungen des Wettersteindolomites. Sie bestehen aus einer Wechselfolge von Tonschiefern/Mergeln, Kalken und Dolomiten, die charakteristisch schwarz gefärbt und gelb/weiß geadert sind (WOLTER et.al. 1982). Die Mächtigkeit schwankt zwischen 10 und 15 m. Kalke und Feinklastisches Material treten vor allem im unteren Teil auf. Die Kalke zeigen häufig eine Feinlamination, die auf Algenstrukturen zurückgeht. In die dünnen Ton/Mergel-Zwischenlagen sind einzelne Sandlinsen und Oolithe eingeschaltet. In diesen Bereichen tritt bisweilen auch eine Verkieselung auf. Die Dolomite sind zunächst ebenfalls laminiert, werden nach oben hin aber strukturloser und dickbankiger. Der Übergang zum Wettersteindolomit ist fließend.

2.7. Wettersteindolomit (Anis/Ladin)

Mit dem ca. 120 m mächtigen Wettersteindolomit (Anis/Ladin-Dolomit) setzt die Karbonat-Plattformentwicklung ein. Nach WOLTER et.al. (1982) können die Dolomite in zwei Einheiten unterteilt werden. Der untere Teil der Folge wird von ca. 80 m dunkelgrauem bis schwarzem, stark bituminösem Dolomit aufgebaut. Meist sehr grobspätig wirkt der Dolomit "unrein" und sandig. Abgesehen von basal auftretenden Feinlaminationen ist der Dolomit strukturlos, weist aber weiterhin eine Bankung im dm- bis m-Bereich auf. Im oberen Teil dieser Einheit tritt ein ca. 2-3 m mächtiger Horizont auf, der gehäuft Grabspuren enthält. Nach seiner Ähnlichkeit mit dem Wurstl-Kalk des Drauzuges (vgl. BECHSTÄDT 1978) wird er als "Wurstl"-Dolomit bezeichnet. Vermutlich markiert der Wurstl-Dolomit eine länger andauernde Sedimentationsunterbrechung mit periodischem Trockenfallen (hardground-Bildung), in der Endobionten das Sediment durchwühlen konnten. Die oberen 40 m des Wettersteindolomites sind massig und strukturlos ausgebildet. Die Farbe der Dolomite geht von mittel- in hellgrau über, meist sind die Gesteine deutlich feinkörniger als im unteren Teil.

2.8. Vulkanisch-kieselige Folge (Oberladin - Langobard?)

Der Übergangsbereich von der Wettersteinkarbonat-Fazies zur Beckenentwicklung der Raibler Schichten (Karn) weist einen starken vulkanischen Einfluß auf, der durch die starke tektonische Aktivität beim Zusammenbruch der Karbonat-Plattform verursacht wird. Er wird deshalb als Vulkanisch-kieselige Folge ausgliedert (WOLTER et.al. 1982). Die Abfolge beginnt innerhalb des Wettersteindolomites mit dem Auftreten von Hornsteinknollen und Kieselschnüren sowie einzelner Kiesellagen, die eine deutliche Bankung des Gesteines hervorrufen. Nach oben hin schalten sich zunehmend Tufflagen ein, die sowohl in ihrer Mächtigkeit (wenige cm bis 0,5 m), als auch in ihrem Chemismus schwanken. Untersuchungen von FRITSCH (1963) deuten auf eine trachytische bis andesitische Zusammensetzung hin, während KLUSSMANN (1976) einen K-betonten rhyolithischen bis dazitischen Chemismus angibt. Die Tuffe haben ein deutlich porphyrisches Gefüge Kalifeldspat-, Plagioklas- und Quarzeinsprenglingen. Kugelige Aggregate deutet FRITSCH (1963) als ehemalige Glastropfen oder Gasblasen. Das Alter der Hornsteindolomite wird von WASCHER (1969) nach einem Fund von Daonella lom-meli MOIJS. mit Ladin (Langobard) angegeben.

Die Dolomite werden von geringmächtigen (ca. 3 m) Hornsteinplattenkalken überlagert. Diese bestehen aus einer Wechsellagerung von hellgrauen Kalkbänken (10-30 cm) und dünnen ockergelben Mergellagen. Die Kalke besitzen z.T. eine Normalgradierung und führen in den Groblagen Fossilien (u.a. Crinoiden) sowie detritischen Quarz. Kieselsäure liegt in den Kalken in Form von einzelnen kugeligen Aggregaten vor, in den Mergeln ist sie fein verteilt.

Den obersten Abschnitt der Folge bilden verkieselte Tonschiefer und Mergel. Sie gehören bereits in die Beckensedimentation der Raibler Schichten. Die Mergel sind meist feingebändert und haben stark schwankende Karbonatgehalte. Selten auftretende Kalkbänke sind porös, ockergelb gefärbt und erinnern an Rauhwacken. Der Kieselsäuregehalt schwankt stark und reicht von nahezu unverkieselten Mergeln bis zu schwarzen Lyditen. In einzelnen Schlifften wurden Glaströpfen gefunden, die auf eine vulkanische Herkunft der Kieselsäure hinweisen. Stark rekristallisierte, kugelige Aggregate sind wahrscheinlich Radiolarienreste.

2.9. Raibler Schichten (Karn)

Die Raibler Schichten der Krappfeldtrias (Abbildung 2) zeigen den für diesen Horizont typischen Wechsel von Plattformkalken und Beckensedimenten. Die Tonschiefer nehmen dabei einen relativ breiten Raum ein. Es sind – grob gesehen – zwei Horizonte entwickelt, wobei der untere durch einen geringmächtiges Kalkband zweigeteilt ist. Ansatzweise kann also auch in der Krappfeldtrias die Dreiteilung der Raibler Schichten aus den nördlichen Kalkalpen nachvollzogen werden. Die Gesamtmächtigkeit der Raibler Schichten schwankt zwischen 200 und 300 m, wobei sowohl die starke tektonische Durchbewegung (besonders der Tonschiefer), als auch primäre Mächtigkeitsunterschiede eine Rolle spielen.

Der ca. 30 m mächtige untere Tonschieferhorizont besteht überwiegend aus eintönigen, schwarzen Tonschiefern mit typisch griffeligem Zerfall. Dünne Sandbänder im mm-Bereich sind selten. Lediglich basal auftretende gebänderte Mergel (vgl. ähnliche Mergel in der Vulkanisch-kieseligen Folge) bei Eberstein mit ausgeprägten slumping structures deuten noch eine gewisse Bodenunruhe an. In den darüberliegenden Tonschiefern ist lediglich eine Geodenlage bemerkenswert. Die dm-großen Geoden werden durch einen Gehalt an leicht dolomitischem Kalk hervorgerufen und weisen einen geringen Gehalt an manganhaltigem Siderit auf (WOLTER et.al. 1982). septarianartige Spaltenfüllungen enthalten Dolomit, Kalzit und Zinkblende (PESCH – unveröffentlichtes Manuskript).

Der untere schwarze Kalk trennt den unteren vom mittleren Tonschieferhorizont. Mit 10 m relativ geringmächtig, handelt es sich um eine Tiefwasserbildung, so daß der Vergleich mit den N-Alpinen Karbonaten nur sehr bedingt möglich ist. Der schwarze Kalk verwittert typisch mit grau-weißer Rinde, ist dicht, feinkörnig und meist gut im dm-Bereich gebankt. Mikrofossilien sind selten und unbestimmbar. Nach Conodontenbestimmungen ist der Kalk ins Jul zu stellen (freundliche Mitteilung R.LEIN, Wien). Neben einem geringen klastischen Einfluß (Quarz- und Feldspatkörner) tritt im unteren schwarzen Kalk eine leichte Verkiešung auf.

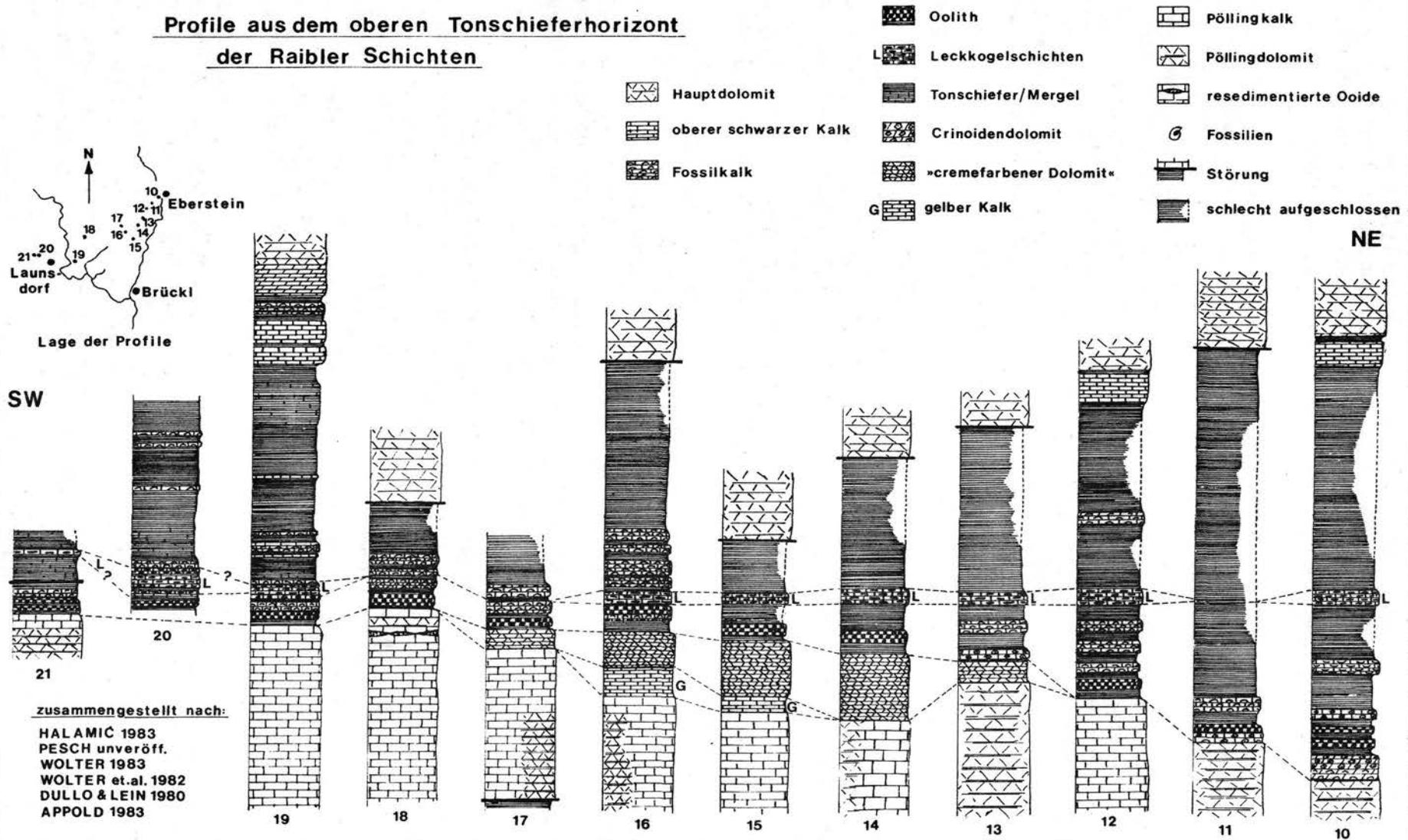
Im mittleren Tonschieferhorizont (30–40 m mächtig) setzt sich die Beckenfazies des unteren Tonschiefers fort. Dunkle, sterile Tonschiefer werden nur an wenigen Stellen von Leitbänken unterbrochen. Ungefähr 4 m über der Basis befindet sich eine markante Fossillage mit stark zerdrückten Schalenresten von Bivalven, Brachiopoden, Gastropoden und Ammoniten, u.a. *Halobia rugosa* (GÜMBEL), *Trachyceras austriacum* MOJS. und *Neoprotrachyceras baconium* MOJS. (WOLTER et.al. 1982, Bestimmung L.KRYSTYN, Wien).

In der Mitte des Tonschieferhorizontes befindet sich eine 3–4 m mächtige Knollenlage. Die Knollen haben einen Durchmesser bis etwa 10 cm und sind schalig aufgebaut. Geringe Fe/Mn-Anreicherungen deuten auf eine Bildung der Knollen als Geoden hin. Im obersten Teil der Folge ist ein deutlicher Übergang zu den im Hangenden folgenden Plattformsedimenten zu beobachten. Zunehmend werden Mergel und dünne Karbonatbänke eingeschaltet, die neben inkrustiertem Fossil-detritus (u.a. Algen, Echinodermen und Schwämme) auch klastischen Quarz führen. Gradierte Schichtung ist häufig anzutreffen. An wenigen Stellen finden sich außerdem geringmächtige Oolithlinsen und Sandbänke (vgl. KRAUS 1969).

Mit dem Pölling-Kalk/Dolomit (Tuval – freundliche Mitteilung R.Lein) setzt die Plattformsedimentation in den Raibler Schichten ein. Er entspricht weitgehend dem Tisovec'-Kalk, der im Ostalpenraum weite Verbreitung hat (DULLO & LEIN 1982). Der Pöllingkalk ist meist hellgrau gefärbt und fällt durch seine Feinkörnigkeit und

Abbildung 4

Profile aus dem oberen Tonschieferhorizont
der Raibler Schichten



Massigkeit auf. Die Mächtigkeit der Karbonate liegt im NE bei 70–80 m, im SW bei über 140 m. Die Entwicklung der Kalke führt von Plattformrandgesteinen (Kleinriffe, framestones u.a. mit Hydrozoen–Kolonien) hin zu Plattformablagerungen (pelletreiche grainstones mit Aggregatkörnern, Biogenen und Algenlumps; intragrainstones mit Aggregatkörnern, Rindenkörnern, Bioklasten und Onkoiden). Im obersten Teil des Horizontes treten wiederum Plattformrandgesteine auf, wobei Riffkalke mit herausgelösten (?) Korallen und Tubiphytes–Rinden, Foraminiferen (agathammina) und Ostracoden vorherrschen (Bestimmungen W. DULLO). In einzelnen Proben treten Intraklasten auf, die Ooide aus dem Randbereich des sich bereits einsenkenden Becken enthalten.

Teile der Plattformkarbonate sind dolomitisiert (Pöllingdolomit). Die Dolomite sind meist porös ausgebildet und weißgrau gefärbt. Charakteristisch sind mm–große, oft mit Dolomitkristallen gefüllte Hohlräume, die auf eine spätdiagenetische Dolomitierung hindeuten. Im Schriff sind selten reliktsch Sedimentstrukturen oder Fossilreste erkennbar. Eine cremefarbene, stark poröse, völlig umkristallisierte Variante tritt nur im Übergangsbereich zwischen Karbonat– und Tonschieferfazies auf. Diese Bildung markiert nach WOLTER et.al. (1982) einen Auftauchbereich und verzahnt sich mit dünnen, rauhwackeartigen, gelben Kalken.

Im Hangenden des Pöllingkalkes setzt wieder die Tonschieferfazies ein. Die Einsenkung des Beckens schreitet dabei von NE nach SW voran, wie die Profile in Abbildung 4 zeigen. Der Auftauchbereich im mittleren Teil bildet dabei eine Schwelle, die von Zeit zu Zeit überspült wird (Ooid–führende Intraklasten im Pöllingkalk – s.o.). Im Übergangsbereich zwischen Karbonatplattform und Tonschieferfazies treten diverse Flachwasserkarbonate auf, in die zunehmend Mergel und Tonschiefer eingeschaltet werden.

Die Entwicklung beginnt mit einer ca. 3 m mächtigen Oolithdoppelbank. Es handelt sich um einen ooidal packstone mit mehrschaligen, deutlich radialstrahligen Ooiden. Als Kerne treten vor allem Biogene (Foraminiferen, Schalenbruch) auf, die aber vielfach mikritisiert sind. Die Größe der Ooide nimmt kontinuierlich von weniger als 1 mm auf 3–4 mm Durchmesser zu. Mit zunehmender Größe werden die Ooide mehr und mehr durch Algen und Foraminiferen (*Tolypammina gregaria* WENDT – Bestimmung W. DULLO) inkrustiert, so daß die obersten Teile als reine Onkoide vorliegen.

Über den Oolithen folgt eine ca. 3–4 m mächtige Wechsellagerung von Fossilkalken und Mergeln. Die Mergellagen haben eine Dicke von 10–20 cm. Sie sind bräunlich–grau gefärbt und verwittern typisch ockergelb mit scherbigem bis stengeligen Bruch. Die Fossilagen sind mit 20–30 cm etwas mächtiger. Basal dominieren Onkolithe, die jetzt aber wesentlich mehr Biogene führen. Lagenweise treten gehäuft Foraminiferen auf. Im oberen Teil finden sich vor allem Schillkalke mit Brachiopoden, Gastropoden, Cidarisstacheln und diversen Muscheln sowie umgelagerten Ooiden und Onkoiden. Crinoidenkalke führen massenhaft *Isocrinus hercuniae* BATHER (Bestimmung L. KRISTYN) und *Isocrinus tyrolensis* LAUBE (WASCHER 1969). Die Kalke sind als rudstones, die feineren Lagen als pack– bis grainstones ausgebildet. Das Bindemittel ist sparitisch.

Einen charakteristischen Leithorizont im gesamten Arbeitsgebiet stellen die im Hangenden folgenden Leckkogelschichten dar. Sie bestehen nach DULLO & LEIN (1982) aus Schwamm–buildups u.a. mit *Amblysiphonella carinthiaca* DULLO & LEIN, *Cryptocoelia zitteli* STEINMANN, *Stylothalamia bavarica* Ott und *precorynella* cf. *clavosa* LAUBE, die daneben Hydrozoen, Tabulazoen und Bryozoen führen. Die

Matrix ist überwiegend mikritisch und enthält pellets und Peloiden. Die Schwämme wurden einerseits in Lebensstellung eingebettet, andererseits als Bruchstücke umgelagert und z.T. durch Algen inkrustiert. Das Fehlen von Dasycladaceen weist auf eine zunehmende Wassertiefe hin (DULLO & LEIN 1982).

Oberhalb der Leckkogelschichten dominieren feinklastische Gesteine, die zunächst einen deutlichen Mergelanteil aufweisen, später in reine Tonschiefer übergehen. Die Farbe wechselt von ockrig-braun zu olivgrün bis dunkelgrau. Einzelne Kalkbänke (floatstones – rudstones) bestehen neben mikritischen Intraklasten aus Fossildetritus der oben beschriebenen Horizonte, jetzt jedoch ganz oder teilweise von Algen und Foraminiferen umkrustet. Bemerkenswert sind daneben Phosphorit-Knollen (mm – cm groß), die von verschiedenen Organismen (unter anderem Foraminiferen) angebohrt sind. Kalzitschnüre und -flecken durchziehen die Knollen.

Im Übergang zur Hauptdolomit-Plattform treten nochmals Flachwasserkalke auf (oberer schwarzer Kalk). Es handelt sich um knapp 10 m mächtige dünnplattige, dunkle Kalke, die von dünnen Mergellagen unterbrochen werden. Im Schliiff erkennt man stark rekristallisierte mud- bis wackestones mit einzelnen Biogenen und Rindenkörnern. Basal auftretende Oolithlinsen bestehen aus Stillwasserooiden. Eine leichte Dolomitisierung deutet die Nähe des Hauptdolomites an.

2.10. Hauptdolomit (Nor)

Den Abschluß der Permotrias des Krappfeldes bildet der Hauptdolomit. Die Basis dieser mächtigen Plattformablagerungen wird von hellen, dichten Dolomiten gebildet, die andeutungsweise Reste stark rekristallisierter Fossilien, Algenstrukturen, pellets und Ooide enthalten (WOLTER et.al. 1982). Selten wird eine Feinlamination und Schichtung im mm- bis cm-Bereich sichtbar.

Den Hauptteil der Karbonate machen jedoch dunkel- bis mittelgraue, feinkörnige Dolomite ohne erkennbare Struktur aus. Eine Bankung im m-Bereich ist nur in guten Aufschlüssen erkennbar. Bemerkenswert sind außer zwei geringmächtigen grobkörnigen Stinkdolomiteinschaltungen lediglich Loferitbänke im höheren Teil der Folge, die neben LF-A- und LF-B-Gefügen Brachiopoden und Gastropoden führen (HALAMIC' 1983). Im obersten Teil treten wiederum helle Dolomite auf, die im Schliiff vereinzelt Reliktgefüge zeigen (grapestones mit Rinden- und Aggregatkörnern in sparitischer Matrix). Den Abschluß bildet ein wenige m mächtiger Aufarbeitungshorizont (vgl. NEUMANN in diesem Band).

Mit ca. 300 m ist nur noch ein Teil der ursprünglichen Mächtigkeit des Hauptdolomites erhalten. Oberkreidegerölle mit Foraminiferenkalken aus dem Grenzbereich Nor – Rhät (NEUMANN 1987) sprechen für einen größeren Umfang des Hauptdolomites. Die heute ca. 300 m mächtige Karbonatplatte entspricht in Umfang und Ausbildung dem unteren Hauptdolomit der Nördlichen Kalkalpen.

3. Tektonik

Die Permotrias des Krappfeldes wird einerseits durch eine mehrphasige altalpidische Falten tektonik geprägt, andererseits von einer in der Oberkreide einsetzenden Bruchtektonik betroffen. Die Gesteine der Krappfeld-Permotrias wurden von mindestens zwei, höchstwahrscheinlich jedoch von drei Deformationen geprägt.

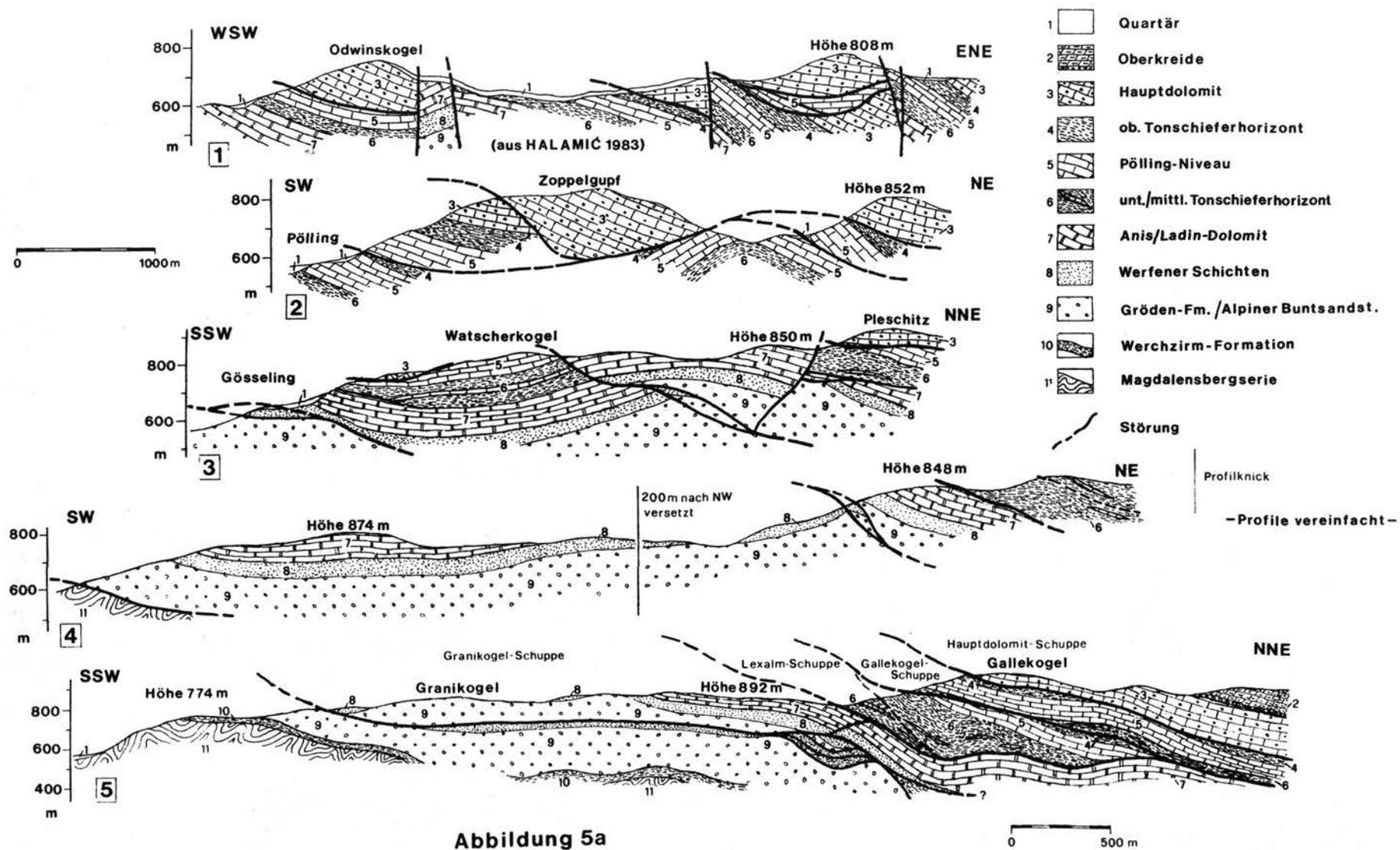


Abbildung 5a

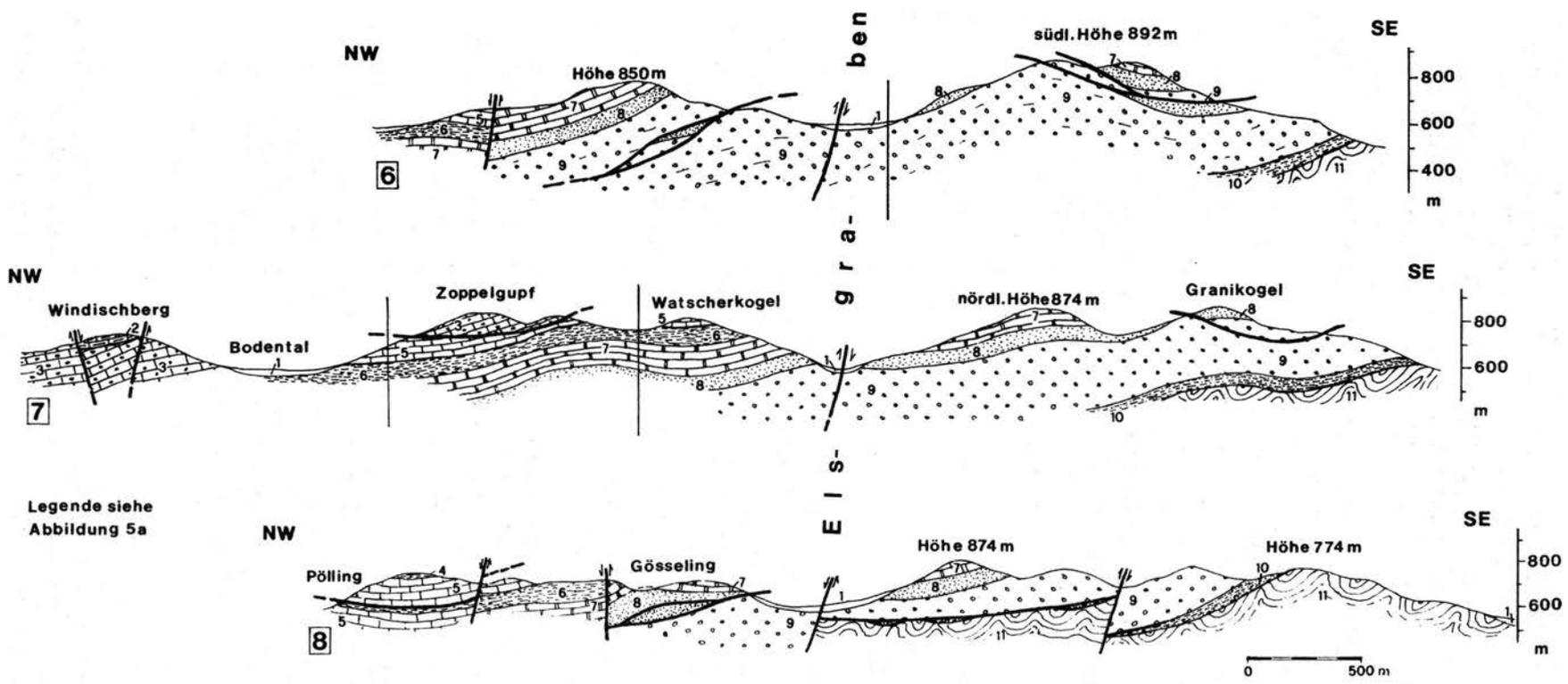


Abbildung 5b

3.1. Falten und Überschiebungen

Die B1-Deformation ist in der Krappfeldtrias die Hauptphase. Charakteristisch für sie ist die Anlage von flachen, weitgespannten Synklinalen und schmalen Antiklinalbereichen mit NW-SE streichenden Faltenachsen, verknüpft mit einer südwestgerichteten flat and ramp-Tektonik (Abbildung 5). Als markante Bewegungshorizonte sind vor allem die tonschieferreichen Folgen ausgebildet (Werchzirmschichten – Werfener Schichten/Rauhwacke – Tonschiefer der Raibler Schichten). Dagegen verhalten sich die Sandstein- und Karbonateinheiten ausgesprochen rigide und werden von den Überschiebungen im Bereich der Sattelstrukturen durchschlagen (Rampen). An einzelnen Stellen treten nordostgerichtete Aufschiebungen auf, die als backthrusts interpretiert werden können. Im Bereich der Rampen ist eine komplizierte Kleintektonik zu beobachten, die neben Verschüppungen auch Duplexartige Strukturen enthält. Eine Deutung dieser Phänomene ist allerdings wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht sicher möglich. Der Hauptdolomit ist in große Großschollen zerlegt und "schwimmt" regelrecht in den mächtigen Tonschiefern der Raibler Schichten. Bei Launsdorf sind Hauptdolomit und Pöllingkalk wie Eisschollen ineinander verkeilt, der Tonschiefer z.T. bis auf wenige cm ausgedünnt.

Im Aufschlußbereich sind Reste der B1-Deformation relativ selten. Nur vereinzelt findet man B1-Kleinfalten in den Tonschiefern. Sie sind überwiegend südwestvergent und an manchen Stellen mit kleinen Aufschiebungen verknüpft. Schieferungen sind sehr selten und meist von den intensiveren s2-Flächen überprägt. In den Dolomiten ist anstelle von Faltung intensive Kataklyse zu beobachten, die stellenweise zur völligen Auflösung des Gesteinsverbandes führt. In den Kalken dominiert vor allem Drucklösung. Styrolithen werden sowohl parallel als auch senkrecht zu den Schichtflächen angelegt.

Die B2-Faltung ist vor allem im Aufschlußbereich wirksam. Intensiv werden die Gesteine durch die B2-Deformation gefaltet bzw. geschiefert. B2-Falten haben N-S bis NE-SW streichende Achsen und zeigen keine erkennbare Vergenz; Kleinfalten sind meist monoklin und zu größeren Falten scheinvergent. Die Schieferung ist vor allem in den tonigen Partien sehr ausgeprägt. In den Raibler Schichten kommt der typisch griffelige Zerfall durch Überschneidung mehrerer Scherflächenscharen zustande. Auch in den Konglomeraten der Gröden Formation findet sich selten eine weitständige, unregelmäßige Schieferung (WOLTER et.al. 1982).

Im Großbau sind die B2-Falten wenig auffällig. In E-W Profilen erkennt man eine regelmäßige Abfolge von Syn- und Antiklinalen, die dem Gebiet eine Art "Wellblech-Struktur" verleihen (APPOLD & PESCH 1984). Die Überschneidung von B1- und B2-Falten führt zu dom- bzw. trogartigen Strukturen.

Eine dritte Deformation B3 ist in der Permotrias nur indirekt nachweisbar, da sie zu B1 parallel streichende Faltenachsen aufweist. B3-Falten treten als einzige Faltengeneration in der Oberkreide auf (vgl. NEUMANN in diesem Band), N-S streichende Faltenachsen wurden dort bislang nicht gefunden. Eine dieser Deformation zugeordnete Schieferung, die die s2-Flächen überprägt, ist selten in den Raibler Schichten zu beobachten (von GOSEN & THIEDIG 1980).

3.1. Bruchtektonik

In der Oberkreide setzt synsedimentär eine Zerblockung des Gebietes ein, die zum Einbruch des Krappfeld-Grabens und der Heraushebung der Saualpe führt (THIEDIG 1975). In der Permotrias sind die bedeutendsten Störungslinien ungefähr N-S gerichtet, und damit weitgehend parallel zu den Grabenrandstörungen

(Görtschitztal/Zollfeldstörung) Ihre Sprunghöhe überschreitet allerdings 200 m nicht. Zwischen diesen Störungen sind die Permotrias-Schollen zur Grabenmitte hin verkippt.

Senkrecht zu den Hauptstörungen tritt ein Bündel von kleinen, E-W streichenden Verwerfungen auf. Ihr Versatzbetrag ist – ausgenommen die Krappfeld-Nordrandstörung – mit wenigen 10er-Metern allerdings gering.

4. Literatur

- APPOLD, Th. & PESCH, P. (1984): Die Tektonik der postvariskischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich).– *Carinthia II* 174/94, 319–337 Klagenfurt.
- BECHSTÄDT, Th. (1978): Faziesanalyse permischer und triadischer Sedimente des Drauzuges als Hinweis auf eine großräumige Lateralverschiebung innerhalb des Ostalpins.– *Jb.Geol.B.–A.* 121,H.1, 1–121, Wien.
- BITTNER, A. (1889): Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten.–*Jb.Geol.R.–A.* 39, H. 3/4, 483–488, Wien.
- DULLO, W.–Chr. & LEIN, R. (1980): Das Karn von Launsdorf in Kärnten: Die Schwammfauna der Leckkogelschichten.– *Verh.Geol.B.–A.* 1980, 25–61 Wien.
- FRITSCH, W. (1963): Ein Porphyrittuff aus der Trias des Krappfeldes.– *Carinthia II*, 153/74, 69–71, Klagenfurt.
- GOSEN, W.v. & THIEDIG, F. (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener–St.Pauler Berge (Kärnten/Österreich).– *Verh.Geol.B.–A.* 1979,3, 313–335, Wien.
- HALAMIC, J. (1983): Geologische Neukartierung des Gebietes zwischen Pölling und St.Georgen am Längsee, Kärnten/Österreich.– Unpubl.Dipl.Arb.Fachber.Geowiss.Univ.Hamburg, 150 S., Hamburg.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens.– *Carinthia II*, Sdh. 16, 78 S., Klagenfurt.
- KLUSSMANN, D. (1976): Geologische Neukartierung der östlichen St.Pauler Berge zwischen Ruine Rabenstein und Lubitschkogel.– Unpubl.Dipl.Arb.Fachber. Geowiss.Univ.Hamburg, Hamburg.
- KRAUS, O. (1969): Die Raibler Schichten des Drauzuges (südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen.– *Jb.Geol.B.–A.* 112, H.1, 81–152, Wien.
- RIEHL–HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg.– *Mitt.Ges.Geol.Berbaustud.*, 14/15, 1963/1964, 229–266, Wien.
- SYLVESTER, H. (1988): Vergleichende sedimentologisch–sedimentpetrographische Untersuchungen an den siliziklastischen Perm/Skyth–Vorkommen des Ostalpins (Kärnten/Steiermark, Österreich).– Unpubl.Diss.Fachber.Geowiss. Univ.Hamburg 122 S., Hamburg.
- (1989a): Kärntner Perm–Gespräche 1987: Vorbericht über sedimentologisch–sedimentpetrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich).– *Carinthia II* 179/99 im Druck
- (1989b): Vergleich von Perm/Skyth–Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins.– *Jb.Geol.B.–A.* im Druck.
- THIEDIG, F. (1975): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbidit-Fazies der Oberkreide des Krappfeldes südwestlich Eberstein in Kärnten (Österreich).– *Mitt.Geol.Paläont.Inst.Univ.Hamburg* 44, 495–516, Hamburg.

WASCHER, W. (1969): Zur Geologie der Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling).– Unpubl.Diss.Phil.Fak.Wien, 205 S., Wien.
WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J. & APPOLD, T. (1982): Geologie Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich.– Mitt.Geol.Paläont.Inst.Univ.Hamburg 53, 207–248 Hamburg.

Raum für Notizen

4.3. Die karbonatische Triasentwicklung (Anis-Nor) des Krappfeldes

Von R. LEIN

Vorbemerkung:

Seitdem die Bearbeitung der karbonatischen Trias des Krappfeldes vorläufig abgeschlossen worden ist, konnte eine ganze Reihe von Neueinstufungen vorgenommen werden. Hieraus ergibt sich z.T. eine neue Sichtweise der Abfolge, die auch auf tektonische Reduzierungen der Ablagerungen schließen lassen. Im folgenden soll diese neue Gliederung vorgestellt werden, wobei sicherlich der eine oder andere Punkt zur Diskussion anregen wird. Dies ist aber anlässlich einer Arbeitstagung sicherlich erwünscht.

1. Gutensteiner Kalk s.str.

An der Basis der karbonatischen Triasentwicklung sind vereinzelt dunkle, gut geschichtete (2-5 cm) ebenflächige Kalke entwickelt, die voll dem makroskopischen und mikrofaziellen Habitus nordalpiner Gutensteiner Schichten entsprechen. Ihre Mächtigkeit ist allerdings auffallend gering (max. 10 m). Ihre Liegendgrenze gegen die Werfener Schichten oder basale Rauhwackelagen ist eindeutig tektonischer Natur, so daß vermutet werden darf, daß nur der Rest einer ursprünglich bedeutend mächtigeren Serie überliefert ist. Nach oben hin scheint meist ein kontinuierlicher Übergang zu den hangenden Bankdolomiten vorzuliegen.

Mikrofaziell sind diese Gutensteiner Kalke aus sterilen Pelspariten aufgebaut.

2. Bankdolomite der Gutensteiner Formation s.l.

Dunkelgraue, ebenflächige, deutlich gebankte (5-50 cm) Karbonate, deren primäre Sedimentstrukturen durch Sammelkristallisation und Dolomitisierung vielfach überprägt sind. Typisch für dieses Schichtglied ist die oft schon makroskopisch sichtbare, jedenfalls aber in den Lösrückständen festzustellende Beimengung von detritärem Hellglimmer (häufig) und Quarz (seltener). Ein weiteres Charakteristikum ist die intensive bioturbate Durcharbeitung des Sedimentes.

Mikrofaziell handelt es sich um überwiegend sterile Mudstones bzw. Pelletsande, denen vereinzelt dünne Laminae mit Crinoiden-Detritus zwischengeschaltet sind. Neben diesen Sedimenten, die dem Ablagerungsraum eines flachen Subtidals zuzuordnen sind, treten in einem vermutlich stratigraphisch höheren Abschnitt der Schichtfolge auch Algenlaminite mit LF-Gefügen und "Messerstichlagen" (=Pseudomorphosen nach Gips) auf. Mikrofaziell zeigen diese Sedimente starke Affinitäten zu den mittelanischen Steinalmkalken. Vereinzelt treten in diesem Niveau auch Dasycladaceen auf.

Am besten kann die Abfolge der Bankdolomite im Bereich des Burgfelsens von Hochosterwitz studiert werden, wo sie mit einer Gesamtmächtigkeit von 150 m

durchgehend erschlossen ist. Dieser Wert dürfte allerdings nur einen (geringen) Teil der ursprünglichen Gesamtmächtigkeit dieser Serie repräsentieren.

Einstufung: Außer sandschaligen Foraminiferen, schlecht erhaltenen Dasycladaceen, dünnen Seeigelstacheln und unbestimmbaren Crinoidenresten fehlen Fossilien fast vollständig. Aus diesem Grund läßt sich das Alter der beschriebenen Abfolge nur näherungsweise aus dem Vergleich mit lithologisch ähnlichen Serien ermitteln. Eine Beimengung von siliziklastischem Detritus, wie sie in den Bankdolomiten der Krappfeld-Trias auftritt, ist in analoger Form im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Krabachjoch-Decke) und im Drauzug entwickelt, wo sie nach heutiger Kenntnis auf den Zeitabschnitt des unteren bis mittleren Anis beschränkt sein dürfte.

Auf alle Fälle kann das Alter der Bankdolomite als anisisch angegeben werden. Ein Emporreichen dieser Serie in das Ladin, wie dies zuletzt von WOLTER et.al. (1982) vermutet wurde, ist dagegen auszuschließen.

Anmerkung: Von früheren Bearbeitern wurde vermieden, für diese Serie einen eingeführten Formationsnamen heranzuziehen. Statt dessen bevorzugte man eine lithologisch orientierte alters- wie faziesneutrale Form der Bezeichnung, wie "Unterer Kalkkomplex" (BITTNER 1889) bzw. "Untere Dolomitstufe" (REDLICH 1905). Diese Vorgangsweise kann als berechtigt angesehen werden – jedenfalls solange, als der Altersumfang dieser Serie nicht hinreichend geklärt ist und damit die Möglichkeit eines passenden Serienvergleiches fehlt.

3. Hornsteinplattenkalk bzw. -dolomit (Reifling Formation s.l.)

Zwischen dem erwähnten anisischen Bankdolomit und dem Niveau der nordalpinen Raibler Schichten folgt eine wenige Dekameter mächtige Folge von Tuffit-führenden hellen Hornsteinplattendolomiten und -kalken. An zahlreichen Punkten ist das Alter dieser Serie durch Conodonten als oberladinisch belegt. Es ist demnach eindeutig gesichert, daß der Kontakt zwischen dem Hornsteinplattendolomit und den hangenden Halobienschiefern der Raibler Formation tektonischer Natur ist, fehlt doch das gesamte Cordevol mit einer zu erwartenden Mächtigkeit von über 50 m. Auch die Untergrenze der Hornsteinplattendolomite zu dem vermutlich (mittel)anisischen Bankdolomiten entspricht einer Schuppengrenze, entlang der es zu einer beträchtlichen tektonischen Reduktion der vermutlich bedeutenden Mächtigkeit der Hornsteinplattendolomit-Formation gekommen ist. Von der einst wohl über 200 m mächtigen Beckensequenz ladinisch bis unterkarnischen Alters ist heute nur etwa ein Zehntel, maximal 20–30 m, überliefert!

Lithologie: Wechselfolge hell- bis mittelgrauer (ocker bis hellbräunlich verwitternder), meist welligflächiger gut gebankter (2–15 cm) Hornsteinkalke und -dolomite, welchen z.T. cm-starke grüne Tufflagen zwischengeschaltet sind.

Auch bei diesen Gesteinen sind die ursprünglichen Sedimentstrukturen durch grobkörnige Sammelkristallisation vielfach verwischt. Trotzdem kann man erkennen, daß das Ausgangsmaterial ein Radiolarien-führender feinkörniger Pelletschlamm war. Vereinzelt sind Bruchstücke dünnschaliger Lamellibranchiaten (?Daonellen) lagenweise angereichert. Trotz sichtbarer intensiver Durchwülung sind die Reste einer primären, durch rhythmischen Korngrößenwechsel bedingten Feinbänderung erkennbar.

Die erstmals von REDLICH (1905) entdeckten Tuffe weisen nach Analysen von Prof. HÖRMANN (Kiel) eine dazitische bis rhyodazitische Zusammensetzung auf. Geochemisch entsprechen sie damit weitgehend den dünnplattigen Hornsteinkalken bzw. -dolomiten zwischengeschalteten Tuffen der St.Pauler Berge (KLUSSMANN & THIEDIG 1973). Diese sind jedoch deutlich jünger (Cordevol; LEIN 1989).

Einstufung: Seit BITTNER (1889) sind aus dieser Serie Funde von Daonellen bekannt, welche ein ladinisches bis unterkarnisches Alter nahelegen. Durch Conodonten ist ein oberladinisches Alter der Hornsteinplattenkalk-Serie sichergestellt. Im folgenden seien die diesbezüglich wichtigsten Fundpunkte angeführt:

Forststraße auf den Watscherkogel, ca. 500 m NE Gösseling: Oberladin

Epigondolella mungoensis (DIEBEL)
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella cf. inclinata KOVACS

Garzern (Zoppelgupf E), NE Kote 850: Oberladin

Epigondolella hungarica (KOZUR & VEGH)
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella trammeri KOZUR

Garzern, Forststraße SW Sattel S Kote 819: Oberladin

Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella trammeri KOZUR

Gallekogel S, Forststraße S Wiese (N Kote 892): Langobard 3

Epigondolella mungoensis (DIEBEL)
Epigondolella cf. diebeli (KOZUR & MOSTLER)
Gladigondolella tethydis (HUCKR.) + ME
Gondolella inclinata KOVACS

Anmerkung: Von REDLICH (1905:332) wurden die Tuffeinschaltungen führenden Hornsteinplattendolomite den Wengener Schichten zugeordnet. Diese Form der Bezeichnung findet sich auch bei BECK (1931), ist aber abzulehnen, da – von den geringmächtigen Tuffeinschaltungen abgesehen – keine echten lithologischen Affinitäten zu den südalpinen Wengener Schichten bestehen. Das Grundsediment, ein Radiolarien- und Filament-führender Pelsparit, entspricht dem üblichen mikrofaziellen Habitus ladinischer Beckensedimente (Reiflinger- und Buchensteiner Schichten, Hallstätter Kalk).

Der Versuch, aus dem überlieferten Rest einer einst bedeutend mächtigeren Serie deren lithologischen Gesamthabitus rekonstruieren zu wollen, ist problematisch. Dieser Sachverhalt erschwert eine nomenklatorische Korrelation. Daher wird die obige Serie nur mit Vorbehalt der Reifling Formation zugeordnet.

Unter Zugrundelegung einer ähnlichen Zyklizität des tektonischen und eustatischen Geschehens wie in den Nördlichen Kalkalpen oder im Drauzug darf aus der Mächtigkeit und der nordalpinen Raibler Schichten des Krappfeldes (s.u.) geschlossen werden, daß diese von zumindest ab Basis Ladin durchgehend entwickelten Beckensedimenten unterlagert wurden. Wettersteinkalk, von dessen Existenz

WASCHER (1969) berichtet, ist in einer solchen Abfolge nicht zu erwarten und ist auch nicht angetroffen worden.

4. Nordalpine Raibler Schichten

Die Serie der im Krappfeld ca. 250–300 m mächtigen nordalpinen Raibler Schichten zeigt den üblichen mehrmaligen (im Krappfeld zweimaligen) Wechsel von siliziklastischen Beckensedimenten und Seichtwasserkarbonaten. Den basalen und den zweiten Tonschieferhorizont trennt ein ca. 100 m mächtiger Seichtwasserkarbonatkomplex. Die infolge mehrfacher Verschuppung im Niveau der Raibler Schichten schwierige Rekonstruktion der Gesamtschichtfolge sowie die Herausarbeitung korrelierbarer Leitbänke in diesem Niveau ist den gewissenhaften Bemühungen des Autorenteamts WOLTER et.al. (1982) zu verdanken. Auf deren detaillierte Beschreibung sei im folgenden verwiesen.

Die reiche Fossilführung der nordalpinen Raibler Schichten des Krappfeldes hat immer wieder das Interesse verschiedener Bearbeiter geweckt (BITTNER 1889, GALLENSTEIN 1912–21, GUGENBERGER 1929–36, MARSCHALL 1941, LIEBUS 1942, DULLO & LEIN 1980 etc.). Diese Arbeiten dürfen als bekannt vorausgesetzt werden, weshalb in den folgenden Zeilen nur Neufunde und die für die Feinstratigraphie dieses Schichtgliedes wichtige Faunenelemente erwähnt werden.

Detailbeschreibung:

1. Tonschieferhorizont (= unterer und mittlerer Tonschieferhorizont bei WOLTER et.al. 1982; Gesamtmächtigkeit ca. 60–80 m)

Basal tiefschwarze, kalkfreie und pyritreiche Pelite. Die sonst in diesem Niveau aus anderen Profilen der nordalpinen Raibler Schichten bekannten Sandsteinlagen fehlen, was allerdings auch tektonische Ursachen haben könnte, da der Kontakt zwischen dem ersten Tonschieferhorizont und der Hornsteindolomit-Formation im Liegenden eine bedeutende Schuppengrenze darstellt.

Ca. 20 m über der Basis dieses Schichtgliedes folgt ein wichtiger Leithorizont: der u n n t e r e s c h w a r z e K a l k. Die gebankten Kalke dieses 8–10 mmächtigen Niveaus werden aus Radiolarien- und dünnschaligen Halobiidenbruchstücke-führenden feinkörnigen Pelspariten aufgebaut. Eine reiche Conodontenfauna belegt deren unterkarnisches Alter. Vereinzelt sind Crinoidenfragmente eingestreut. Mikrofaziell zeigt der untere schwarze Kalk noch starke Affinitäten zum Reiflinger Kalk.

Die unmittelbar darüber folgenden Tonschiefer sind leicht kalkig. Aus diesem Niveau stammen die stratigraphisch bedeutsamen Funde von

Trachyceras austriacum (MOJS)
? Neoprotrachyceras sp.
Halobia rugosa GÜMBEL

Darüber folgt ein charakteristischer Horizont mit Tonschieferknollen. Den Rest der Abfolge bilden ebenfalls kalkige, jedoch sterile Tonschiefer.

Zwischenniveau mit hellen Seichtwasserkarbonaten

Morphologisch deutlich hervortretend folgt über dem Tonschieferhorizont eine aus Seichtwasserkarbonaten aufgebaute ca. 140 m mächtige Abfolge. In lithologischer wie auch stratigraphischer Hinsicht entspricht diese Serie dem nordalpinen Waxeneck-Kalk (vormals "Tisovec-Kalk"). Gleichartige Seichtwasserkarbonate sind in identer stratigraphischer Position auch in den St. Pauler Bergen entwickelt. Die meist massigen Kalke weisen eine diverse Faunenzusammensetzung auf, wobei Gerüstbildner (Kalkschwämme, Hydrozoen, Orthonellen, Tubiphyten und andere Mikroproblematika) dominieren.

Mikrofazies: Frame- und Bafflestones überwiegen. Daneben finden sich Grainstones mit umkrusteten Komponenten und biogenreiche Mudstones (mit Foraminiferen und Ostracoden). Partienweise ist das Gestein von spätdiagenetischer Dolomitierung betroffen und in einen zuckerkörnigen, z.T. kavernösen Dolomit umgewandelt.

Insgesamt entspricht der Ablagerungsraum dieser Karbonate einer von kleinen Fleckenriffen locker besetzten flachen Rampe.

Einstufung: Feinstratigraphisch aussagekräftige Fossilien fehlen. Auch die vom Südwestabfall des Gallekogels stammende

Teutloporella herculea (STOPP.)

belegt nur ein allgemein karnisches (bis unternorisches) Alter.

Anmerkung: Am besten findet man diese Serie in einem aufgelassenen Steinbruch bei Pölling (NW Gösseling) aufgeschlossen. WOLTER et.al. (1982) verwenden daher für diese Gestein die Bezeichnung "Pöllingkalk".

2. Tonschieferhorizont

Wechselfolge von z.T. sehr fossilreichen Mergeln, Kalken und Tonschiefern; insgesamt 40–60 m mächtig. Die den Tonschiefern zwischengeschalteten Karbonate weisen ein weites mikrofazielles Spektrum auf (Onkoidsande, Onkolithlagen, biogenreiche Grainstones sowie Mudstones). Charakteristisch für den zweiten Tonschieferhorizont ist die Entwicklung der erstmals von DULLO & LEIN (1980) beschriebenen Schwammkalke, welche in Lithologie und Fauna den nordalpinen Leckkogelschichten entsprechen. Derartige Bankkalke sind einerseits in einer ca. 10 m über der Basis des zweiten Tonschieferhorizontes befindlichen Bank entwickelt und liegen andererseits im obersten Abschnitt des Profils in Form bis mehrerer Meter großer allochthoner Gleitblöcke vor. Sie sind syndimentär aus ihrem ursprünglichen Bildungsraum, einem im Bereich der photischen Zone am Fuße der Seichtwasserplattform gelegenen oberen Hangabschnitt, auf gravitativem Wege in tiefer gelegene Beckenbereiche verfrachtet werden.

Im obersten Abschnitt der nordalpinen Raibler Schichten ist ein Niveau dunkler Kalke entwickelt (oberer schwarzer Kalk), die sich von den unteren schwarzen Kalken durch ihr für Kalke der nordalpinen Raibler Schichten typisches Mikrofaziesbild unterscheiden. Es ist allerdings darauf hinzuweisen, daß bei der Kartierung und Profilaufnahme (s. WOLTER et.al. 1982: Abb. 3) unter dem Begriff "oberer schwarzer Kalk" durchaus Unterschiedliches subsumiert wurde: einerseits sekundär schwarz eingefärbte Grainstones (black pebbles), andererseits stark durchwühlte, weitgehend biogenfreie Pelletschlämme. Als Biogene finden sich im ersteren Typus Seeigelsta-

cheln, Crinoiden, Tubiphyten, vereinzelt Bruchstücke von Kalkschwämmen, agglutinierenden Foraminiferen, Serpulidenröhren und Bruchstücke von dickschaligen Lamellibranchiaten. In den zahlreichen Lösproben wurden keine Conodonten angetroffen.

Die von WOLTER et.al. (1989: Abb. 3) dokumentierten schon auf kleinstem Raum wirksamen Mächtigkeitsunterschiede des zweiten Tonschieferhorizontes sind wohl eher auf den internen tektonischen Zuschnitt dieses stofflich sehr inhomogenen Schichtpaketes zurückzuführen, denn als primäre Faziesdifferenzierung aufzufassen.

Die Hangendgrenze des zweiten Schieferhorizontes ist jedenfalls eindeutig tektonischer Natur. Weiters muß bedacht werden, daß es sich bei den – übrigens keinesfalls überall ausgebildeten – "oberen schwarzen Kalk" nicht um eine Leitbank im eigentlichen Sinne handelt, sondern – wie schon angedeutet – unter dieser Bezeichnung genetisch (und vielleicht auch stratigraphisch) Unterschiedliches zusammengefaßt ist.

Fauna: Seit der ersten kurzen Beschreibung von Faunenelementen aus den Raibler Schichten der Krapfeld-Trias durch BITTNER 1889 (siehe auch Zusammenstellung der Funde bei REDLICH 1905) hat sich die Liste der angetroffenen Arten (darunter zahlreiche neue) bedeutend erweitert. Die vorliegenden (zum größten Teil im Kärntner Landesmuseum in Klagenfurt verwahrten) umfangreichen Aufsammlungen aus dieser Region sind allerdings weniger Ausdruck eines ungewöhnlichen Fossilreichtums der dortigen Raibler Schichten sondern vielmehr das Ergebnis der langjährigen unermüdlichen Suche eines fanatischen Sammlers (GALLENSTEIN). Wissenschaftlich bekannt wurde diese Kollektion schließlich im Gefolge der monographischen Bearbeitung durch GUGENBERGER (1929–36), die allerdings heute einer umfassenden Revision bedarf (vgl. u.a. SIBLIK 1988:6).

Der größte Teil der bekannten Faunenelemente aus den Raibler Schichten der Krappfeld-Trias entstammt dem zweiten Tonschieferhorizont. Nicht selten finden sich in diesem auch gut erhaltene Crinoiden, u.a. (det. KRISTAN-TOLLMANN, Wien)

Isocrinus hercuniae BATHER

Von besonderer Bedeutung ist auch die reiche Pollenflora dieses Horizontes (det. Geert SEFFINGA, Groningen) mit einer typisch hygrophytischen Zusammensetzung:

Leschikisporis aduncus (4,5 %)
Punctatosperites walkomii (8,6 %)
Thymospora ipsviciensis (4,9 %)
Concavisporites spp. (11,5 %)
Calamospora spp. (7,4 %)
Aulisporites astigmosus (4,1 %)
Verrucosisporites spp. (0,4 %)
Trachysporites spp. (0,8 %)
Camarozonosporites rudis (0,4 %)
Asseretospora gyrata (0,8 %)
Annulispora folliculosa (0,4 %)
Kraeuselisporites sp. (0,8 %)
Aratrisporites spp. (10,7 %)
Cycadopites spp. (1,2 %)
Ovalipollis pseudoalatus (4,9 %)
Vitreisporites pallidus (1,6 %)
Alete (proto)bisaccate (9,8 %)

Lunatisporites acutus (1,6 %)
 Vallasporites ignacii (2,5 %)
 Enzonasporites vigens (0,4 %)
 Patinasporites sp. (0,8 %)
 Duplicisporites sp. (1,2 %)
 Preaecirculina granifer (0,8 %)
 Microhysteridium spp. (5,3 %)
 Baltisphaeridium spp. (0,4 %)

Die Gesamtassoziation der obigen Pollenflora des zweiten Schieferhorizontes der Krappfeld-Trias, die aus einem Niveau ca. 2 m über der Probe A 104 des von DULLO & LEIN (1980: Abb. 3) beschriebenen Profiles Launsdorf Ost stammt, zeigt nach Aussage von SEFFINGA (briefl. Mitt.) deutliche Analogien mit jener des dritten Schieferhorizontes der östlichen Nordkarawanken (Obir). Dies scheint mir insofern bedeutungsvoll, als die Obergrenze des zweiten Schieferhorizontes der Krappfeld-Trias eindeutig tektonischer Natur ist und zunächst, in Anbetracht der doch beträchtlichen tektonischen Zerlegung (Divertikulation) des Schichtstoßes dieser Region, die Existenz eines ursprünglich vorhanden gewesen und nun tektonisch unterdrückten dritten Schieferhorizontes nicht eindeutig ausgeschlossen werden konnte. Der nun vorliegende Befund erhärtet aber die Möglichkeit, daß – im Gegensatz zu den allgemein im Drauzug entwickelten drei Tonschieferhorizonten – im Krappfeld und in den St.Pauler Bergen primär nur zwei derartige Horizonte entwickelt waren.

Einstufung: Gemäß der heutigen Kenntnis wird die Gesamtheit der nordalpinen Raibler Schichten dem kurzen Zeitabschnitt des (höheren) Jul zugeordnet. Diesbezüglich orthochronologisch gesicherte Daten sind allerdings nur aus dem ersten Tonschieferhorizont zu beziehen, aus welchem auch der größte Teil der leider unhorizontiert aufgesammelten GALLENSTEINschen Ammoniten-Kollektion stammt. Ein geringer Anteil derselben scheint allerdings aus dem oberen Tonschieferhorizont zu kommen (KRYSTYN & LEIN, in Vorber.).

5. Waxeneckdolomit

Durch eine deutliche Störung getrennt folgen über dem oberen Raibler Tonschieferhorizont helle, massige, vereinzelt Cidarisstacheln-führende Dolomite. Trotz der beträchtlichen, meist strukturauslöschenden Dolomitisierung vermag man vereinzelt noch schemenhaft Reste von Gerüstbildnern erkennen.

Die heute nur einige Dekameter umfassende Riffschutt-dominierte Sequenz dürfte vermutlich nur einen Rest der ursprünglichen Gesamtmächtigkeit repräsentieren; der Rest scheint tektonisch unterdrückt.

Anmerkung: In lithologischer Hinsicht entsprechen diese dolomitisierten (Riffschutt) Kalke am ehesten den Seichtwasserkarbonaten der nordalpinen Waxeneck Formation (vormals "Tisovec-Kalk"), keinesfalls jedoch dem Hauptdolomit. Nach Möglichkeit sollten sie von diesem auf der endgültigen Version der neuen geologischen Karte abgetrennt und gesondert ausgeschieden werden.

Für das vermutete oberkarnische Alter dieses Schichtgliedes fehlen konkrete stratigraphische Daten.

6. Hauptdolomit

Helle bis mittelgraue, im Meterbereich gebankte ebenflächige Dolomite, bestehend aus sterilen Mudstones und Algenlaminiten. Abweichend von dieser Normalentwicklung sind Einschaltungen dunkler bituminöser Stinkdolomite. Das Normalsediment setzt sich aus sterilen Mikrospareniten und Pelspariten zusammen. Auffallend ist die starke bioturbate Überprägung des Sedimentes. Vereinzelt auftretende kleine Gastropoden sind die einzigen makroskopisch erkennbaren Biogenreste im Hauptdolomit. Den besten Einblick in die lithologische Normalentwicklung des Hauptdolomites bietet der große Steinbruch S Eberstein.

Anmerkung: Infolge der tektonischen und erosiven Entfernung der höheren Anteile der Schichtfolge ist vom Hauptdolomit nur ein Teil seiner ursprünglich wohl bedeutenderen Mächtigkeit überliefert.

Über dem Hauptdolomit wären im höheren Nor und Rhät Plattenkalke und Kössener Schichten zu erwarten, vermutlich gefolgt von Allgäuschichten im tiefen Jura. Auffallend ist jedoch das Fehlen diesbezüglicher Gerölle in den über dem Hauptdolomit transgredierenden basalen Gosaubildungen. Daß die genannte, vermutlich 500–800 m mächtige Rhät–Lias–Schichtfolge nicht überliefert wurde, muß nicht unbedingt das Ergebnis einer so tief wirkenden großflächigen vorgosauischen Denudation im Sinne von WOLTER et.al. (1982: 241) darstellen, sondern könnte auch tektonische Ursachen haben (Abscherung während eines vorgosauischen Deckenbaues).

7. Literatur

- BECK, H., 1931: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Hüttenbre–Eberstein.– Wien (Geol.R.–A.).
- BITTNER, A., 1889: Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten.– Jb.Geol.R.A.9 483–488, Wien.
- DULLO, W.Chr. & LEIN, R., 1980: Das Karn von Launsdorf in Kärnten: die Schwammfauna der Leckkogelschichten.– Verh.Geol.B.–A.,1980,H.2, 25–61, Wien.
- GALLENSTEIN, H.v., 1912: Eine interessante Brachiopodengesellschaft in den Raibler Schichten Mittelkärntens.– Carinthia II, 22/102, 176–181, Klagenfurt.
- GALLENSTEIN, H.v., 1921: Aus Kärntens Carditaschichten.– Carinthia II, 29/109, 1–8, Klagenfurt.
- GUGENBERGER, O., 1929: Die Brachiopoden der Carditaschichten von Launsdorf in Mittelkärnten.– Anz.Akad.Wiss.Wien, math.–naturwiss.Kl.,66, 50–545, Wien.
- GUGENBERGER, O., 1936: Beiträge zur Kenntnis der Trias von Eberstein (Kärnten).– Anz.Akad.Wiss.Wien, math.–naturwiss.Kl.,73, 39–42, Wien.
- KLUSSMANN, D. & THIEDIG, F., 1973: Mitteltriadische Tuffe in den St.Pauler Bergen, Ostkärnten/Österreich.– Karinthin, 69, 63–65, Klagenfurt.
- LIEBUS, A., 1942: Zur Foraminiferenfauna der Triasablagerungen von Eberstein.– Palaeont.Z., 23, 51–73, Berlin.
- MARSCHALL, W., 1941: Die Foraminiferen der Triasablagerungen von Eberstein bei Klagenfurt.– Palaeont.Z., 22, 181–212, Berlin.
- REDLICH, K.A., 1905: Die Geologie des Gurk– und Görtscitztales.– Jb.Geol.R.–A., 55, 327–348, Wien.
- SIBLIK, M., 1988: Brachiopoda triadica.– Catal.Foss.Austr., H. Vc2(a), 145 S., Wien (Österr.Akad.Wiss.).

WASCHER, W., 1969: Geologie und Tektonik des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling).– Unveroff.Diss.Phil.Fak.Univ.Wien, 204 S., Wien.
WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J., & APPOLD, T., 1982: Geologie und Tektonik des Krappfeld–Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich.– Mitt.Geol.–Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 53, 207–248, Hamburg.

Raum für Notizen

4.4. Die Oberkreide des Krappfeldes

Von H.-H. NEUMANN

Mit 3 Abbildungen und 1 Tabelle

Die auf einer Fläche von etwa 100 km verbreiteten Oberkreidesedimente des Krappfeldes bilden nach TOLLMANN (1977) den hangendsten oberostalpinen Anteil der Gurktaler Decke. Zu den älteren Gesteinen ist die Oberkreide weitgehend durch Störungen begrenzt, so daß die Ablagerungen ein Erosionsrelikt eines ehemals weit über seine heutige Verbreitung hinausreichenden Sedimentationsbeckens darstellen (LEGGWIE & THIEDIG 1977). Dabei ist der Hauptanteil der Schichtfolge als Ergebnis einer *Turbiditfazies* zu verstehen (ELGARAFI 1970, LEGGWIE 1970, RÜHL 1970, THIEDIG 1975a). Sedimente kretazischer *Randfaziesbereiche* treten nur noch in Form spärlicher Reste auf. Entsprechend den Vorstellungen VAN HINTEs (1963) besitzt der heute noch erhaltene Teil der Abfolge eine Gesamtmächtigkeit von 2000 m. Aus Mächtigkeitsangaben BECK-MANNAGET-TAs (1980) zu den postvariszischen Sedimenten läßt sich ein anderes Extrem ableiten. Danach ist die Oberkreide weniger als 700 m mächtig. Wahrscheinlicher erscheint aber eine Gesamtmächtigkeit von 1500m.

Zur Neugliederung der Krappfeld-Gosau

Die ältesten Sedimente fallen in den Grenzbereich *Obersanton* - *Untercampan* (HERRMANN & WASCHER 1972), während die jüngsten dem *oberen Untermaastricht*, eventuell dem *unteren Obermaastricht* zuzuordnen sind (THIEDIG & WIEDMANN 1976). Dies steht in deutlichem Widerspruch zu der Untergliederung des turbiditartig entwickelten Hauptteils der Krappfeld-Gosau von VAN HINTE (1963). Demnach beginnt die von ihm ausgeschiedene Windisch-Folge, als älteste Einheit, im Oberconiac und reicht bis ins Untersanton. Sie wird im Obersanton von der Mannsberg-Folge abgelöst. Daran schließt sich im Untercampan die Wendl- und im Obercampan die Pemberger-Folge an. Letztere endet im Untermaastricht. Bedingt durch die zu weit gefaßte stratigraphische Reichweite von *Globotruncana elevata elevata* BROTZEN besitzt der untere Teil der Oberkreidefolge einen zu großen zeitlichen Umfang. In einer Veröffentlichung über die Krainacher Gosau stuft VAN HINTE (1965) vergleichbare Schichten bereits anders ein. Nach OBERHAUSER (1968: 130) sind die Windisch- und die Mannsberg-Folge dem *Campan* zuzuordnen.

Die Bearbeitung der Resedimente ergab, daß diese Aufteilung auch nach rein lithofaziellen Kriterien gleichermaßen zweifelhaft erscheint, wie die biostratigraphische Untergliederung. Gemeinsames Merkmal der grobdetritischen Sedimentströme der Windisch- und Mannsberg-Folge ist das Auftreten von resedimentierten Oberkreidekalken in Flachwasserfazies. Das gilt ebenso für die Wendl-Folge, die sich von den Schichtpartien im Liegenden lediglich durch eine erhöhte Anzahl von mergelig-kalkigen Sedimenten und eine geringere Mächtigkeit der klastischen Resedimente unterscheidet. Besonders deutlich wird dies an den sehr hohen, alten Steinbruchwänden der Wietersdorfer & Peggauer Zementwerke, direkt westlich der Werksanlagen. Sie stellen gewissermaßen die Typlokalität der Wendl-Folge dar. Vorwiegend aus Mergeln und mergeligen Kalken aufgebaute Wechselfolgen unterbrechen jedoch

auch durch grobklastische Sedimentströme charakterisierte Schichtpartien. Der einzige Unterschied zu der mergelig-kalkigen Wendl-Folge besteht in ihrer geringeren Mächtigkeit. Eine eindeutige Zuordnung ist bei den generell schlechten Aufschlußverhältnissen außerhalb der Steinbrüche nicht möglich.

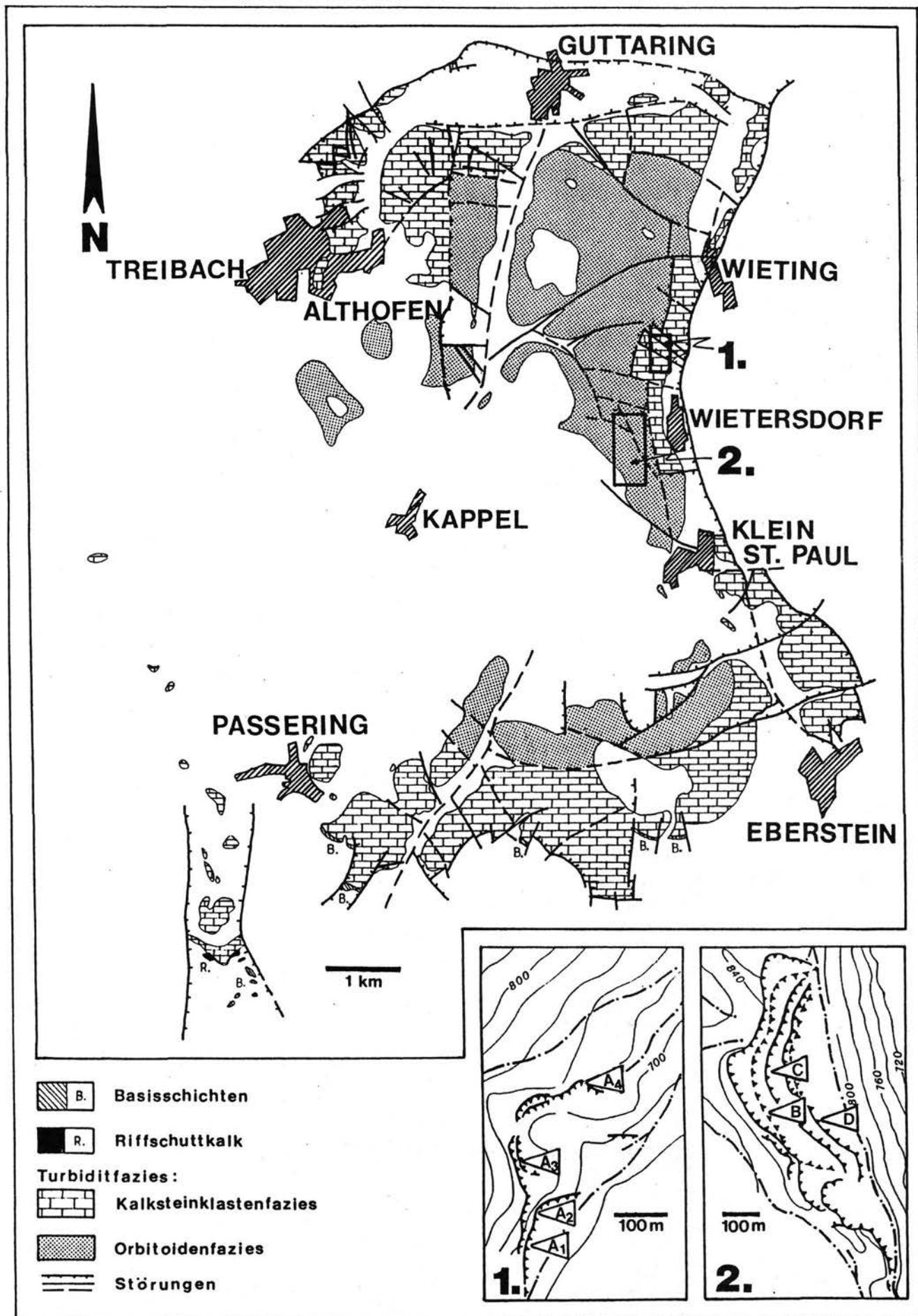
Tab. 1: Vergleich der neuen Untergliederung der Krappfeld-Gosau mit der von VAN HINTE (1963). Letztere ist stratigraphisch korrigiert. Die Ausscheidung der Orbitoidenfazies, der Kalksteinklastenfazies sowie der Basisschichten ist im gesamten Verbreitungsgebiet der Oberkreide möglich, während eine weitergehende Unterteilung der Orbitoidenfazies nur in den Steinbrüchen sinnvoll ist.

Stratigraphie	NEUE GLIEDERUNG	VAN HINTE (1963)
OBERES UNTER- MAASTRICHT	Mergel	Pemberger Folge
	obere	
UNTERCAMPAN	untere	untere
	Kalksteinklasten- fazies	Wendl-Folge
UNTERCAMPAN / OBERSANTON	Basisschichten	Mannsberg-Folge
		Windisch-Folge

Für die im Rahmen der geologischen Neuaufnahme des Blattes 186 St.Veit a.d.Glan erforderliche Neugliederung der Oberkreide wird auf eine Differenzierung der älteren Teile der Turbiditfazies verzichtet. Sie werden aufgrund der in den gröberen Resedimenten enthaltenen Kalksteinklasten von Oberkreidesedimenten als Kalksteinklastenfazies von den jüngeren Schichtpartien, deren grobarenitische und feinruditische Sedimente vor allem orbitoide Großforaminiferen kennzeichnen, abgetrennt (NEUMANN 1988). Lithofaziell gesehen sind letztere, für die die Bezeichnung Orbitoidenfazies vorgeschlagen wird, mit der Pemberger Folge VAN HINTES (1963) gleichzusetzen. Die zum Teil auftretenden Abweichungen in der räumlichen Verbreitung hängen mit der früher nur unzureichend berücksichtigten Bruchtektonik zusammen. Innerhalb der neuen Wietersdorfer Steinbrüche am Pemberger Riegel läßt sich eine detailliertere Untergliederung anhand der Art und Menge silikoklastischer Bestandteile sowie der Quantität orbitoider Großforaminiferen durchführen (untere und obere Orbitoidenfazies). Den Abschluß der Oberkreidefolge bilden massige Mergel, deren Foraminiferenfauna bereits Gegenstand vieler Untersuchungen war (LIEBUS 1927; PAPP & KÜPPER 1953; SCHREIBER 1979,1980). Die nicht der Turbiditfazies angehörenden Sedimente, in unmittelbarer Nähe der Transgressionsbasis, werden als Basisschichten zusammengefaßt.

Ergänzend ermöglichte die geologische Aufnahme von härteren Schichtpartien in der Turbiditfazies, die im Gelände als morphologische Rippen auftreten, die geologische Struktur des Oberkreidevorkommens besser zu

Abb. 1.
Die Verbreitung der Oberkreideseimente des Krappfeldes.



erfassen (Diplomarbeiten der Universität Hamburg). Damit wurde ein bereits von VAN HINTE (1963) an wenigen Geländepunkten unternommener Versuch, derartige Partien auszukartieren, konsequent weiterverfolgt, denn Leithorizonte, die ansonsten bei Kartierarbeiten ausgezeichnete Bezugshorizonte darstellen, sind in der Oberkreide nicht vorhanden.

Die Basisschichten

Infolge eines prägosauisch stark verstellten Reliefs transgrediert die Oberkreide mit deutlicher Winkeldiskordanz auf unterschiedlich alte Schichtglieder. Nur im Süden des Krappfeldes ist die *T r a n s g r e s s i o n s b a s i s* aufgeschlossen. Dort wird die Gosau von Hauptdolomit (Nor) unterlagert (HERRMANN & WASCHER 1972). Im Norden bilden wahrscheinlich altpaläozoische Gesteine den Unterbau (LEGGEWIE & THIEDIG 1977). Im südlichen Krappfeld beginnt die Schichtfolge zumeist mit einem Basiskonglomerat, das teilweise von einem weißen Dolomitarenit ersetzt wird (APPOLD 1983; WOLTER 1983; WOLTER et.al. 1982). Das Basiskonglomerat entwickelt sich direkt aus der Top-Brekzie des Hauptdolomites. Dabei nimmt die Korngröße der Hauptdolomitkomponenten von unten nach oben ab. Mit dem Rundungsgrad verhält es sich umgekehrt. Entsprechend der Partikelgröße und des Aufarbeitungsgrades deuten HERRMANN & WASCHER (1972) diese monomikten Ablagerungen als Wildbachschüttungen bzw. strandnahe Bildungen. Im Hangenden der Basiskonglomerate ragt in zwei eng umgrenzten Arealen nordöstlich von Rottenstein ein *R i f f s c h u t t k a l k* (MOINIPUR 1970, HALAMIC 1983) inselartig aus quartären Lockersedimenten heraus. In beiden Vorkommen ist der Kalk massig ausgebildet und setzt sich überwiegend aus Rudistendetritus zusammen. Daneben treten einige gut gerundete Dolomitgerölle auf. Um möglichst ein Gesamtbild von der Faziesentwicklung während der Oberkreide zu erhalten, müssen die in den groben Sedimentströmen (Turbiditfazies) umgelagerten Bestandteile des flachmarinen und festländischen Liefergebietes berücksichtigt werden.

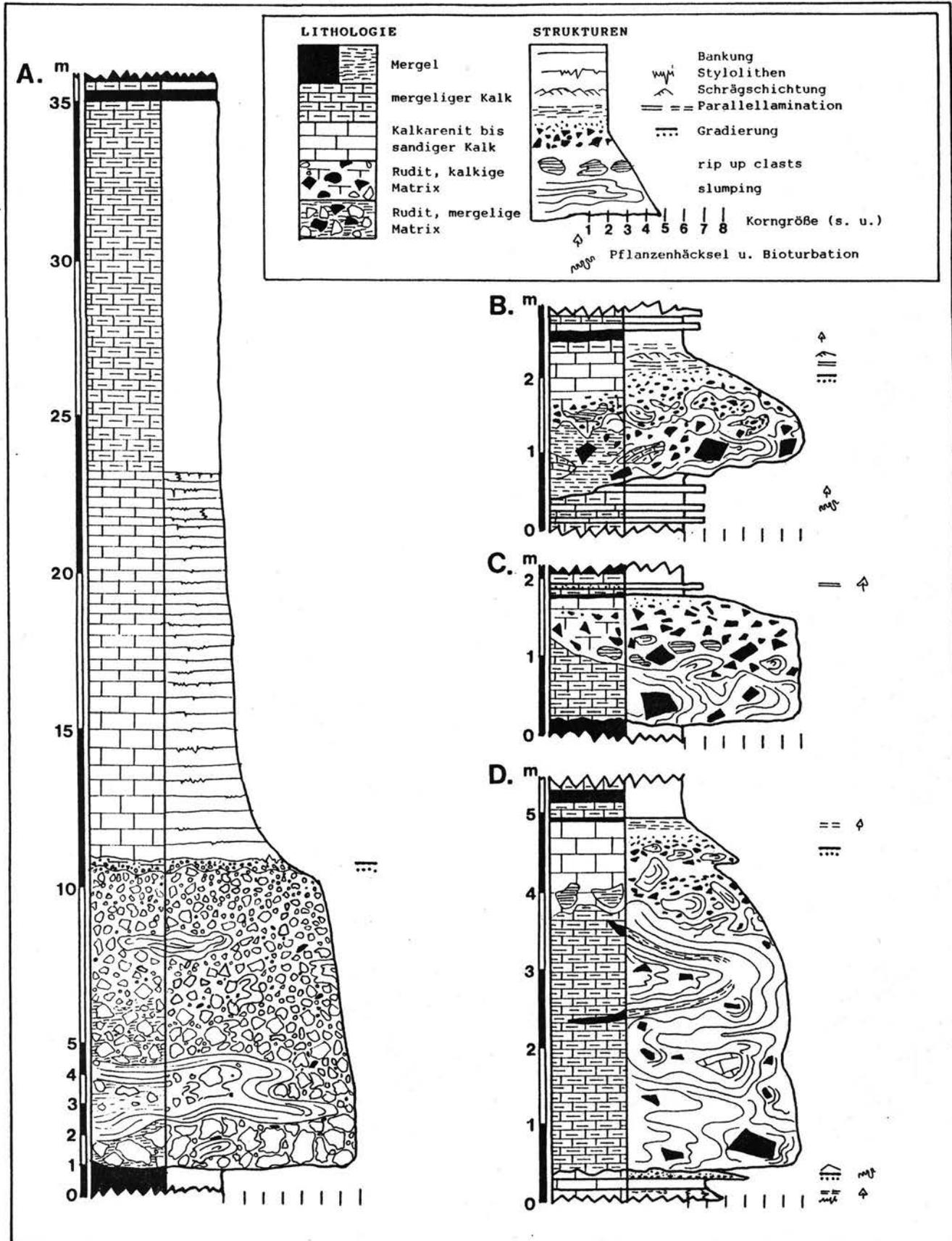
Die Turbiditfazies

Die *T u r b i d i t f a z i e s* weist ein breit gefächertes sedimentpetrographisches Spektrum auf. Kalkarenite bis kalkige Sandsteine mit turbiditischem Charakter unterbrechen eine mergelig-kalkige Beckensedimentation, gekennzeichnet durch planktonische Foraminiferen, Inoceramen und auch Ammoniten. Seltener sind konglomeratische und brekziöse Ablagerungen, die als Turbidit-Strömungen hoher Dichte interpretiert werden, in die Wechselfolge eingeschaltet (NEUMANN & THIEDIG 1989 in Vorber.). Eine Besonderheit stellen einige aus "two layer sediment gravity flows" hervorgegangene Sedimentationseinheiten dar (Abbildung 2). Ihr Basalteil zeigt eindeutige Merkmale eines Trümmerstromes (viskoplastischer debris

Im Kartenbild sind die beiden kleinen, aber markanten Vorkommen von Riffschuttalk von den Basisschichten (Basiskonglomerate, Dolomitarenite, Mergel) abgetrennt und gesondert dargestellt. Die beiden Ausschnitte von den Steinbrüchen der Wietersdorfer & Peggauer Zementwerke geben die Lage der in Abb. 2 gezeigten "two layer sediment gravity flows" wieder.

1. Alte Steinbrüche, 450 m nördlich der Werksanlagen. Profil A aus den Teilprofilen A1-A4 zusammengesetzt.
2. Neue Steinbrüche am Pemberger Riegel, westlich der Werksanlagen. Gestrichelte Linie: Heute nicht mehr erhaltene Abbauwände.

Abb. 2.
Ablagerungen aus „two layer sediment gravity flows“.



A: Sedimentationseinheit mit der Knödelbrekzie als Basisteil (Kalksteinklastenfazies)
B-D: Beispiele aus der Orbitoidenfazies
Korngröße: 1: < Sand; 2-4: Fein-, Mittel- und Grobsand;
5-7: Fein-, Mittel- und Grobkies; 8: Blöcke

flow, mud flow), während ihr oberer Teil als Turbidit (LOWE-Einheiten, BOUMA-Sequenz) einzustufen ist. Ein Beispiel dafür bildet in der Kalksteinklastenfazies ein bis zu 33 m mächtiger Schüttungskörper, der in den aufgelassenen Steinbrüchen der Wiertersdorfer & Peggauer Zementwerke, 450 m nördlich der Werksanlagen aufgeschlossen ist. Der debris flow, für den THIEDIG (1975a) die Bezeichnung "Knödelbrekzie" einführte, war zusammen mit dem Turbidit bereits Gegenstand vieler Untersuchungen (KAHLER 1953,1955, KÜHN 1960, KAHLER & MEIXNER 1963, VAN HINTE 1963). Insbesondere die bis zu 1 – 3 m großen Kalksteinklasten (NEUMANN 1987, NEUMANN & THIEDIG 1989 in Vorber.). Vergleichbare Sedimentströme in der Orbitoidenfazies, allerdings mit einer deutlich geringeren Mächtigkeit (max. 5 m), sind erst seit wenigen Jahren aus den im Abbau befindlichen Steinbrüchen am Pemberger Riegel bekannt.

Rekonstruktion der Faziesentwicklung

Die Kalksteinklasten der groben Resedimente lassen gemeinsam mit den beiden Vorkommen von Riffschuttkalk im südlichen Krappfeld auf die Entwicklung einer Karbonatplattform kurz nach der Oberkreidetransgression schließen. In der Mehrzahl handelt es sich bei den Kalksteinbruchstücken um Bio-Trümmer-Kalke, die unter vollmarinen Sedimentationsbedingungen entstanden sind. Die vorwiegend mikritische Matrix und die aus ungerundetem Bioklastengrus und Peloiden bestehende feinkörnige Sedimentfraktion deuten auf eine geringe Hydrodynamik hin. Die darin auftretenden Hippuriten lebten einzeln oder im kolonialen Verband, dessen Organisationsniveau höchstens dem von Fleckenriffen entspricht. Dazwischen sind Stock- und Solitärkorallen sowie Radiolithen eingestreut. Corallinaceen kommen in Form von Rhodolithen und gelegentlich auch als laminare Krusten vor. Letztere tragen im Kleinhabitat zur Sedimentkonsolidierung bei. Episodisch stärkere Wasserenergien führten zur Umlagerung der Rhodolithen. Ausgesprochen hochenergetische Ablagerungen, wie sie den seewärts exponierten Randbereich vieler Karbonatplattformen charakterisieren, sind nur durch wenige Kalksteinklasten zu belegen.

Die Karbonatplattform war einem Festlandsbereich vorgelagert. Dokumentiert wird dies durch karbonatische Fremdgerölle in den beiden vermutlich autochthonen Kalkvorkommen und den oberkretazischen Kalksteinklasten der grob-detritischen Sedimentströme. Dieser Abtragungsschutt dürfte durch kleine Flüsse punktuell in die flachmarine Randzone eingetragen worden sein. Da Silikoklastika fehlen, kann man davon ausgehen, daß die Flüsse zur Zeit der Plattformentwicklung aus Landbereichen kamen, in denen nur Karbonate die Landoberfläche bildeten. Der Erosionsschutt besteht hauptsächlich aus strukturlosen Dolomitgeröllen unterschiedlicher Farbe. In den Sedimenten der postvariszischen Transgressionsserie, die als potentielle Liefergesteine in Frage kommen, finden sich Dolomite an der Basis der Gutensteiner Schichten (Oberskyth/ANIS) oder in Form des Anis-Ladin-Dolomites und des norischen Hauptdolomites (WASCHER 1969, RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER 1972, WOLTER et.al. 1982). Unter den in geringer Anzahl vorhandenen präkretazischen Kalksteingeröllen tritt auch ein Foraminiferenkalk mit einer Fauna aus dem Zeitraum Nor – Rhät auf, zu dem es innerhalb der postvariszischen Transgressionsserie keine Äquivalente gibt (NEUMANN 1987, NEUMANN & THIEDIG 1989 in Vorber.). Zeitlich markiert dieses Geröll den unteren Bereich der von der Obertrias (Nor) bis in die Unterkreide reichenden Schichtlücke. Damit dürfte die Sedimentation in der näheren Umgebung der Saualpe bzw. des Krappfeldes, nach Ablagerung des

Hauptdolomites im Nor, zunächst weiter angedauert haben. Erst nach einer Lithifizierung der Plattformsedimente entstehen jene Kalksteinklasten-führenden Sedimentströme, die die heute noch erhaltenen älteren Teile der Oberkreidefolge aufbauen.

Zu Beginn der Plattformzerstörung hat sich die Situation im Liefergebiet gewandelt. Die Flüsse liefern hauptsächlich gerundeten silikoklastischen Lokalschutt (Magdalensbergserie) an. Im Bereich der Flußmündungen vermischt sich dieses Material mit aufgearbeiteten Kalksteinklasten, bevor es in die Turbiditfazies einbezogen wird. Dort überlagern sich diese Produkte dann mit Schüttungskörpern, deren Ausgangspunkt aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung in Plattformbereichen anzusetzen ist, die nur in geringem Umfang unter Einfluß silikoklastischen Materials stehen. Die ebenfalls dazu gehörende, aus Knödelbrekzie und Turbidit bestehende Sedimentationseinheit, dokumentiert ein äußerst großes Kollapsereignis im Plattformbereich. Von der Westseite des Hornberges werden 15 isolierte, bis zu hausgroße Blöcke aus Riffschuttkalk beschrieben (LEGGEWIE 1970), die THIEDIG (1975a) als submarine Felsstürze interpretiert. Sie dürften infolge einer synsedimentären Tektonik (intra-gausische Bewegungen) entstanden sein (THIEDIG 1975a,b). Beckenwärts können aus ihnen debris flows und andere, damit verbundene Transport-Prozesse hervorgehen.

In den grobarenitischen bis feinruditischen Turbiditen der jüngeren Oberkreidesedimente zeigen orbitoide und calcarinide Großforaminiferen einen Formenwandel im flachmarinen Liefergebiet an. Erstere treten dabei in größerer Anzahl auf (Orbitoidenfazies). Kalksteinklasten von Oberkreidesedimenten in Flachwasserfazies fehlen in der Regel. Die biogenen Bestandteile stammen aus verschiedenen nebeneinanderliegenden flachmarinen Fazieszonen und wurden lediglich postmortal in jene Areale verfrachtet, die den Ausgangsort für die gravitativen Sedimentströme darstellten. Je nach Transportdauer, Transportweite, Hydrodynamik und nicht zuletzt der mechanischen Stabilität der Biogene kam es bereits im flachmarinen Bereich zu einer unterschiedlich starken Aufarbeitung. Nach einer Vermischung mit terrigenem Material wurden die Akkumulationen unter Einfluß der Schwerkraft in die Turbiditfazies umgelagert. Der Terrigenanteil setzt sich weiterhin hauptsächlich aus lokalem Abtragungsschutt (Magdalensbergserie) zusammen (untere Orbitoidenfazies). Der Sedimentcharakter spricht für die Ausbildung eines submarinen Fächers. Dabei sind die aus einem debris flow und einem Turbidit aufgebauten Ablagerungen vorwiegend als Rinnen in stärker mergelig geprägte Schichten eingeschaltet (NEUMANN 1987).

Weiter im Hangenden zeichnet sich in der Zusammensetzung der Resedimente ein Umschwung im festländischen Liefergebiet ab (obere Orbitoidenfazies). Die plattigen Gesteinsbruchstücke der Magdalensbergserie werden größtenteils durch chemisch und textuell reifere Abtragungsprodukte ersetzt. Verknüpft ist dies mit einer Zunahme der Terrigenanteils insgesamt. Währenddessen lassen sich keine wesentlichen Veränderungen hinsichtlich der Karbonatpartikel feststellen.

Tektonik

Die in einer Grabenposition erhalten gebliebenen Oberkreidesedimente zeichnen in vereinfachter Form eine flache asymmetrische Synklinale mit geringfügig nach Westen einfallender Muldenachse nach (WILKENS 1985). Diese übergeordnete Struktur wird durch junge, vorwiegend N-S streichende und annähernd senkrecht dazu verlaufende Störungen in ein kompliziertes Schollenmosaik zerlegt.

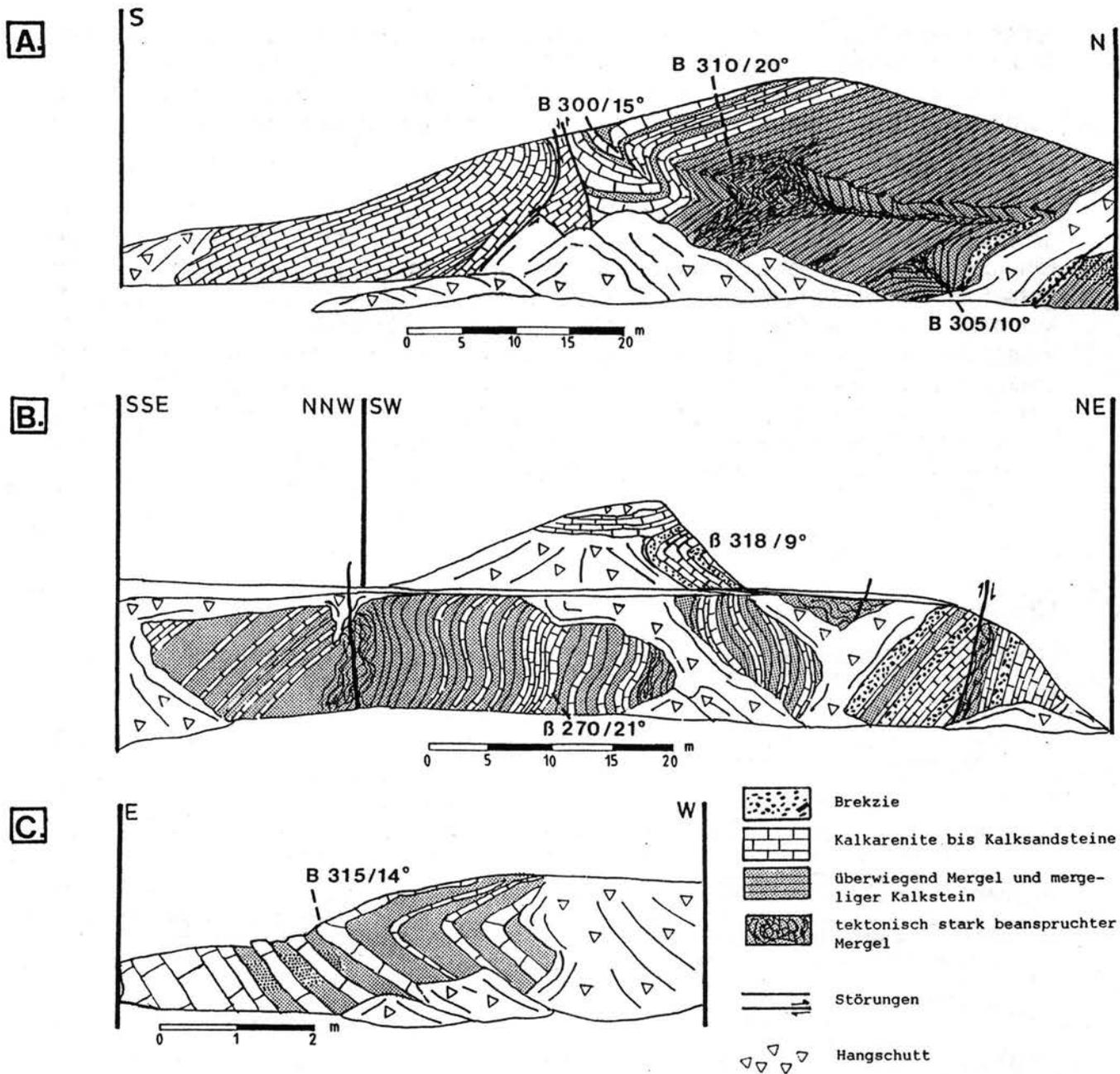


Abb. 3.
 Deformation der jüngeren Oberkreideanteile (Orbitoidenfazies) in den Steinbrüchen am Pemberger Riegel.

A: Die Aufschlußskizze verdeutlicht beispielhaft die Art des Faltenbaus. Eine liegende Falte ist auf einen Komplex aufgeschoben, der weitgehend aus Kalkarenitbänken besteht. Oberhalb der Knickfalte (B 300/15°) folgt eine weitere Umbiegungszone. Punktuell treten in mergeligen Partien Stauchungen und Verwürgungen auf.

N-Teil des Steinbruches am Pemberger Riegel

B: Oberhalb der 820 m Abbauebene, nahe dem Übergang zur oberen Orbitoidenfazies, findet sich eine weitere Knickfalte. Die steilgestellten Schichten in der etwas tiefer gelegenen Abbauebene zeigen flexurartige Verbiegungen, wobei die zwischengeschalteten Mergel partiell stark deformiert sind.

S-Teil der Steinbrüche am Pemberger Riegel

C: Südlich von B tritt auch in der oberen Orbitoidenfazies eine Falte auf. Sie ist NE-vergent mit 14° nach NW abtauchender Achse. Außerhalb des Steinbruches, auf den Weiden westlich des Fahrweges, sind die härteren Partein beider Faltenchenkel in Form E-W streichender Geländekanten über eine Strecke von mehr als 100 m zu verfolgen.

Anhand einer stellenweise zu beobachtenden Schieferung in den mergeligen Sedimenten weisen v.GOSEN & THIEDIG (1980) für die Oberkreidesequenz erstmals eine alpidische Deformation (Iaramische Phase) nach. In engem Zusammenhang damit steht der Faltenbau (Abb. 3) und in bestimmtem Umfang auch eine Auf- und Überschiebungstektonik.

Demgegenüber weisen die präkretazischen Sedimente der postvariszischen Transgressionsserie zwei Schieferungen auf. Daraus läßt sich auch eine zeitliche Einstufung der alpidischen Deformation rekonstruieren. v.GOSEN & THIEDIG (1980) gehen von mindestens einer prägosauischen Phase aus. APPOLD & PESCH (1984) kommen unter Berücksichtigung der generellen Raumlage der Faltenachsen innerhalb der postvariszischen Transgressionsserie auf zwei prägosauische Phasen. Demgemäß handelt es sich bei der prägenden Oberkreidetektonik dann nicht mehr um eine zweite, sondern um eine dritte alpidische Deformation. Ausschlaggebend für ihre Unterscheidung und der daraus resultierenden zeitlichen Einstufung ist das Fehlen von N-S streichenden Faltenachsen in der Oberkreide.

Literatur:

- APPOLD, T. (1983): Geologische Neukartierung der Krappfeld-Permotrias im Gebiet südlich Passering St. Florian in Kärnten, Österreich.- Unpubl.geol.Dipl.Arb.Fachber. 'Geowiss. Univ.Hamburg, 209 S., Hamburg.
- APPOLD, T. & PESCH, P. (1984): Die Tektonik der postvariszischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich).- Carinthia II, 174/94, 319-337, Klagenfurt.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1980): Krappfeld, Saualpe, Seetaler Alpen, St.Pauler Berge.- In: Der geologische Aufbau Österreichs.- 378-385, Wien.
- ELGARAFI, A.G. (1970): Geologische Kartierung der Oberkreideablagerungen im Gebiet von St. Florian im Krappfeld, Kärnten (Österreich).Unpubl.geol.Dipl.Arb.Fachber. Geowiss.Univ.Hamburg 87 S., Hamburg.
- v.GOSEN, W. & THIEDIG, F. (1980): Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener-St.Pauler Berge (Kärnten/Österreich).- Verh.Geol.B.-A. 1979/3, 313-335 Wien.
- HALAMIC, J. (1983): Geologische Neukartierung des Gebietes zwischen Pölling und St.Georgen am Längsee, Kärnten /Österreich.- Unpubl.geol.Dipl.Arb.Fachber.Geowiss. Univ.Hamburg, 150 S., Hamburg.
- HERRMANN, P. & WASCHER, W. (1972): Basiskonglomerate der Krappfeldgosau bei Rottenstein /Kärnten.- Verh. Geol.B.-A. 1972/2, 299-308, Wien.
- HINTE, J. E. van (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten).- Jb.Geol.B.-A.,Sdbd. 8, 147 S., Wien.
- HINTE, J. E. van (1965): Remarks on the Krainach Gosau (Styria, Austria).Koninkl.nederl. Akad.Wetensch. Proc.,(B), 68/2, 72-92, Amsterdam.
- KAHLER, F. (1953): Der bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens.- Carinthia II, Sdh. 16, 78 S., Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1955): Die Umwelt Kärntens, I.Teil: Gesteinsfolgen mit Versteinerungen.- Carinthia II, Sdh. 18, 1-106, Klagenfurt.
- KAHLER, F. & MEIXNER, H. (1963): Minerale aus den Steinbrüchen der Wietersdorfer Zementwerke.- Carinthia II, 153/73, 57-67, Klagenfurt.
- KÜHN, O. (1960): Die Rudistenfauna von Wietersdorf in Kärnten.- Carinthia II, 150/70, H.1, 47-50, Klagenfurt.
- LEGGEWIE, R. (1970): Geologische Kartierung der Permotrias, der Kreide und des Tertiärs im Görtschitztal zwischen Eberstein und Klein St.Paul (Krappfeld, Kärnten). Unpubl.geol.Dipl. Arb.Fachber.Geowiss.Univ.Hamburg, 81 S., Hamburg.
- LEGGEWIE R. & THIEDIG, F. (1977): Oberkreidesedimente am Ostrand des Krappfeldes (Kärnten, Österreich).Mitt.Geol.-Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 47, 229-246, Hamburg.
- LIEBUS, A. (1927): Neue Beiträge zur Eozänfauna des Krappfeldes in Kärnten.- Jb.Geol. B.-A., 77, 333-393, Wien.
- MOINIPUR, H. (1970): Geologische Untersuchung im südlichen Krappfeld zwischen Rottenstein, Gasselhof, Passering und Unterbergen (Kärnten, Österreich).- Unpubl.geol. Dipl.Arb.Fachber.Geowiss.Univ.Hamburg, 84 S., Hamburg.
- NEUMANN, H.-H. (1987): Die Faziesentwicklung der Krappfeld-Gosau in der Umgebung von Wietersdorf(Kärnten/Österreich).- Unpubl.geol.Dipl.Arb.Fachber.Geowiss.Univ. Hamburg, 225 S., Hamburg.
- NEUMANN, H.-H. (1988): Bericht über die geologische Aufnahme auf Blatt 186 St.Veit a.d. Glan, Oberkreide.- Jb.Geol.B.-A. (im Druck).
- NEUMANN, H.-H. & THIEDIG, F. (1989): in Vorbereitung
- OBERHAUSER, R. (1968): Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum.- Jb.Geol.B.-A., 111, 115-145, Wien.
- PAPP, A. & KÜPPER, K. (1953) Die Foraminiferenfauna von Guttaring und klein St.Paul. I. Über Globotruncanen südlich Pernerberg bei Klein St.Paul.Sitzber.österr.Akad. Wiss.mathem.-naturwiss.Kl.,Abt. I, 162, 31-48, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariszische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten).- Mitt.Ges.Geol. Bergbaustud., 20,127-138, Wien.

- RÜHL, N.-P. (1970): Geologische Neuaufnahme des Krappfeldes zwischen Treibach-Althofen, Silberegg und Guttaring (Kärnten).– Unpubl.geol.Dipl.Arb.Fachber.Geowiss. Univ.Hamburg, 148 S., Hamburg.
- SCHREIBER, O. S. (1979): Heterohelicidae (Foraminifera) aus dem Pemberger Folge (Oberkreide) von Klein St.Paul am Krappfeld (Kärnten).– Beitr.Paläont.Österr., 6, 27–59, Wien.
- SCHREIBER, O. S. (1980): Benthonische Foraminiferen der Pemberger Folge (Oberkreide) von Klein St.Paul am Krappfeld (Kärnten).–Beitr.Paläont.Österr., 7, 119–237, Wien.
- THIEDIG, F. (1975a): Submarine Brekzien als Folge von Felsstürzen in der Turbiditfazies der Oberkreide des Krappfeldes in Kärnten (Österreich).– Mitt.Geol.Paläont. Inst.Univ.Hamburg, 44, 495–516, Hamburg.
- THIEDIG, F. (1975b): Die Entwicklung des postvariszischen Deckgebirges in der Umgebung der Saualpe. Clausth.Geol.Abh.,Sdbd. 1, 175–184, Clausthal-Zellerfeld.
- THIEDIG, F. & WIEDMANN, J. (1976): Ammoniten und das Alter der höheren Kreide (Gosau) des Krappfeldes in Kärnten (Österreich).– Mitt.Geol.–Paläont.Inst.Univ.Hamburg, 45, 9–27, Hamburg.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band I: Die Zentralalpen, XVI+766 S., Wien (Deuticke).
- WASCHER, W. (1969): Zur Trias des Krappfeldes und ihrer Basis (Trias von Eberstein und Pölling).– Unveröffentl.Diss.Phil.Fak.Univ.Wien, 205 S., Wien.
- WILKENS, E. (1985): Das Alttertiär des Krappfeldes (Kärnten/Österreich).– Unpubl.geol. Dipl.Arb.Fachber. Geowiss.Univ.Hamburg, 198 S., Hamburg.
- WOLTER, L. (1983): Geologische Neukartierung des Gebietes südwestlich von Eberstein zwischen St.Florian und Krainberg (Kärnten/Österreich).– Unpubl.geol.Dipl.Arb. Fachber.Geowiss.Univ.Hamburg, 196 S., Hamburg.
- WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIC, J. & APPOLD, T. (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten, Österreich.– Mitt.Geol.–Paläont.Inst.Univ. Hamburg, 53, 207–248, Hamburg.

Raum für Notizen

5. Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Gesteinsserien des Mittel- und Oberostalpins auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von W. v. GOSEN

Mit 2 Abbildungen

Die auf dem Kartenblatt 186 St. Veit a. d. Glan vertretenen mittel- und oberostalpinen Serien sind während tertiärer Horst- und Grabenbildung zerlegt und verstellt worden. Eine Gliederung und zeitliche Einordnung der in ihnen dokumentierten Deformations- und Metamorphoseereignisse wird dadurch erschwert. Hinzu kommt, daß sichere postvariszische Metasedimente innerhalb der Metamorphit-Folgen fehlen. Die Deformations- und Metamorphosegeschichte ist deshalb am ehesten über vergleichende Untersuchungen in westlichen Arealen zu klären.

Das Mittelostalpine Kristallin umfaßt im Bereich des Kartenblattes den W-Abfall der Saualpe und den Hüttenberg - Friesacher Kristallin-Zug, der nach N und S unter metamorphes Altpaläozoikum des Gurktaler Deckenkomplexes (Oberostalpin; OOA) abtaucht. Die Fortsetzung des Altkristallins findet sich in der weiten Umrahmung dieses Deckenstapels (Abb. 1). Dabei sind die westlichen Areale (Nockgebiet) über monotone Paragneis-Folgen mit einzelnen Orthogneis-Einschaltungen bereits deutlich von der Glimmerschiefer- und Schiefergneis-Gruppe des Saualm-Kristallins (Koriden-Einheit) zu unterscheiden. Ihre präalpine Entwicklung ist über mindestens drei Deformationen mit einer amphibolitfaziellen Metamorphose nach der zweiten Deformation charakterisiert, wobei die erste Deformation vor der Intrusion einzelner Granitoide erfolgt sein dürfte. Die Edukte sind wahrscheinlich ältestpaläozoischen, z.T. wohl auch präkambrischen Alters.

Die Unterschiede zur Koriden-Einheit des Saualpen-Kristallins sind über das Auftreten des dortigen Staurolith II, der eine zweite amphibolitfazielle Metamorphose anzeigt, sowie die Relikte eines ersten T-betonten Metamorphose-Stadiums angezeigt.

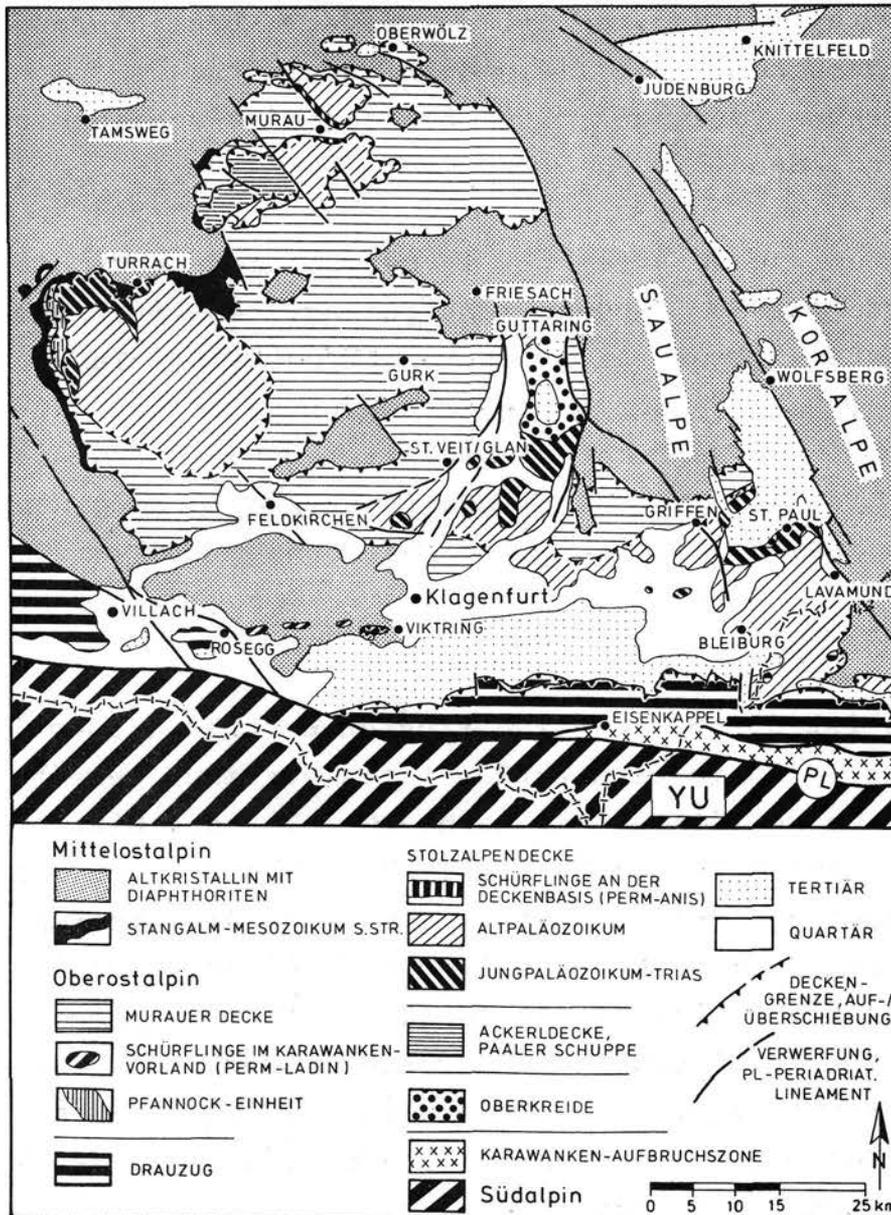


Abb. 1.
Geologisch-tektonische Übersichtskarte von Mittel- und Ostkarnten mit Nachbargebieten.

Die Alter der Deformationen samt Metamorphosen sind umstritten. Als gesichert kann das präalpine Alter der ersten amphibolitfaziellen Metamorphose (Staurolith I) samt vorhergehender und begleitender Deformationen gelten. Ein variszisches Alter ist hier wahrscheinlich. Das erste T-betonte Metamorphosestadium im Saualpen-Kristallin könnte danach prävariszischen Alters sein, während für die zweite Amphibolitfazies (Staurolith II) neben einem altalpinen ebenso ein variszisches Alter diskutiert wird.

Die altpaläozoischen Anteile des Gurktaler Deckenkomplexes finden sich auf Blatt 186 in der W-, N- und E-Umrahmung des Krappfeld-Grabens. Die präalpine Entwicklung der Decken ist durch zwei Charakteristika bestimmt :

(1) Basale Murauer Decke und hangende Stolzalpendecke bestehen aus faziell unterschiedlichen Abfolgen, die jedoch vergleichbare Zeiträume des Altpaläozoikums umfassen. Sie entstammen verschiedenen paläogeographischen Regionen.

(2) Die präalpine Metamorphose erreichte in der unteren Decke die seichte bis max. mittelgradige Grünschieferfazies, begleitet und überdauert von mindestens einer variszischen Deformation. In der oberen Decke ist eine (tief-) anchizonale Metamorphose belegt, die mindestens eine variszische Deformation begleitete. Besonders die Quarzphyllite zeugen hier jedoch von mindestens zwei präalpinen Deformationen unter grünschieferfaziellen Bedingungen und weisen damit auf wechselnde Intensitäten der variszischen Prägung.

Die alpine Geschichte ist durch intensive Krustenverkürzung sowohl im Altkristallin als auch im metamorphen Altpaläozoikum gekennzeichnet. Die Murauer Decke (OOA) wurde nach \pm NW über das Mittelostalpine Kristallin verschoben (Abb. 2:A). Ihr Transport verlief unter grünschieferfazieller Metamorphose, die eine Diaphthorese der amphibolitfaziellen Mineralbestände in der Unterlage bewirkte und sich dort nach dem Liegenbleiben der Decke in einer Retrometamorphose fortsetzte. Mit der Überschiebung wurde im Nockgebiet die Sedimentauflage des Mittelostalpinen Kristallins (Stangalm-Mesozoikum s.str.) am Top und z.T. auch basal zugeschnitten, dabei grünschieferfaziell metamorph geprägt.

Während des zweiten Abschnittes der Deckentektonik (Abb. 2:B) überschob die Stolzalpendecke \pm NNW gerichtet die Murauer Decke unter basaler Verschleifung der Pfannock-Einheit (Nockgebiet) und einzelner Permotrias-Späne (Murau). Der Transport wurde von einer max. alpinen Metamorphose an der Grenze Anchizone / Grünschieferfazies begleitet. Die Murauer Decke wurde dabei verbreitet intern in Teileinheiten gestapelt und im Nockgebiet unter den sich fortbewegenden oberen Bauteilen des OOA zur Phyllonitzone ausgedünnt (Abb. 2:C). Einher ging eine Verschuppung der mittelostalpinen Sedimentbedeckung (Stangalm-Mesozoikum s.str.). Die auf dem Rücken der Stolzalpendecke transportierten postvariszischen Schichtfolgen (Krappfeld) erlebten gleichfalls mehrfache Deformationen sowie eine zum Top ausklingende anchizonale Metamorphose.

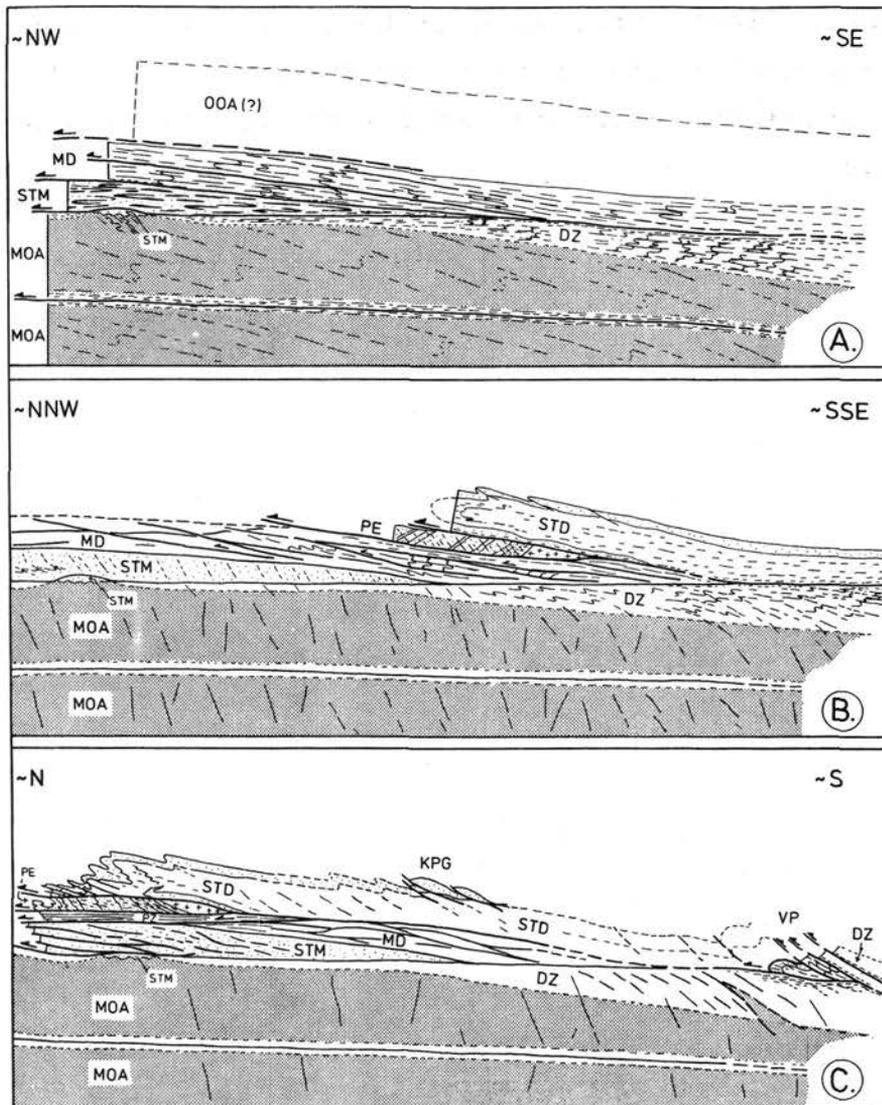


Abb. 2. Schematische Profildarstellungen des Überschiebungsablaufes der oberostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken.

DZ = Diaphthorite des Mittelostalpinen Kristallins; KPG = Postvariszische Transgressionsserie, Krappfeld - St. Paul - Griffen, Karbon und Perm in Nockgebiet; MD = Murauer Decke; MOA = Mittelostalpinen Kristallin; OOA = oberostalpine Serien; PE = Pfannock-Einheit; STD = Stolzalpendecke; STM = Stangalm-Mesozoikum s.str.; VP = Viktringer Permotrias.

Die beträchtliche alpine Krustenverkürzung ist im mittelkärntner Seengebiet über alpin mehrfach deformiertes und diaphthoritisch geprägtes Altkristallin samt allochthoner Permotrias-Schollen (z.B. Viktring) dokumentiert. Dies weist auf die weite ehemalige Südost-Erstreckung des Gurktaler Deckenkomplexes ebenso wie auf die beträchtlichen Überschiebungsweiten der einzelnen Decken.

Die radiometrischen Altersdaten (u.a. aus dem Sau- und Koralm-Kristallin) zeugen von einem altalpinen Alter des oberostalpinen Deckentransportes. Die Fernüberschiebungen setzten vermutlich in der Mittl. Kreide ein und waren vor der prägosauischen Hebung, Erosion und nachfolgenden Sedimentation der zentralalpiner Gosau (Krappfeld, Lavanttal) beendet.

Die mit dem Alttertiär einsetzende bruchtektonische Aktivität ist i.w. auf die sich im Süden entwickelnde dextrale Lateralverschie-

bung des Periadriatischen Lineamentes zu beziehen, die gestapelte ober- und mittelostalpinen Bauteile an ihrem Südrand abschnitt. Während jungtertiärer N-S-Kompression der Kruste wurde der Krappfeld-Graben ausgestaltet.

Raum für Notizen

6. Tertiär

6.1. Paläogene Sedimente des Krappfeldes und seiner Umgebung

Von E. WILKENS

Mit 4 Abbildungen

Zusammenfassung

Im Zusammenhang mit der Aufstellung neuer lithostratigraphischer Einheiten werden Sedimentabfolgen sowie Geröllvorkommen alttertiärer Gesteine aus dem Bereich des Krappfeldes und seiner Umgebung beschrieben.

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit stellt zusammenfassend Teilaspekte der seit 1983 durchgeführten Neubearbeitung der Alttertiärvorkommen des Krappfeldes (Kärnten/Österreich) und deren Umgebung vor. Detailliertere Angaben zur Lithologie und Faziesentwicklung insbesondere des Alttertiärvorkommens Sittenberg finden sich in WILKENS (1985) und WILKENS & THIEDIG (in Vorber.). Die Bearbeitung alttertiärer Sedimentabfolgen und Geröllvorkommen wird fortgesetzt.

1.1 Bedeutung und geologischer Rahmen der Alttertiärvorkommen

Umfang, Paläogeographie und fazielle Entwicklung einer marinen Bedeckung des Ostalpenraumes zur Zeit des Alttertiärs sind auch im Hinblick auf die Rekonstruktion tektonischer Abläufe immer wieder Gegenstand von Diskussionen. Demgegenüber steht die insgesamt nur sehr lückenhafte Überlieferung zusammenhängender Sedimentabfolgen alttertiären Alters, überwiegend beschränkt auf Bereiche kretazischer Grabenstrukturen (Gosaubecken). Alttertiäre Gesteine als Gerölle innerhalb jungtertiärer Schotter treten ebenfalls nur lokal und zumeist als akzessorische Bestandteile auf.

Trotz ihrer flächenmäßig relativ geringen Verbreitung wird damit die herausragende Bedeutung der Alttertiär-Vorkommen des Krappfeldes und seiner Umgebung erkennbar. Als südlichster Anteil der örtlich eng begrenzten Alttertiärabfolgen innerhalb von Gosauvorkommen, bilden sie in Österreich die einzigen anstehenden Sedimente dieser Altersstellung südlich des Alpenhauptkammes. Gemeinsam mit den südlich nächstgelegenen Paläogenvorkommen Nord-Italiens und Jugoslawiens handelt es sich um Äquivalente von im ganzen Mediterrangebiet verfolgbaren Tethysablagerungen.

Auch unter sedimentologisch-faziellen und paläontologischen Aspekten nehmen die Paläogenvorkommen des Krappfeldes eine besondere Position ein. Diese ist zu charakterisieren durch das artenreiche und verbreitet gesteinsbildende Auftreten nahezu aller im Alttertiär relevanter Großforaminiferen-Gruppen, teilweise auch unter Beteiligung von Kalkalgen und deren Verwachsungsgemeinschaften. Dabei treten sowohl stark siliziklastisch beeinflusste, als auch rein karbonatische Environments auf.

Die untersuchten alttertiären Sedimentabfolgen überlagern diskordant innerhalb der Grabenstruktur des Krappfeldes weiträumig erhaltene oberkretazische Sedimente (Abb. 1). Es handelt sich um isolierte Erosionsrelikte autochthoner Sedimentab-

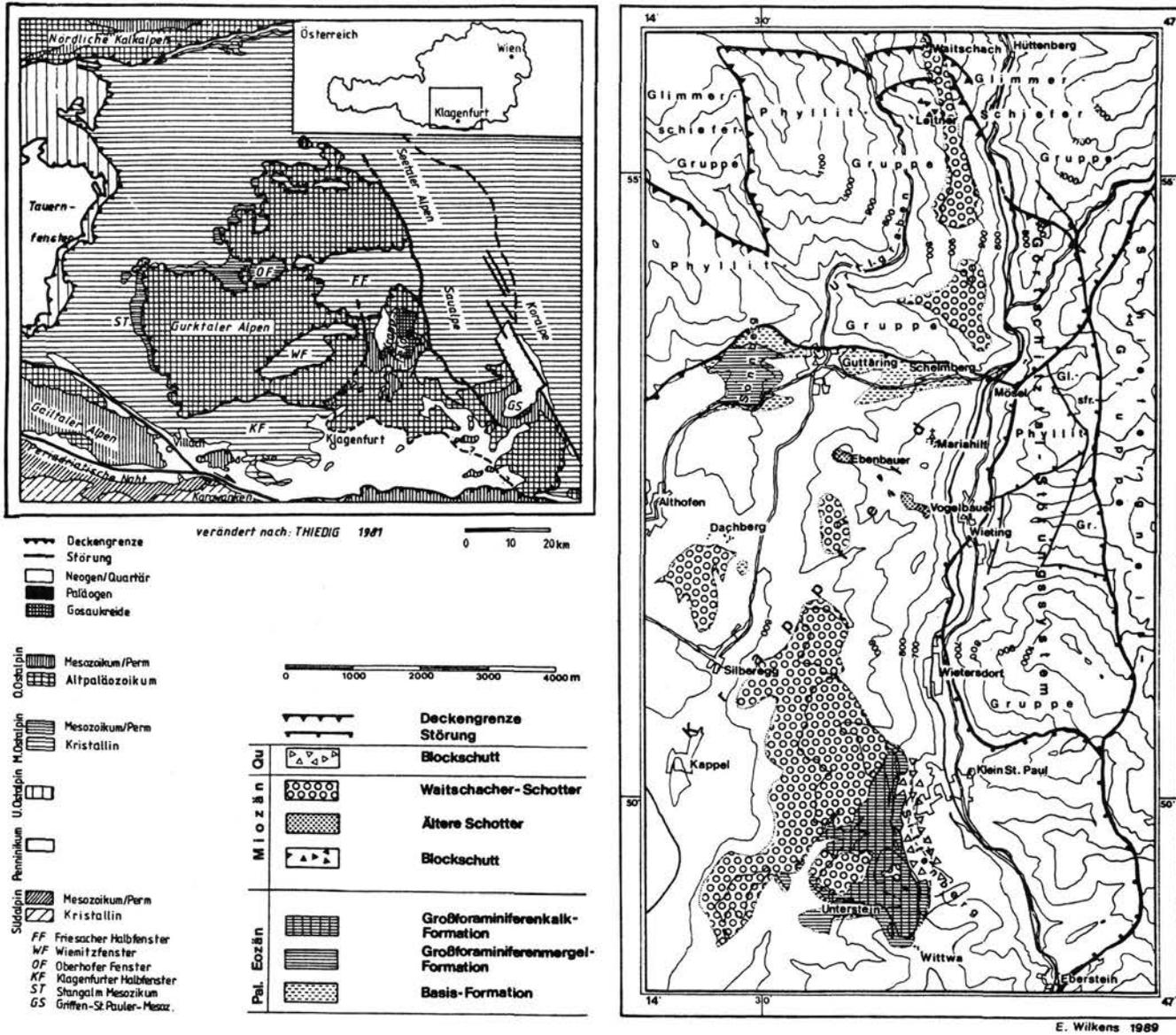


Abb. 1.
 a) Geologisch-tektonische Übersichtskarte im Bereich der Gurktaler Decke.
 b) Verbreitung tertiärer Sedimente im nordöstlichen Krappfeld und seiner Umrahmung.

folgen im Gegensatz zu der noch von einer Schieferung betroffenen Oberkreide (von GOSEN & THIEDIG 1981). Die oberkretazischen Sedimente sind als höchster Bestandteil der postvariszischen Transgressionsserie der oberostalpinen Stolzalpendecke noch von finalen Deckenbewegungen der Gurktaler-Decke betroffen (TOLLMANN 1977).

Im Hangenden der Alttertiärabfolge weitverbreitete Rotlehme sowie Verkarstungen kennzeichnen eine posteoziän rasch einsetzende Erosion des Alttertiärs unter lateritischen Bedingungen. Die großflächige Sedimentation der fluviatilen Waitscher-Schotter (THIEDIG 1970) erfolgte über zu diesem Zeitpunkt noch weiter verbreiteten alttertiären Sedimentabfolgen.

Alttertiärgerölle-führende Blockschuttvorkommen im Bereich basaler Waitscher-Schotter lassen nördlich des Krappfeldgrabens eine transgressive Entwicklung paläogener Sedimente direkt über Gesteine der oberostalpinen Phyllitgruppe erkennen (vgl. 3.4).

Die heutige Verbreitung alttertiärer Sedimentabfolgen ist auf das Vorkommen Sittenberg bei Klein St. Paul im östlichen Krappfeld und das kleinere Vorkommen des Sonnberges westlich Guttaring, unmittelbar angrenzend an die Nordrandstörung des Krappfeldgrabens, beschränkt. Vermutlich miozäne Schotter bzw. Blockschuttvorkommen mit hohen Anteilen alttertiärer Komponenten finden sich im Bereich der Hochfläche südlich Maria-Hilf sowie außerhalb des Krappfeldes einen Kilometer südlich Maria-Waitschach (Abb. 1). Alttertiärgerölle treten außerdem innerhalb der Waitschacher-Schotter in der Umgebung des Alttertiärvorkommens Sittenberg auf. Aufgrund fehlender Fossilien können zwischen Schelmberg und Guttaring sowie am Dachberg aufgeschlossene Sedimentabfolgen nur unter Vorbehalt anhand lithologischer Vergleiche als basale Anteile erodierter Alttertiärabfolgen gedeutet werden.

1.2 Bearbeitungsstand

Mit Ausnahme der Arbeit von PENECKE (1884) fehlte bislang eine zusammenhängende Untersuchung aller bekannten Alttertiärvorkommen des Krappfeldes und seiner Umgebung.

Die ersten Beschreibungen der paläogenen Sedimente dieses Raumes finden sich bereits bei KARSTEN (1821), KEFERSTEIN (1829), von HAUER (1846) und von ROSTHORN & CANAVAL (1853). Lithologische und stratigraphische Untersuchungen durch PENECKE (1884) münden in eine lithostratigraphische Gliederung der Abfolgen und deren kartographische Darstellung. Diese Gliederung wurde durch nachfolgende Kartierungen (REDLICH 1905, BECK 1931) nur unwesentlich modifiziert. Van HINTE (1963) lieferte eine nur im Bereich des Sonnberges revidierte Gliederung, die von RÜHL (1970) im wesentlichen übernommen wird. Eine differenzierte Lithostratigraphisch-mikrofazielle Neubearbeitung des Sittenberg-Alttertiärs wurde bereits durch den Autor vorgelegt (WILKENS 1985).

Bearbeitungen der Makrofauna erfolgten durch OPPENHEIM (1901), REDLICH (1903, 1905), COLLIGNON (1930), THENIUS (1956), GROSS (1981) und WANK (1983). Als wichtige Beiträge zu Einzelaspekten der Geologie des Untersuchungsraumes sei ferner auf die Arbeiten von CLAR & KAHLER (1953), PAPP (1955, 1958) PAPP & TURNOVSKY (1970), SCHAUB (1981) und APPOLD et al. (1986) hingewiesen.

2. Stratigraphie

Die überlieferten alttertiären Gesteine umfassen, unter Bezugnahme auf die Stufengliederung von HOTTINGER & SCHAUB (1960), den Zeitraum vom obersten Paläozän (Ilerd) bis zum unteren Mitteleozän. Eine infolge von Unzulänglichkeiten bisheriger Darstellungen notwendig gewordene Neugliederung der alttertiären Sedimentabfolgen orientiert sich in ihrer Form an der lithostratigraphischen Nomenklatur von HEDBERG (1976).

Bereits innerhalb der Alttertiärvorkommen des Sonnberges bzw. des Sittenberges ist eine starke laterale fazielle Differenzierung der Sedimentabfolgen erkennbar. Deren gesamtes Ausmaß wird erst im Rahmen einer umfassenden vergleichenden Betrachtung, auch unter Berücksichtigung der aus Geröllvorkommen rekonstruierbaren alttertiären Abfolgen deutlich.

Dennoch erlauben gleichgerichtete übergeordnete lithofazielle Entwicklungen die Differenzierung von drei lithologischen Einheiten. Entsprechend des vorherrschenden petrographischen Charakters und unter Anlehnung an ältere Bezeichnungen werden die ausgeschiedenen Einheiten als **Basis-Formation**, **Großforaminiferenmergel-Formation** und **Großforaminiferenkalk-Formation** bezeichnet. Die lithofazielle Zusammensetzung und die Mächtigkeit der die Formationen aufbauenden Abfolgen (-member), weisen aufgrund bereits erwähnter lokaler Sonderentwicklungen innerhalb der isolierten Verbreitungsgebiete charakteristische Unterschiede auf.

2.1. Basis-Formation

Die Basis-Formation beinhaltet dem obersten Paläozän (Ilerd) zuzuordnende, überwiegend terrigen-klastische Sedimente. Eine postsedimentär fortschreitende Beeinflussung durch intensive chemische Verwitterungsprozesse führt durch Entfärbungen, der Bildung von teilweise konkretionären Fe-Oxidhydratanreicherungen und einer in-situ Zersetzung von Komponenten, zu einer weitgehenden Modifikation der abgelagerten Gesteine.

Kennzeichnende Sedimente sind wasserstauende, sehr mobile lateritische Rotlehme sowie entfärbte, nahezu weiße Quarzsande bis -Konglomerate. Desweiteren treten weitverbreitet polymikte, unreife Konglomerate sowie sandige Tone auf. In Teilbereichen ist eine partielle Gesteinsverfestigung durch Fe-Oxidhydrate zu beobachten. Isolierte bituminöse beziehungsweise kohlige Einschaltungen sowie meist geringmächtige, lateral auskeilende Kohleflöze unterbrechen die rein siliziklastische Sedimentation. Schwarze, fossilreiche Großforaminiferen-freie Kalksandsteine dokumentieren lokale marine Einflüsse.

2.2. Großforaminiferenmergel-Formation

Basale Bestandteile dieser Formation sind ins obere Ilerd zu stellen, während der überwiegende Anteil der Sedimentabfolgen dem unteren Cuis entstammt.

Der Ersteinsatz von Großforaminiferen kennzeichnet die Liegendgrenze der Großforaminiferenmergel-Formation. Große Teile der Sedimente werden durch das gesteinsbildende Auftreten von Großforaminiferen charakterisiert. Aus den zumeist schwach verwitterungsresistenten, gering zementierten mergelig-sandigen Gesteinen wittern diese schnell heraus und bedecken massenhaft die Sedimentoberflächen. Der im Vergleich zur Basis-Formation deutlich geringere terrigene Einfluß wird durch detritische Quarze, -Glimmer sowie durch glaukonitische Neubildungsminerale und -Zemente dokumentiert. Verwitterungsprodukte dieser authigenen Schichtsilikate sowie von akzessorisch auftretenden Eisensulfiden sind u.a. wesentlich für die charakteristischen grau-bräunlichen Gesteinsfarben verantwortlich.

Entsprechend unterschiedlicher lithofazieller Ausbildungen erfolgt eine Gliederung der Großforaminiferenmergel-Formation in die liegende **Flözführende-Abfolge** und die überlagernde **Kalk-Mergel-Abfolge**.

Die **Flözführende-Abfolge** umfaßt zumeist karbonatische, oder karbonatisch zementierte Sedimente mit starken, teilweise grobklastischen Einschüttungen terrigenen Ursprungs. Mollusken-reiche, häufig Codiaceen-führende bituminöse Faziestypen stehen am Ausgangspunkt dieser Abfolge. Die Entwicklung eines Kohleflözes kennzeichnet seltene terrestrische Bildungen. Anhand der Molluskenfauna können im Umfeld des Flözes brackische Einflüsse wahrscheinlich gemacht werden.

Eine verstärkt karbonatische Sedimentation bei zumeist deutlicher Korngrößenabnahme und gleichzeitig starkem Zurücktreten terrigener Komponenten kennzeichnet die **Kalk-Mergel-Abfolge**. Gesteinsbildend durch Großforaminiferen aufgebaute stark zementierte Kalkbänke von geringerer Mächtigkeit wechsellagern mit schwach verfestigten Biogen-reichen Mergeln.

2.3. Großforaminiferenkalk-Formation

Die Großforaminiferenkalk-Formation beinhaltet eine heterogene Sedimentabfolge mit einer biostratigraphischen Reichweite vom unteren Cuis bis zum unteren Lutet. Gesteine nicht marinen Ursprungs fehlen.

Kennzeichnendes Merkmal ist die generell starke Zementation aller auftretenden Gesteine mit einer daraus resultierenden hohen Verwitterungsresistenz. Neben mächtigen Abfolgen extrem reiner Kalke, kommen durch Einschüttungen detritischer Quarze gekennzeichnete Sedimentabfolgen vor. Gesteinsbildende Hauptbestandteile stellen Großforaminiferen, in Teilbereichen inkrustierende Foraminiferen sowie Rotalgen und deren Fragmente dar.

3. Alttertiärvorkommen

3.1. Sittenberg

Die 200 m mächtigen paläogenen Sedimente des Sittenberges bilden im Untersuchungsraum sowohl flächenmäßig, als auch hinsichtlich der Mächtigkeit und Vollständigkeit gewinnbarer Profile das bedeutendste Erosionsrelikt alttertiärer Gesteine. Das Vorkommen beinhaltet neben geringmächtigen Äquivalenten der Basis-Formation und der Großforaminiferenmergel-Formation die einzigen zusammenhängenden Profile der Nummulitenkalk-Formation, welche durch WILKENS (1985) erstmalig lithostratigraphisch gegliedert werden konnte (Abb. 2 u. 3).

Die **Basis-Formation** ist als tiefste paläogene Einheit im gesamten Bereich des Alttertiärvorkommens verbreitet. Sie erreicht lokal maximale Mächtigkeiten von 20 m. Geringmächtige Rotlehme bilden das Transgressionssediment auf einem unruhigen, durch Verwitterungsprozesse gekennzeichneten oberkretazischen Relief. Mehrere Meter mächtige rinnenförmige Einschaltungen entfärbter Quarz-Kieslagen beinhalten maximale Klastgrößen bis zu 2 cm. Kohlige Einschaltungen treten als kennzeichnendes Merkmal fast aller Schichtglieder auf. Lateral verfolgbare, meist stark verdrückte lagige Anreicherungen kohligter Substanzen überschreiten selten wenige Zentimeter Mächtigkeit.

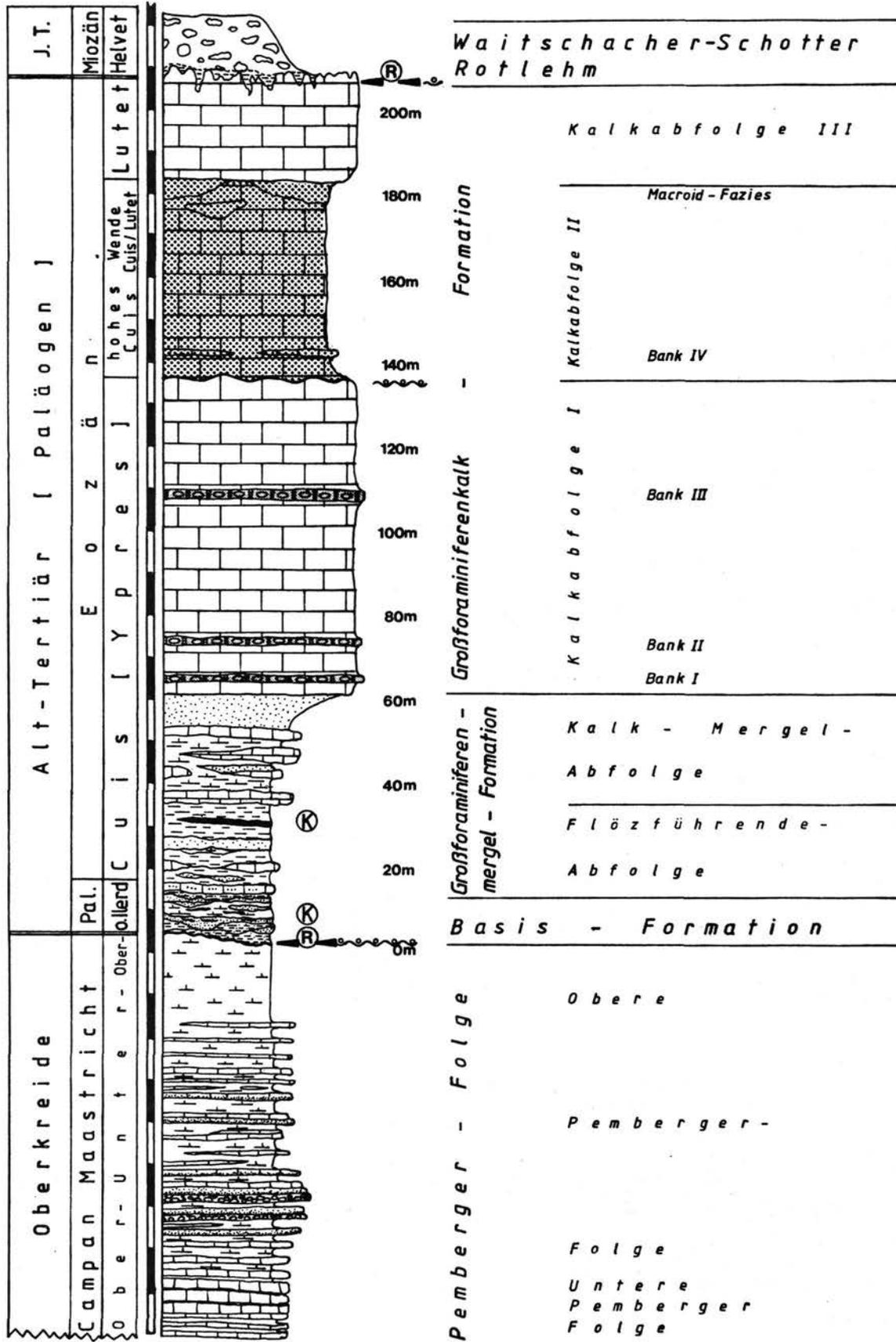
Als unterer Anteil der **Nummulitenmergel-Formation** beinhaltet die maximal 30 m mächtige **Flözführende-Abfolge** des Sittenberges an der Basis unterschiedliche karbonatische Faziestypen des oberen Ilerd. Neben Großforaminiferen sind Codiaceen sowie eine artenreiche, im Gegensatz zu den hangenden Anteilen der Abfolge gut erhaltene Molluskenfauna, zu hohen Anteilen am Gesteinsaufbau beteiligt. Eine Wechselfolge Großforaminiferen-führender Tone mit selteneren Sanden und Mergeln leitet zu dem teilweise bergmännisch abgebauten, durchschnittlich 80 cm mächtigen Glanzkohleflöz über. Die Großforaminiferen aus den tiefsten Anteilen der im Bergbau erschlossenen Profile sind bereits ins tiefste Untereozän zu stellen (SCHAUB 1981).

Die in der Regel geringmächtigere, maximal ebenfalls 30 m erreichende **Kalk-Mergel-Abfolge** beinhaltet eine durch Wechsellagerungen von Fossilkalcken mit Mergeln dokumentierte verstärkt karbonatische Entwicklung, unmittelbar im Hangenden des Flözes. Dominant auftretende Großforaminiferen-führende Mergel werden abschließend durch 10 m mächtige Alveolinen-Kalksandsteine überlagert.

Die Nummulitenmergel-Formation wird durch bis zu 140 m mächtige, überwiegend aus hochreinen Kalcken bestehende Sedimente der **Nummulitenkalk-Formation** überlagert. Diese können in die **Kalkabfolgen** I bis III untergliedert werden und beinhalten ihrerseits eine Vielzahl lithologisch sowie mikrofaziell differenzierbarer Faziestypen (Abb. 3). Im Gegensatz zu den liegenden Formationen ist das Ausmaß lateraler Fazieswechsel deutlich geringer.

Die **Kalkabfolge I** besteht aus bis zu 75 m mächtigen hochreinen bis reinsten Kalcken des Cuis. Terrigene Einschüttungen fehlen nahezu vollständig. Kennzeichnend ist das gesteinsbildende Auftreten von dichtgepackten Großforaminiferen und deren Fragmenten. Coralline Rotalgen und inkrustierende Foraminiferen sind nicht, oder nur akzessorisch am Gesteinsaufbau beteiligt.

Die Abfolge beinhaltet einen Wechsel heller massiger Alveolinenkalke mit geringmächtigen Einschaltungen dunkler gefärbter, nahezu ausschließlich aus extrem dichtgepackten nummulitiden Großforaminiferen aufgebauten, deutlich härteren Bänken. Diese zum Teil nur einen Meter mächtigen Bänke, sind unter Bildung morphologischer Rippen in gleichbleibender Abfolge und Mächtigkeit im gesamten Ver-



E. Wilkens 1989

Abb. 2.
Sittenberg (östliches Krappfeld), Idealprofil und lithostratigraphische Gliederung.
Legende siehe Abb. 4.

breitungsgebiet der Abfolge verbreitet. Die Alveolinkalke weisen ihrerseits in ihrer horizontalen Abfolge deutliche Faziesunterschiede auf. Beschränkt auf nördliche Anteile des Alttertiärvorkommens Sittenberg, charakterisieren Einschaltungen Discocyclus-reicher Kalke höhere Anteile dieser Abfolge.

Mit erosivem Kontakt folgen im Hangenden die überwiegend durch Einschüttungen klastischer Quarze gekennzeichneten Sedimente der mindestens 45 m mächtigen **Kalkabfolge II**. Entsprechend der Großforaminiferen-Assoziation sowie dem gleichzeitigen Auftreten der inkrustierenden Foraminiferen *Gypsina linearis* (HANZAWA) *Gypsina ogormani* (DOUVILLE) und *Gypsina multiformis* (TRAUTH) handelt es sich um Bildungen des hohen Cuis sowie des Grenzbereiches Cuis/Lutet (vgl. MOUSSAVIAN 1984).

Einhergehend mit einer nur untergeordneten Bedeutung von Großforaminiferen treten inkrustierende Foraminiferen und Rotalgen gesteinsbildend auf. Teilweise Formen deren inkrustierende Verwachsgemeinschaften Macroide oder Rhodolithen mit bis zu 16 cm Durchmesser, welche ihrerseits gesteinsbildende Anreicherungen bilden können. Im Gegensatz zur Nummulitenmergel-Formation weisen die terrigenen

Kalkabfolge I

Kalkabfolge II/III

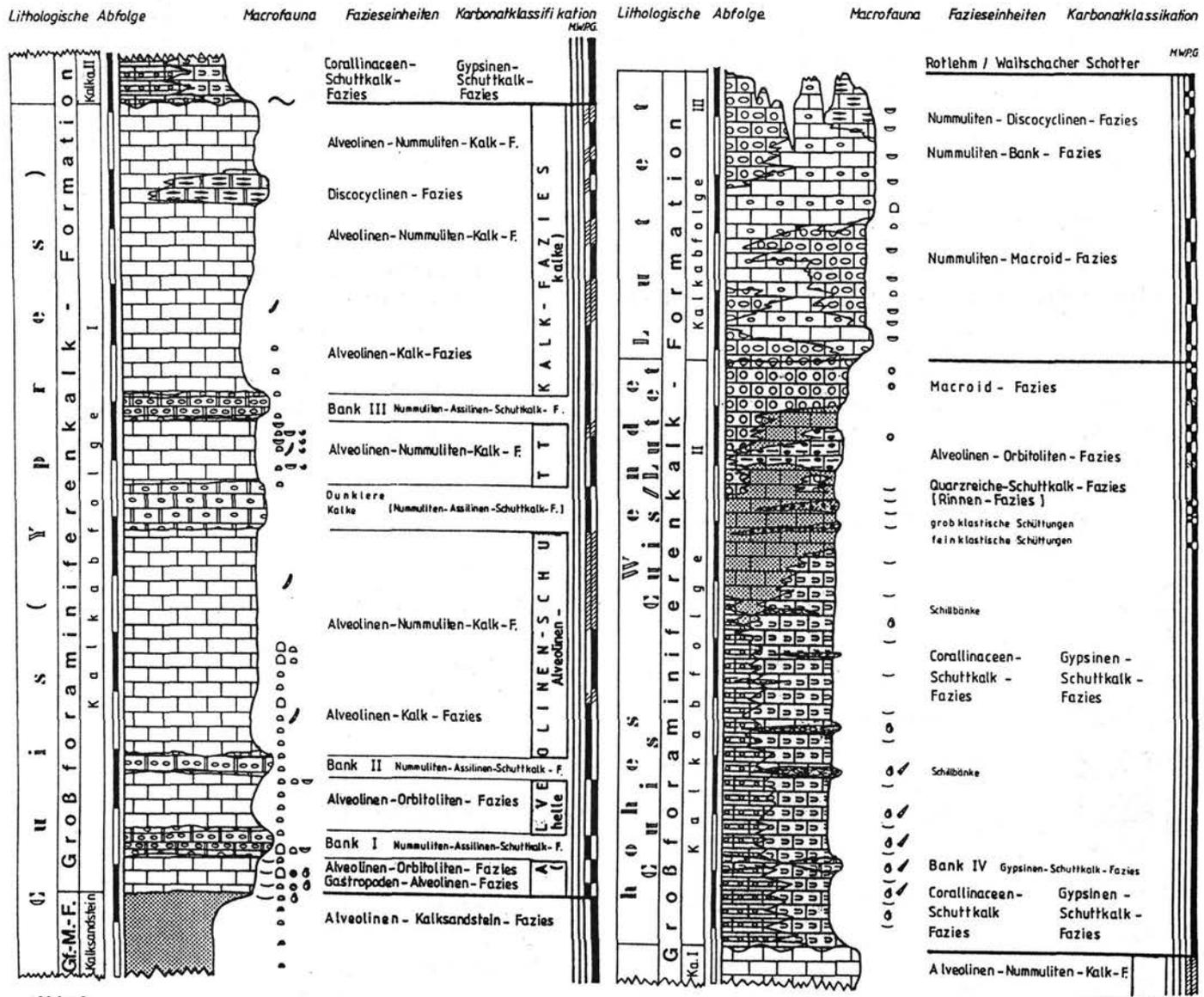


Abb. 3. Sedimentologie und Mikrofaziestypen der Großforaminiferenkalk-Formation des Sittenberges. Legende siehe Abb. 4.

E. Wilkens 1989

Einschüttungen eine hohe textuelle und chemische Reife auf, Schichtsilikate fehlen. Parallel mit der deutlichen Änderung der Modalzusammensetzung dokumentiert die verbreitete extreme Fragmentierung und Rundung gesteinsbildend auftretender Komponenten, deren randliche Mikritisierung und weitgehend sparitische Zementation charakteristisch abweichende mikrofazielle Merkmale gegenüber der Kalkabfolge I.

Die differierenden lithologischen Merkmale führen zu einer gegenüber der liegenden Abfolge deutlich geringeren morphologischen Wertigkeit.

Die 20 m mächtige aus hochreinen Kalken des unteren Lutet bestehende **Kalkabfolge III** entwickelt sich kontinuierlich aus den höchsten Anteilen der liegenden Abfolge. Sie wird im Hangenden erosiv gekappt und beschließt die erhaltene paläogene Abfolge, ohne das Gesteine eines litoralen Bildungsbereiches auftreten. Charakteristisch ist die erneut gesteinsbildende Bedeutung von Großforaminiferen, nahezu ausschließlich bestehend aus Formen der Gattung *Nummulites*. Sie weisen den für diesen Zeitraum bezeichnenden extremen Generationsdimorphismus mit bis > 6 cm Durchmesser erreichenden mikrosphärischen B-Formen sowie deutlich kleineren makrosphärischen A-Formen mit Proloculusdurchmessern bis > 1 mm auf. Lokal häufige Faziestypen mit deutlichen Anteilen corraliner Rotalgen und inkrustierender Foraminiferen beinhalten ebenfalls durch diese Formen aufgebaute Macroide, deren Wachstum häufig von mikrosphärischen Großforaminiferen ausgeht. Ausschließlich im nördlichen Verbreitungsbereich dieser Abfolge treten Discocyclinen-reiche Faziestypen mit *Asterocyclina* sp. und *Aktinocyclina* sp. auf.

3.2. Sonnberg

Im Rahmen einer Neukartierung entstand die erste zusammenhängende, gegenüber früheren Bearbeitern stark abweichende Profildarstellung des Sonnberg-Alttertiärs. Die mindestens 190 m mächtige paläogene Sedimentabfolge besteht ausschließlich aus gegenüber dem Vorkommen Sittenberg deutlich mächtigeren Gesteinsabfolgen der Basis-Formation sowie der Nummulitenmergel-Formation. Sie dokumentieren eine vom oberen Ilerd bis zum unteren Cuis erfolgte Sedimentakkumulation in diesem Raum (Abb. 4). Die höchsten Anteile der Schichtabfolge werden erosiv gekappt.

Das Alttertiärvorkommen grenzt mit tektonischem Kontakt an der Krappfeld-Nordrandstörung unmittelbar an Gesteine der Phyllit-Gruppe.

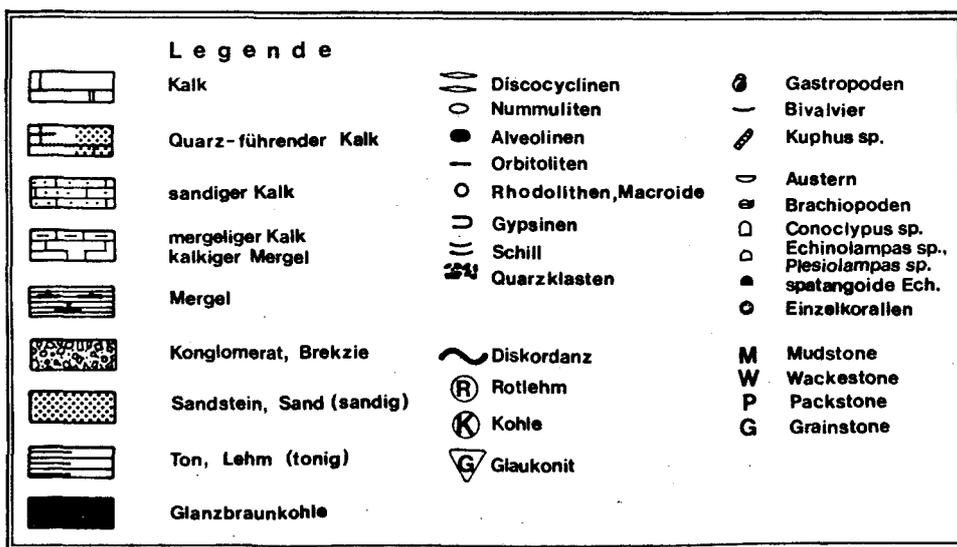
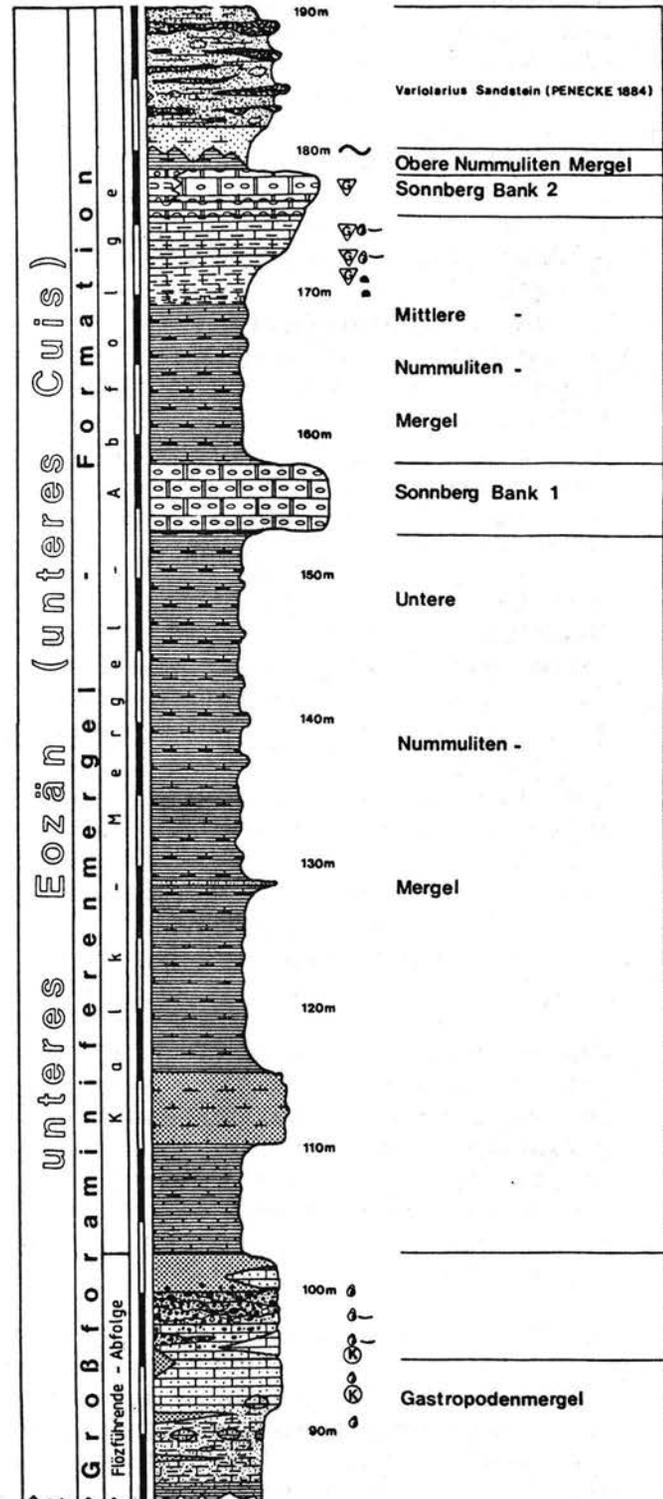
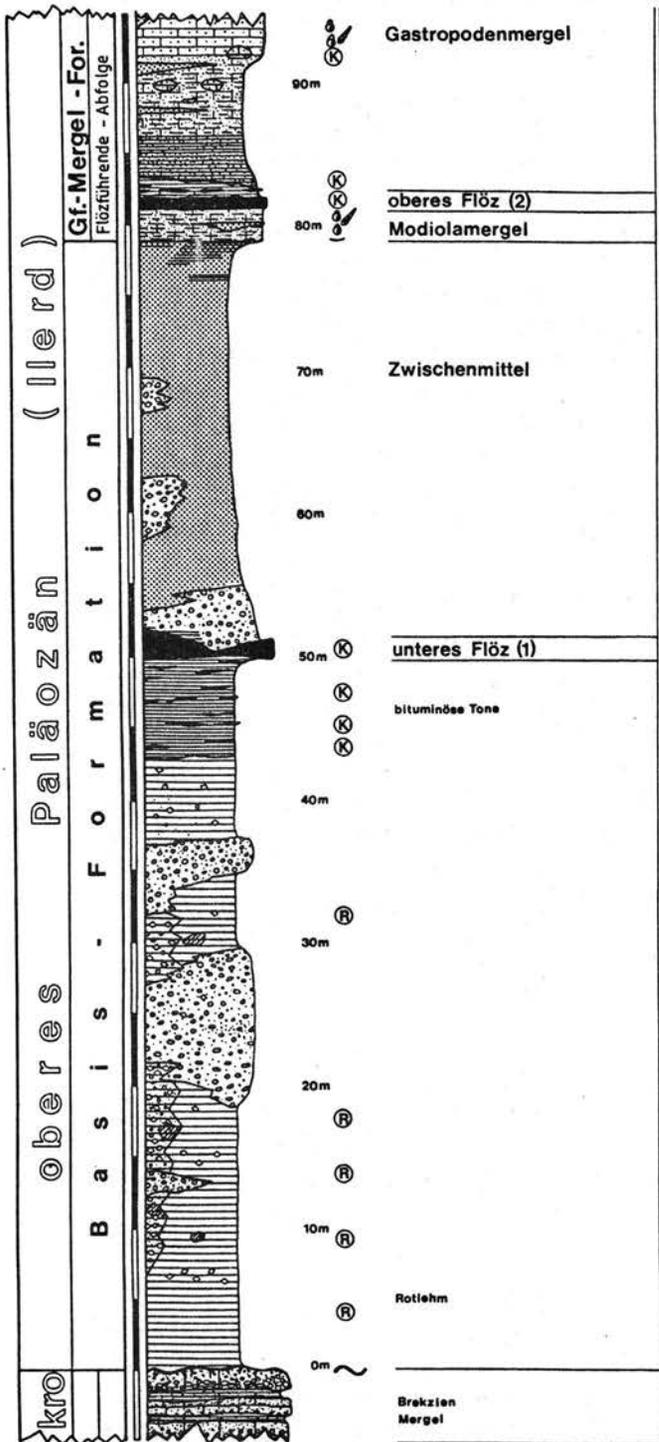


Abb. 4.
Idealisierte lithostratigraphische Abfolge des Sonnberges.

Mindestens 80 m mächtige Sedimente der **Basis-Formation** transgredieren diskordant auf oberkretazische Gesteine. Deren Verbreitung im Liegenden der gesamten erhaltenen Alttertiärabfolge wird durch das Auftreten eines von alttertiären Sedimenten umgebenen, tektonisch begrenzten Oberkreidevorkommens am Westhang des Sonnberges, unmittelbar benachbart zur Nordrandstörung des Krappfeldes, wahrscheinlich. Eindeutige Hinweise für die von PENECKE (1884) und REDLICH (1905) geäußerte Vermutung einer transgressiven Überlagerung phyllitischer Gesteine durch Teile der derzeit noch erhaltenen Alttertiärabfolgen, entsprechend der für nördlich gelegene alttertiäre Faziesräume rekonstruierten Situation (vgl. 3.4), fehlen.



Demgegenüber läßt das verbreitete Auftreten grober, schwach gerundeter phyllitischer Lithoklasten innerhalb der Basis-Formation (s.u.), im Zusammenhang mit dem vollständigen Fehlen von Relikten oberkretazischer Sedimente innerhalb alttertiärer und miozäner Sedimente nördlich des Krappfeldes und der unverändert turbiditischen Fazies der unmittelbar an der Nordrandstörung des Krappfeldes anstehenden oberkretazischen Sedimente, eine bereits prätertiäre Hebung und weitgehende Erosion der Oberkreide nördlich der heutigen Begrenzung des Krappfeldes vermuten. Die posteozeäne Wiederholung gleichartiger Bewegungstendenzen ist an Schleppungen und Steilstellungen von Gesteinen der Basis-Formation in der Nähe der Nordrandstörung zu erkennen.

Die Transgressionsbasis der Basis-Formation auf die Oberkreide wurde auch während des Bergbaus nicht aufgeschlossen. Eine mindestens 40 m mächtige tonig-sandige, teilweise rötliche Farben aufweisende Sedimentabfolge mit eingeschalteten groben Konglomeraten, wird durch geringmächtige, kohlige Komponenten beinhaltende bituminöse Tone im Liegenden des durchschnittlich 1,4 m mächtigen unteren Glanzkohlenflözes, überlagert. Derzeit zugängliche Teilprofile belegen gegenüber gleichartigen Abfolgen des Sittenberges deutlich erhöhte Mächtigkeiten. Bis zu 10 m mächtige Abfolgen roter Tone werden durch entfärbte Quarzsande bis-Konglomerate überlagert. Parallel dazu ist mit dem Auftreten von bis zu 15 cm großen Quarzit-Klasten sowie von stark verwitterten phyllitischen Gesteinsbruchstücken innerhalb der Grobschotter eine deutliche Komponentenvergrößerung und ein gleichzeitig geringerer Reifegrad der Sedimente festzustellen. Häufig durch Fe-Oxidhydrate verkittete, nicht entfärbte Konglomerate beinhalten ebenfalls hohe Anteile von verwitterten phyllitischen Gesteinen. Unmittelbar nördlich der Krappfeldnordrand-Störung finden sich heute anstehende phyllitische Metamorphite vergleichbarer Ausbildung.

Den Abschluß der Basis-Formation bildet eine 25 m mächtige übergeordnete fining-upward Entwicklung. Konglomerate wechsellagern zum Hangenden zunehmend mit sandigen Einschaltungen.

Als basaler Anteil der 110 m mächtigen **Nummulitenmergel-Formation** werden die Modiolamergel (PENECKE 1884) durch das durchschnittlich einen Meter mächtige obere Flöz überlagert. Darüber folgen geringmächtige Tone mit einer Brackwasserfauna sowie kohlige Substanzen-führende Mergel. Dunkle sandige Tone und Kalksandsteine leiten zu 5 m mächtigen Gastropodenmergeln über.

Ausgehend von der Fazies der Gastropodenmergel kommt es unter zunehmender Einschüttung terrigener Komponenten zur Entwicklung stark zementierter grobklastischer, teilweise konglomeratischer Litho- und Bioklast-Akkumulationen. Unter den Lithoklasten dominieren gut gerundete Quarze und Quarzite deren Durchmesser 4 cm überschreiten können. Höhere Bereiche derartiger grobklastischer Sedimente beinhalten bereits Anteile einer mergeligen Grundmasse und leiten damit von der Flözführenden-Abfolge zu einer überwiegend feinklastischen, stärker karbonatisch betonten Sedimentation in deren Hangendem über.

Die 90 m mächtige **Kalk-Mergel-Abfolge** des Sonnberges ist gekennzeichnet durch das Auftreten diagenetisch weitestgehend gering verfestigter Nummulitenmergel, in deren höhere Anteile zwei Kalkbänke eingeschaltet sind. Ein basaler Übergangsbereich ist durch stärker sandige Einschaltungen charakterisiert. Den Abschluß der Abfolge bilden diskordant überlagernde Kalksandstein-Großforaminiferen-Wechselfolgen welche hinsichtlich Lithofazies und paläontologischem Inhalt eine einmalige Sonderentwicklung darstellen (Variolaris-Sandstein, PENECKE 1884).

Durch die Kalkbänke ist eine Differenzierung der Nummulitenmergel in eine untere-, mittlere- und obere Einheit möglich. Insbesondere die mächtigen unteren Nummulitenmergel bestehen aus Grundmasse-dominanten Bioklast-führenden Mergeln von geringer morphologischer Wertigkeit und geringmächtigen, zum Teil stärker zementierten Bioklast-Akkumulationsniveaus. Diese dokumentieren anhand einer Vielzahl von Biofabric-Typen zunehmende, zyklisch auftretende Aufarbeitungs-, Anreicherungs- und Sortierungsprozesse der überwiegend aus nummuliti-

den Großforaminiferen bestehenden Biogene. Kleinräumige lokale Extremmanreicherungen von Großforaminiferen bilden selektiv diagenetisch verfestigte Bioklastagregate (vgl. WILKENS 1989 b).

Die stratigraphisch tiefere Bank I besteht ausschließlich aus extrem dicht gepackten Großforaminiferenkalken. Trotz des starken Gegensatzes diagenetisch extrem verfestigter Kalke zu den unterlagernden nahezu unverfestigten Mergeln an der Basis der Bank I, handelt es sich um eine kontinuierliche Fortsetzung oben geschilderter sedimentologischer Entwicklungen, postsedimentär modifiziert durch einen unterschiedlichen Diageneseverlauf.

Entsprechend der gesteinsbildenden Bedeutung von Alveolinen, häufigen Verwachsungsgemeinschaften von inkrustierenden Foraminiferen, Grünalgen und Corallinaceen sowie dem Auftreten von Glaukonit, beinhaltet die Bank II schon makroskopisch deutlich unterscheidbare Gesteine. Bereits innerhalb der oberen Anteile der mittleren Nummulitenmergel sind erhöhte Karbonatgehalte und das gehäufte Auftreten von Glaukonit zu beobachten.

3.3. Alttertiäreröllvorkommen südlich Maria-Hilf

Die räumliche Verbreitung alttertiärer Gesteine in diesem Raum ist auf isolierte Teilbereiche innerhalb morphologisch nur schwach gegliederter Hochflächen des Höhenrückens zwischen Schelmburg und Zedlkogel, im äußersten Nordosten des Krappfeldes beschränkt. Es handelt sich um bis zu m^3 große Klaster als Bestandteile lokal im Hangenden oberkretazischer Sedimente erhaltener Schottervorkommen. Diese werden als Relikte eines ersten miozänen Entwässerungssystems der östlich gelegenen Hebungsgebiete gedeutet.

Die ausgewerteten Alttertiär-Gerölle repräsentieren Ablagerungen vom oberen Ilerd bis ins untere Miozän und beinhalten Äquivalente der Nummulitenmergel-Formation sowie der Nummulitenkalk-Formation. Neben nahezu allen aus dem Alttertiärvorkommen Sittenberg bekannten Faziesentwicklungen tritt eine größere Anzahl bislang unbekannter Typen auf.

Eine transportbedingte Fraktionierung ist als Ursache für das Fehlen von Gesteinen der Basis-Formation und die nur untergeordnete Repräsentation der Flözführenden-Abfolge anzunehmen, kann jedoch nur bedingt für die geringe Bedeutung von Äquivalenten der vom Sittenberg bekannten Faziesentwicklung der Kalkabfolgen II und III verantwortlich gemacht werden. Im Gegensatz zum Alttertiärvorkommen Sittenberg ist das obere Cuis überwiegend durch das fortgesetzte Auftreten gesteinsbildender Großforaminiferen-Akkumulationen dokumentiert. Hervorzuheben ist die teilweise herausragende Bedeutung von Discocyclinen am Gesteinsaufbau. Parallel können feinklastische Gypsine-führende Faziestypen beobachtet werden.

3.4. Alttertiäre Gesteine südlich Maria-Waitschach

Das Alttertiärvorkommen liegt innerhalb basaler Anteile von verrutschten Waiteschacher-Schottern. Diese überlagern im Gebiet zwischen den höhermetamorphen mittelostalpinen Einheiten des Friesacher-Halbfensters im Norden und dem etwa 4 km südlich gelegenen Nordrand des Krappfeldgrabens, phyllitische Gesteine der oberostalpinen Gurktaler-Decke. Alttertiäre Gesteine treten ausschließlich in Form verwitterungsresistenter, häufig mehrere m^3 erreichender allochthoner Blöcke unterschiedlicher Altersstellung und Faziesausbildung auf. Neben dem durch CLAR & KAHLER (1953) beschriebenen Vorkommen konnten weitere, bis in 960 m Höhe gelegene Verbreitungsgebiete alttertiärer Gesteine nachgewiesen werden.

Die rekonstruierbare Alttertiärabfolge setzt erst im unteren Cuis ein, jüngste Anteile entstammen dem Grenzbereich Cuis/Lutet. Alle erhaltenen Alttertiärklaster dokumentieren ausschließlich stark zementierte Sedimente, die aufgrund ihrer fa-

ziellen Ausbildung als Äquivalente der Großforaminiferenkalk-Formation anzusprechen sind.

Das Auftreten Großforaminiferen-führender lithoklastischer Riffschuttkalke mit koloniebildenden Korallen bis > 30 cm Durchmesser kennzeichnet eine innerhalb der Paläogenvorkommen des Krappfeldes nicht auftretende Hartgrundentwicklung als Ausgangssituation der in diesem Raum im Vergleich mit den übrigen Vorkommen später einsetzenden Überlieferung alttertiärer Sedimente. Hohe Anteile grober, nicht sortierter oder gerundeter phyllitischer Gesteinsbruchstücke am Modalbestand der Gesteine lassen diese Faziesentwicklung als transgressive Abfolge unmittelbar im Hangenden von Gesteinen der Phyllit-Gruppe verstehen. Damit wird ein auch primäres Fehlen grobklastisch-terrigenen, der Basis-Formation zuzuordnender Sedimente wahrscheinlich.

Extrem dicht gepackte Alveolinen- sowie Alveolinen-Nummulitenkalke charakterisieren höhere Anteile des unteren Cuis. In geringem Umfang können sandige Einschüttungen nachgewiesen werden.

Die Entwicklung gesteinsbildender Großforaminiferen-Assoziationen hält bis zur Wende Cuis/Lutet an. Die zunehmende Bedeutung nummulitider und discocyclinider Großforaminiferen bis zu Bildung von Extremanreicherungen bezeichnet einen charakteristischen Wechsel auftretender Großforaminiferen-Assoziationen.

4. Mikrofazies und Sedimentologie

Die dreifach untergliederte lithologische Abfolge dokumentiert, unter anderem durch die übergeordnete Tendenz zum Hangenden abnehmender terrigener Einflüsse, die Entwicklung eines alttertiären Sedimentationsbeckens von terrestrischen beziehungsweise küstennahen Faziestypen zu einer offen marinen Karbonatplattform. Karbonatische Anteile der Abfolge beinhalten ausschließlich flachmarine Sedimente des oberen Subtidals. Dabei ist auch im Zusammenhang mit einer verbreiteten randlichen Mikritisierung der Biogene, häufig von Wassertiefen deutlich geringer als 30 m auszugehen. Charakteristisch ist das verbreitete Auftreten von Weichsubstraten. Anzeichen für hypersalinare Verhältnisse fehlen.

Sedimentär-physikalische Prozesse in Form von synsedimentären Aufarbeitungen, in-situ Anreicherungen von Komponenten (vgl. AIGNER 1981, 1982, 1983, 1985) und Sortierungen sind als wesentliche Faktoren für die Entstehung der Großforaminiferen-Akkumulationen nachzuweisen. Unterschiedliche diagenetische Entwicklungen der abgelagerten Sedimente einschließlich einer diagenetischen Faunenverarmung (DULLO 1983) können zu weitgehenden Modifikationen primärer Gefügetypen führen.

5. Tektonik

Stark variierende synsedimentäre Absenkungen sind wesentliche Ursachen lokal unterschiedlicher Mächtigkeiten und fazieller Entwicklungen innerhalb der über 200 m mächtigen, ausschließlich Faziesbedingungen des oberen Subtidals repräsentierenden paläogenen Abfolge. Die überregional im Jungtertiär verstärkt einsetzende Bruchtektonik führt zur heutigen, deutlich differierenden Höhenlage der Verbreitungsgebiete alttertiärer Gesteine. Mit der Entwicklung eines relativ engständigen, nahezu rechtwinkligen Störungssystems innerhalb der Alttertiärvorkommen, entstehen kleinräumige, häufig staffelförmige Horst- und Grabenstrukturen unter Ausbildung größerer muldenartiger Strukturen. Die häufig 50 m nicht überschreitenden Vertikalbewegungen beinhalten eine Fortsetzung gleichgerichteter Bewegungstendenzen der angrenzenden tektonischen Großelemente (Görtschitztal-Störungssystem, Nordrandstörung des Krappfeldes).

Detritische Siliziklasteinschüttungen und Gerölle metamorphen Ursprungs innerhalb der alttertiären Sedimentabfolge lassen bereits während des Ilerd einsetzende Denudationen höhermetamorpher Einheiten in der Umgebung der alttertiären

Sedimentationsräume erkennen. Auftretende Glimmerschiefer-Gerölle stellen innerhalb des Krappfeldes den ersten Nachweis höhermetamorpher Lithoklasten seit der Ablagerung des Permoskyts dar.

Eindeutige Faltenstrukturen oder eine entsprechende Schieferung waren innerhalb der alttertiären Abfolgen nicht nachzuweisen. Auffällig ist jedoch eine innerhalb der Großforaminiferenkalk-Formation ausschließlich auf die Bänke I - III beschränkte teilweise sehr deutlich ausgeprägte engständige Parallelklüftung.

6. Literaturverzeichnis

AIGNER, Th.: Fazies und Ereignis-Schichtung im Mittel- und Obereozän von Ägypten. - Unpubl. geol. Diplomarb., 174 S., 54 Abb., geowiss. Fak., Univ. Tübingen, Tübingen 1981.

AIGNER, Th.: Event stratification in nummulite accumulations and in shell-beds from the Eocene of Egypt. - In: EINSELE, G. & SEILACHER, A., (Hrsg.): Cyclic and event stratification, 248 - 262, Berlin, Heidelberg, New York (Springer) 1982.

AIGNER, Th.: Facies and origin of nummulitic buildups: an example from the Giza Pyramids Plateau (Middle Eocene, Egypt). - N.Jb. Geol. Paläont. Abh., 166/3, 347 - 368, 12 Abb., Stuttgart 1983.

AIGNER, Th.: Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. - J. Sed. Petr., 55,1, 131 - 134, 5 Abb., Tulsa 1985.

APPOLD, Th., THIEDIG, F., VOLLMER, Th. & WILKENS, E.: Ein neues Alttertiärvorkommen am Dachberg südlich Guttaring/ Kärnten (Österreich). - Carinthia II, 176- /96 Jg., 303 - 310, 3 Abb., Klagenfurt 1986.

BECK, H.: Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, 1:75 000. Blatt Hüttenberg - Eberstein. - Hrsg.: Geol. B.-A., Wien 1931.

CLAR, E. & KAHLER, F.: Ein neues Vorkommen von Eozän nördlich Guttaring (Kärnten). - Karinthin, Beiblatt zur Carinthia II, 219 - 221, Klagenfurt 1953.

COLLIGNON, M.: Beitrag zur Kenntnis der eozänen Echinidenfauna des Krappfeldes (Kärnten). - Jb. geol. B.-A., 80, H. 3 u. 4, 541 - 570, Taf. 31 -33, Wien 1930.

DULLO, W. C.: 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 1983.

GOSEN, W. von, & THIEDIG, F.: Erster Nachweis alpidischer Schieferung in postvariszischer Transgressionsserie und Oberkreide des Krappfeldes und der Griffener St. Pauler Berge (Kärnten/Österreich). - Verh. Geol. B.-A. Jg. 1979, 3, 313 - 335, 2 Abb., 3 Taf., Wien 1980.

GROSS, W.: Krebsfunde im Kalksteinbruch der Wietersdorfer Zementwerke. - Carinthia II 171/91 Jg., 373 - 375, 4 Abb., Klagenfurt 1981.

HAUER, F. von, : Gebirgsschichten von Guttaring und Althofen. - Haidlinger Mitth. Freunde Naturwiss., 1, 132 - 134, 1846.

HINTE, J.E. van,: Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). - Jb. Geol. B.-A., Sonderb. 8, 15 Abb., 24 Taf., 6 Tab., Wien 1963.

HEDBERG, H.D. (Hrsg.) : International Stratigraphic Guide - A guide to Stratigraphic Classification, Terminology, and Procedure. - International Subcommittee on Stratigraphic Classification (ISSC), 200 S., New York (Wiley) 1976.

HOTTINGER, L. & SCHAUB, H.: Zur Stufeneinteilung des Paläozäns und des Eozäns. -- *Eclogae Geol. Helvetiae*, 53, 453 - 479, Basel 1960.

KARSTEN, : Metallurgische Reise durch einen Theil von Baiern und die südlichen Provinzen Österreichs. - Halle 1821.

KEFERSTEIN, Ch.: Teutschland, geognostisch-geologisch dargestellt und mit Char-ten und Durchschnittszeichnungen erläutert. - Bd. 6, H. 2, 4 f-d, 197 - 207, 1829.

MOUSSAVIAN, E.: Die Gosau- und Alttertiärgerölle der Angerberg-Schichten (Höheres Oligozän, Unterinntal, Nördliche Kalkalpen). - *Facies* 10, 1 - 86, 4 Abb., 11 Taf., 7 Tab., Erlangen 1984.

OPPENHEIM, P.: Über einige alttertiäre Faunen der österreichisch-ungarischen Monarchie, zweiter Theil. - *Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns*, 13, 145 - 185, Abb. 13 - 18, Taf. 6 - 14, Wien 1901.

PAPP, A.: Die Foraminiferenfauna von Guttaring und Klein St. Paul (Kärnten). IV. Biostratigraphische Ergebnisse in der Oberkreide und Bemerkungen über die Lagerung des Eozäns. - *Sitzungsber. österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl. Abt. I*, 164, 317 - 334, 4 Abb., 1 Tab., Wien 1955.

PAPP, A.: Vorkommen und Verbreitung des Obereozäns in Österreich. - *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 50, 251 - 269, 2 Taf., Wien 1958.

PAPP, A. & TURNOVSKY, K.: Anleitung zur biostratigraphischen Auswertung von Gesteinsschliffen. - *JB. Geol. B.-A., Sonderb.* 16, 1 - 50, 11 Abb., 3 Tab., 88 Taf., Wien 1970.

PENECKE, K. A.: Das Eozän des Krappfeldes in Kärnten. - *Sitzber. öster. Akad. Wiss., math. naturw. Kl., Abt. I* 90, 327 - 371, 5 Taf., 1 Tab., Wien 1884.

REDLICH, K.A.: Kohlevorkommen im Eozän. - In: *Die Mineralkohlen Österreichs*, *Kom. allgem. Bergmannstages*, 161 - 162, Wien 1903.

REDLICH, K.A.: Die Geologie des Gurk- und Görtschitztales. - *Jb. geol. R.-A.*, 55, 327 - 348, 3 Abb., 3 Taf., Wien 1905.

ROSTHORN, F. von, & CANAVAL, J.L.: Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. - *Jb. nat.- hist. Landesmus. von Kärnten*, 2, 113 - 176, Klagenfurt 1853.

RÜHL, N.P.: Geologische Neuaufnahme des Krappfeldes zwischen Treibach-Althofen und Guttaring (Kärnten). - *Unpubl. geol. Diplomarb.*, 148 S., 45 Abb., 5 Taf., 1 Tab., 7 Anl., Fachbereich Geowiss. Hamburg, Hamburg 1970.

SCHAUB, H.: Nummulites et Assilines de la Téthys paléogène, Taxonomie, Phylogenèse et Biostratigraphie. - *Schweizer Paläont. Abh.*, 104/1981, 18 Taf., 116 Abb., Basel 1981.

THENIUS, E.: Neue Fischfunde aus dem Eozän des Krappfeldes/Kärnten. - *Carinthia II*, 146/66 Jg., 38 - 41, 1 Abb., Klagenfurt 1956.

THIEDIG, F.: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphische Einstufung neogener Rotlehme und Grobschotter in Ostkärnten (Österreich). - Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **39**, 97 - 116, 6 Abb., 2 Taf., Hamburg 1970.

THIEDIG, F.: Falten- und Überschiebungstektonik im Permo-Mesozoikum des Krappfeldes des Krappfeldes südwestlich Eberstein in Kärnten (Österreich). - Z. dt. geol. Ges., **132**, 167 - 174, Hannover 1981.

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. - XVI + 766 S., 200 Abb., 25 Tab., Wien (Deuticke) 1977.

WANK, M.: Krabben und Wurmreste aus den Wletersdorfer Nummulitenkalken. - Carinthia II, **173/93** Jg., 147 - 150, 4 Abb., Klagenfurt 1983.

WILKENS, E.: Das Alttertiär des Krappfeldes (Kärnten, Österreich). - Unpubl. geol. Diplomarb., 193 S., 56 Abb., 7 Anl., Fachbereich Geowiss., Univ. Hamburg, Hamburg 1985.

WILKENS, E.: Entstehung von Großforaminiferen-Akkumulationen, Biofabric-Entwicklung und Bioklast-Aggregate im Alttertiär des Sonnberges (Kärnten/Österreich). - In diesem Band.

WILKENS, E. & THIEDIG, F.: Alttertiärabfolgen des östlichen Krappfeldes (Kärnten/Österreich). - In Vorbereitung, 1989.

Raum für Notizen

6.2. Entstehung von Großforaminiferen-Akkumulationen, Biofabric-Entwicklung und Bioklastaggregaten im Alttertiär des Sonnberges

Von E. WILKENS

Mit 3 Abbildungen

Zusammenfassung

Aus der Großforaminiferenmergel-Formation des Sonnberges (Kärnten/Österreich) werden charakteristische Biofabric-Typen beschrieben. Ausgehend von Großforaminiferen-führenden Mergeln mündet eine zyklisch verlaufende sedimentologische Entwicklung in die Ausbildung durch Umlagerungsprozesse entstandener und stark zementierter, nahezu rein karbonatischer Großforaminiferen-Akkumulationen.

1. Einleitung

Die Biofabric-Analyse kann wichtige Aussagen zur Sedimentologie und Fazies gesteinsbildend durch Großforaminiferen aufgebauter Gesteine liefern. Dabei geht es im wesentlichen um die Frage inwieweit derartige Sedimente aus autochthon entstandenen und abgelagerten Biogenen bestehen (ARNI 1965), beziehungsweise welchen Einfluß sedimentär-physikalische Prozesse für deren Entstehung haben.

Erste Interpretationen innerhalb von Nummulitenkalken auftretender Biofabric-Typen durch AIGNER (1985) basieren vorwiegend auf einer charakteristischen Separation der im Lutet morphologisch extrem differenzierten mikro- und makrosphärischen Generation der Gattung *Nummulites*. Sie lassen eine bereits durch RONIEWICZ (1969) und BLONDEAU (1972) vermutete große Bedeutung von Umlagerungen, Aufarbeitungen und Auswaschungen (in-situ winnowing) bei der Entstehung von Großforaminiferen-Akkumulationen erkennen.

Die hier vorgestellte Sedimentabfolge aus dem Bereich der unteren Nummulitenmergel einschließlich der Bank 1 des Sonnberges in Kärnten (WILKENS 1989a) ist dem unteren Cuis zuzuordnen. Der Generationsdimorphismus auftretender Großforaminiferen resultiert zu diesem Zeitpunkt in nur geringen Größenunterschieden der A- und B-Formen. Dennoch erlauben unterschiedliche Sortierungen, selektive Auswaschungen und Anreicherungen der das Gestein aufbauenden Bestandteile sowie auftretende Anlagerungsgefüge, die Aufstellung charakteristischer Biofabric-Typen.

2. Petrographie und Lithostratigraphie

Die unteren Nummulitenmergel des Sonnberges bestehen überwiegend aus gering bis nicht verfestigten feinsandigen bis grobsiltigen, Glimmer-führenden Mergeln mit stark wechselnden, nahezu ausschließlich durch Großforaminiferen aufgebauten Biogen-Anteilen. Neben den dominanten nummulitiden Großforaminiferen treten Discocyclusen auf, Alveolinen fehlen.

Stärker zementierte Horizonte erhöhter Bioklastkonzentration bilden geringmächtige Einschaltungen innerhalb der lithostratigraphischen Abfolge. Im Liegenden der Bank 1 können insgesamt sieben derartige, teilweise weiter differenzierbare und unterschiedlich aufgebaute Akkumulationsniveaus ausgeschieden werden (Abb. 1).

Im Hangenden des Akkumulationsniveaus 7 kommt es unter kontinuierlicher weiterer Zunahme karbonatischer Komponenten biogenen Ursprungs, zur Entwicklung einer 5 m mächtigen, fast ausschließlich aus dichtest gepackten Großforaminiferen

aufgebauten Biogen-Akkumulation. Entsprechend des parallelen starken Rückganges von Komponenten terrigenen Ursprungs handelt es sich petrographisch um stark zementierte Nummulitenkalke. Ein unterschiedlicher Diageneseverlauf ist für den heute vorliegenden scharfen lithologischen Gegensatz zwischen dieser als Sonnberg-Bank 1 bezeichneten lithologischen Einheit, im Vergleich zur liegenden Sedimentabfolge, verantwortlich.

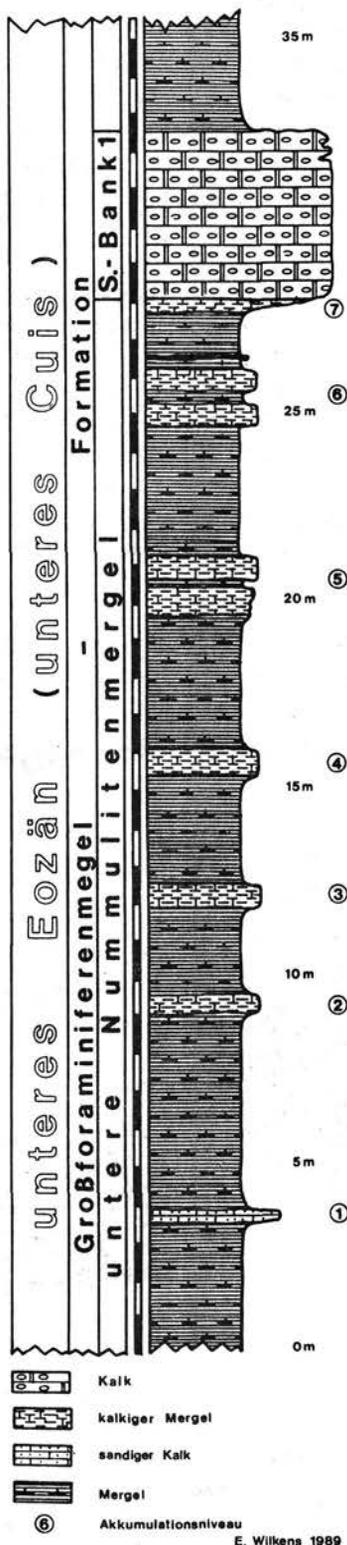


Abb. 1.
Lithostratigraphisches Teilprofil der Großforaminiferenmergel-Formation des Sonnbjerges.
Höhere Anteile der unteren Nummulitenmergel sowie Sonnberg-Bank I.

3. Großforaminiferen-Aggregate

Auffällige Bestandteile der unteren Nummulitenmergel sind in stark wechselnder Häufigkeit auftretende Großforaminiferen-Aggregate (Abb. 2). Es handelt sich um langgestreckte, im Querschnitt elliptische, nahezu ausschließlich aus Großforaminiferen aufgebaute und selektiv diagenetisch verfestigte Bioklastaggregate mit charakteristischen Interngefügen. Aufgrund ihrer stärkeren Verwitterungsresistenz wittern sie aus dem umgebenden Sediment heraus und finden sich teilweise massenhaft in dessen Verwitterungsschutt.

Die Dimensionen der diagenetisch stark verfestigten Anteile dieser Bioklastaggregate überschreiten selten 7,5 cm Länge und 4,0 cm Breite. Das Größenspektrum umfaßt auch in Abhängigkeit zu den innerhalb der Anreicherungen vorherrschenden durchschnittlichen Bioklastgrößen, ausgehend von nur 1 cm langen Akkumulationen, alle Übergänge bis zu den oben genannten Werten. Durch Kondensation mehrerer Einzelaggregate können größere diagenetisch verfestigte Einheiten entstehen.

Die Bioklast-Aggregate zeigen im Handstück einen charakteristisch heterogenen Aufbau des insgesamt durch gleichartig orientierte Dachziegellagerung (Imbrication) gekennzeichneten Anlagerungsgefüge der Komponenten. Während an der Unterseite selektiv kleine, überwiegend dick-linsenförmige Großforaminiferen (Nummuliten) auftreten, besteht die Oberseite nahezu ausschließlich aus adulten, beziehungsweise großen, flach scheibenförmigen Biogenen. Insbesondere mikrosphärische Discocyclinen können in diesem Teil stark angereichert sein. Je nach dem Sortierungsgrad und damit dem Korngrößenintervall der zur Verfügung stehenden Komponenten, kann diese Differenzierung unterschiedlich deutlich ausgebildet sein.

In Analogie zu diesen äußerlichen Merkmalen tritt als internes Strukturelement ebenfalls eine konstant orientierte Dachziegellagerung der scheiben- bis linsen-

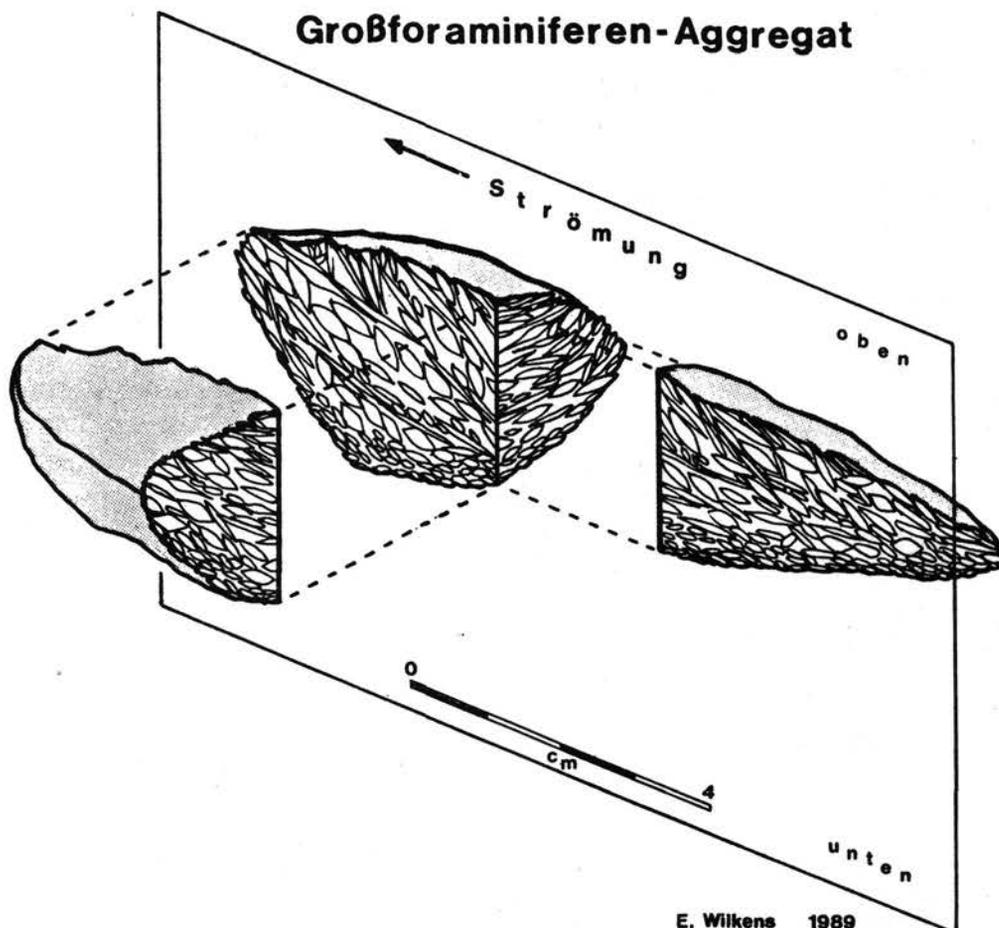


Abb. 2.
Interner Aufbau der Großforaminiferen-Aggregate der unteren Nummulitenmergel.

Kennzeichnend ist eine z.T. zyklisch wiederholte inverse Gradierung der Biogene mit einer Anreicherung flach scheibenförmiger Biogene am Top. Im Längsschnitt wird eine deutliche, durch Imbrication abgebildete Schrägschichtung erkennbar. Trogförmige Anlagerungsgefüge charakterisieren den Querschnitt.

förmigen Komponenten auf, welche eine in nahezu allen Bioklast-Aggregaten zu beobachtende interne Schrägschichtung entlang der Längsachse des Körpers erzeugen. Charakteristisch ist eine geringfügige Mächtigkeitszunahme der Aggregate in Richtung der rekonstruierbaren Strömung. Quer zur Längsrichtung ist nahezu immer eine trogartige Schichtung ausgebildet. Damit entsteht eine Internstruktur mit einem annähernd bilateral symmetrischen Aufbau, deren Symmetrieebene senkrecht zur Äquatorialebene der eingeregelter Großforaminiferen und parallel zur Längserstreckung des Gesamtkörpers verläuft (Abb. 2). Neben diesem Idealfall tritt eine Vielzahl sich windend beziehungsweise mehr oder weniger gebogener Aggregate bei prinzipiell gleichbleibendem Interngefüge auf.

Die äußerlich beobachtete inverse Gradierung der Bioklasten setzt sich im Inneren der Aggregate fort. Auf eine meist geringmächtige Lage kleiner Formen an der Basis folgt ein meist mächtiger Bereich größerer, scheiben- wie auch linsenförmiger Nummuliten und Assilinen. Den Abschluß bildet eine geringmächtige Lage flach-scheibenförmiger Biogene. Ein einzelnes Bioklast-Aggregat kann dabei sowohl aus einem, wie auch aus mehreren invers gradierten Mikrozyklen aufgebaut sein, die nicht immer vollständig erhalten sein müssen.

Die Längsachsen der Großforaminiferen-Aggregate weisen im gesamten Bereich des Sonnberges gleichartige Orientierungen auf. Sie dokumentieren ein System zweier senkrecht aufeinanderstehender NW-SE beziehungsweise NE-SW verlaufender Haupttrichtungen.

Die Großforaminiferen-Aggregate des Sonnberges stellen ein charakteristisches Stadium der im folgenden geschilderten, wiederholt auftretenden Biofabric-Entwicklung Großforaminiferen-führender Sedimente des Sonnberg dar.

4. Biofabric-Typen

Voraussetzung für eine Analyse von Komponentengefügen ist die Untersuchung auftretender Korngrößenverteilungen. Als charakteristisches Kennzeichen aller beschriebener Sedimente ist eine deutlich bimodale Komponentenverteilung festzustellen. Eine **feinklastische Matrix-Fraktion** besteht aus siliziklastischen Einschüttungen, sowie aus zumeist geringen Anteilen von Kleinforaminiferen und stark fragmentierten Bioklastfragmenten. Die überwiegend deutlich schlechter sortierte **grobe Fraktion** setzt sich demgegenüber fast ausschließlich aus gering- bis unfragmentierten Großforaminiferen zusammen. Alle Komponenten liegen in einer tonig-mikritischen **Grundmasse**.

Folgende Fabric-Typen charakterisieren die durch die Biogen-Akkumulationsniveaus einschließlich der Bank I dokumentierten wiederholten sedimentologischen Entwicklung zu Bioklastanreicherungen (Abb. 3):

Biofabric-Typ I: Den Ausgangspunkt der Entwicklung bilden Matrix-dominante Mergel innerhalb derer wenige unsortierte, schwach eingeregelter Großforaminiferen schwimmen. Kleinwüchsige und juvenile Formen stellen einen großen Anteil der Biogen-Assoziation. Vereinzelt konnten geringmächtige planar-lagige Großforaminiferen-Anreicherungen beobachtet werden.

Dieser Fabric-Typ kennzeichnet große Teile der unteren Nummulitenmergel außerhalb der Akkumulationsniveaus.

Biofabric-Typ II: Ein gegenüber dem Typ I deutlich geringerer Anteil feinklastischer Matrixkomponenten bei gleichzeitiger stärkerer Zunahme der eingeregelter größeren Biogen-/Bioklastfraktion kennzeichnet diesen Faziestyp. Lokal bilden die Biogene abgestützte Gefüge mit suturierten Kornkontakten. Die Matrixfraktion ist vergleichbar mit dem Typ I, weitgehend einheitlich aufgebaut. Der Biofabric-Typ II stellt das charakteristische Anlagerungsgefüge insbesondere der tieferen Akkumulationsniveaus dar. Kontinuierliche Übergänge vermitteln zu Typ I.

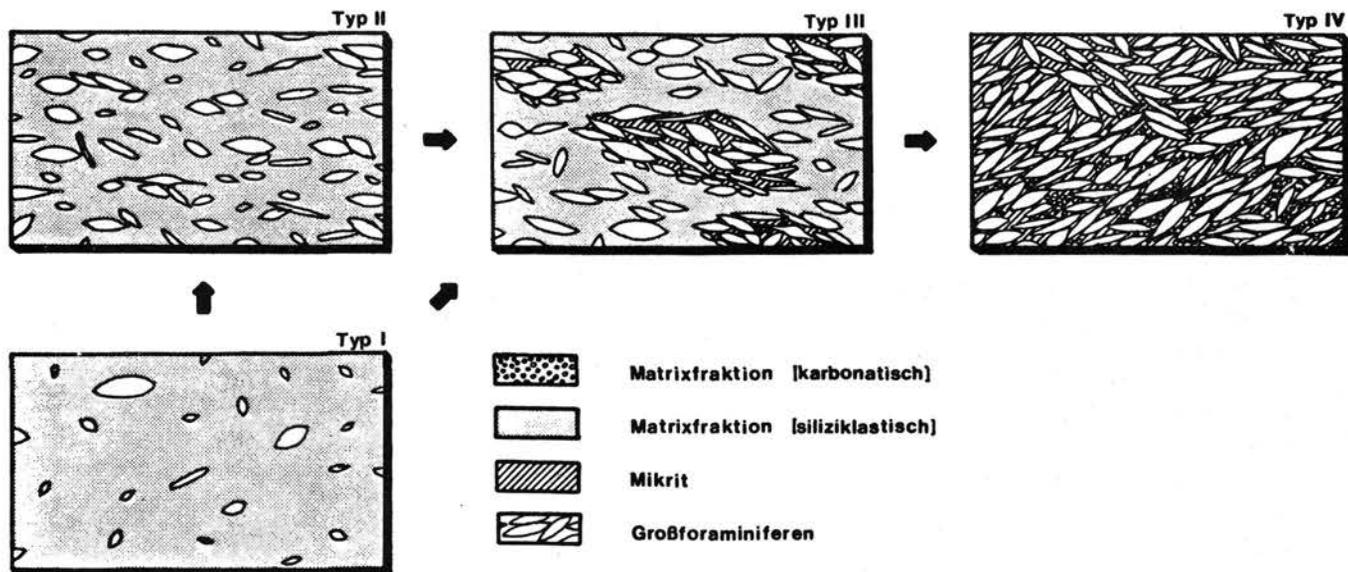


Abb. 3.
Biofabric-Entwicklung bei zunehmender Großforaminiferen-Anreicherung.

Ausgehend von in situ-Auswaschungen (winnowing) der Matrixfraktion sowie feinklastischer Anteile der Großforaminiferen-Assoziation kommt es im Verlauf zunehmender energetischer Beeinflussung als Folge von Umlagerungen und Sortierung zur Entstehung parautochthoner Großforaminiferen-Akkumulationen.

Weitere Erläuterungen im Text.

Biofabric-Typ III: Zumeist ausgehend von Sedimenten mit bereits relativ hohem Großforaminiferen-Anteil kommt es kleinräumig beschränkt zur Ausbildung von Großforaminiferen-Extremanreicherungen. In deren zentralen Anteilen fehlen Bestandteile der Matrixfraktion nahezu vollständig. Die zwischen den ein abgestütztes Gefüge aufbauenden Großforaminiferen verbleibenden Hohlräume, sind mit Mikrit erfüllt. Dessen diagenetische Zementation sowie eine geringfügige stylolithische Verzahnung der Biogene führen zur Entstehung der oben beschriebenen Bioklastaggregate mit der charakteristischen Schrägschichtung und Dachziegellagerung der Komponenten. Bezeichnend ist das noch relativ breite Korngrößenspektrum grobklastischer Biogene, abgebildet durch die für die Großforaminiferen-Aggregate typischen Sortierungsphänomene entsprechend der primär auftretenden Biogenrößen und -Formen (vgl. 3.). Stark korrodierte Biogenfragmente bilden nur akzessorische Gesteinsbestandteile.

Das Akkumulationsniveau 5 besteht teilweise, die Niveaus 6 und 7 zu großen Teilen aus derartigen Bioklastaggregaten.

Biofabric-Typ IV: Starke Sortierungsphänomene charakterisieren die Zusammensetzung der grobklastischen Biogenfraktion. Nahezu gleichgroße, fast ausschließlich nummulitide Großforaminiferen im Korngrößenintervall zwischen 2 und 10 mm bilden ein extrem dichtgepacktes abgestütztes Gefüge bei verbreiteter Ausbildung stark suturierter Kornkontakte. Die für die Fabric-Typen I - III kennzeichnende, zu großen Teilen aus siliziklastischen Komponenten bestehende feinklastische Matrixfraktion fehlt nahezu vollständig. Entsprechend den statt dessen auftretenden deutlich sortierten Bioklastfragmenten im Grobsilt- bis Feinsandbereich, bleibt der bimodale Charakter der das Gestein aufbauenden Komponenten verbreitet erhalten. Der Anteil einer mikritischen Grundmasse sinkt auf Werte bis < 10 %.

Kennzeichnendes Anlagerungsgefüge ist weiterhin die Dachziegellagerung, welche an Bioklastaggregate (s.o.) erinnernde Bereiche einheitlicher Großforaminiferenorientierung abbildet. Die gute Sortierung der groben Bioklastfraktion erschwert die Unterscheidung dieser, teilweise durch stylolithische Lösungsbahnen nachgezeichneten Schüttungskörper.

Geringfügig unterschiedliche Anteile der karbonatischen Matrix-Fraktion sowie der mikritischen Grundmasse erlauben die Abtrennung weiterer, eng verzahnt auftretender Anlagerungsgefüge.

Der Biofabric-Typ IV charakterisiert den überwiegenden Anteil der Sonnberg-Bank I und ist innerhalb der hier vorgestellten Sedimentabfolgen auf diese Einheit beschränkt.

5. Schlußfolgerungen

In Analogie zu den faziellen Bedingungen mitteleozäner Großforaminiferenkalke von Ägypten (AIGNER 1985) wird das weitgehende Fehlen von Auf- oder Umwachsungen der Großforaminiferengehäuse durch inkrustierende Organismen, als Anzeichen einer nur kurzzeitigen Exposition an der Sedimentoberfläche und anschließender rascher postmortaler Bedeckung dieser Biogene durch feinklastische Sedimentanteile interpretiert. Diese Vorstellung widerspricht bereits der Annahme einer rein autochthonen Entstehung der verbreitet dokumentierten alttertiären Großforaminiferen-Akkumulationen, überwiegend bis ausschließlich bestehend aus größeren Bioklasten beziehungsweise Biogenen. Die auftretenden Biofabric-Typen der unteren Nummulitenmergel können ebenfalls als Ausdruck von Anreicherungen grobklastischer Biogene infolge sedimentär-physikalischer Vorgänge, ausgehend von einem feinklastisch dominierten Sedimentationsraum mit primär nur relativ geringer Biogendichte angesehen werden.

Das für eine Großforaminiferen-Biozönose als typisch anzusehende breite Biogengrößenspektrum, hervorgerufen durch verschiedene ontogenetische Entwicklungsstadien, das parallele Auftreten klein- und großwüchsiger Gattungen sowie den Generationsdimorphismus, ist angenähert ausschließlich innerhalb des Biofabric-Typs I entwickelt. Spuren einer mechanisch hervorgerufenen Korrosion der Großforaminiferen fehlen hier. Die innerhalb der stratigraphischen Abfolge zunehmenden Sortierungsphänomene der grobklastischen Fraktion, insbesondere Gradierungen und die Verschiebung der Korngrößenverteilungsmaxima in Richtung größerer Biogene, kann ebenso wie das Auftreten rippelartiger Strukturen zu großen Teilen nur auf sedimentologische Vorgänge zurückgeführt werden. Diese erzeugen eine Differenzierung der primären Großforaminiferen-Assoziation basierend auf den unterschiedlichen hydraulischen Äquivalenten und Gehäuseformen vorkommender Gattungen und Arten, sowie den Größenunterschieden als Ausdruck ontogenetischer Wachstumsstadien. Der Generationsdimorphismus spielt demgegenüber nur eine untergeordnete Rolle. Gestützt wird diese Interpretation durch eine bei zunehmender energetischer Beeinflussung zu erwartende stärkere mechanische Korrosion und Fragmentierung der Großforaminiferen.

Parallel dokumentiert auch die Entwicklung der feinklastischen Matrixfraktion, gekennzeichnet durch zunehmende, partielle bis nahezu vollständige Auswaschung (winnowing), eine deutliche energetische Beeinflussung des Sedimentationsraumes.

Grundlage der Großforaminiferenanreicherung ist dementsprechend sowohl die wiederholte in-situ Akkumulation unter fortschreitender Auswaschung der Matrixfraktion und von feineren Teilen der größeren Bioklast-Fraktion, als auch die zunächst partielle, abschließend großflächigere parautochthone Umlagerung und Wiederaufarbeitung des gesamten Sediments unter zunehmend höherenergetischen Bedingungen. Die Bioklast-Aggregate werden als Scour-Füllungen interpretiert und markieren den Beginn der zunächst lokal einsetzenden verstärkten Biogenumlagerung. Die Gradierung der Bioklast-Aggregate verschwindet unter zunehmend höherenergetischen Einfluß weitgehend zugunsten einer besseren Sortierung der Biogene. Endglied dieser Entwicklungsreihe sind aus extrem dichtgepackten Großforaminiferen bestehende Sedimente, welche partiell, anhand gleichartiger Dachziegellagerungen der Großforaminiferen erkennbare Scourstrukturen beinhalten können.

Die unteren Nummulitenmergel des Sonnberges bilden dementsprechend einen Modellfall für die Entstehung reiner Großforaminiferenkalke aus einem stark siliziklastisch beeinflussten Sedimentationsraum mit nur geringer primärer Großforamini-

ferendichte. Diese hier zyklisch verlaufende Entwicklung bricht in tieferen Anteilen der lithostratigraphischen Abfolge bereits mit der Bildung von Akkumulationsniveaus durch in-situ Anreicherung (Biofabric-Typ II) und einer generellen Erhöhung der Biogenanteile im umgebenden Sediment ab. Lokal finden sich erste kleindimensionale Scour-Füllungen.

Höhere Akkumulationsniveaus bestehen demgegenüber nahezu ausschließlich aus Bioklast-Aggregaten. Die Kondensation der Bioklastaggregate im Hangenden des Akkumulationsniveaus 7 leitet kontinuierlich zur extremen nahezu rein karbonatischen Großforaminiferen-Akkumulation der Bank I über.

Literaturverzeichnis

AIGNER, Th.: Biofabrics as dynamic indicators in nummulite accumulations. - J. Sed. Petr., 55,1, 131 - 134, 5 Abb., Tulsa 1985.

ARNI, P.: L'évolution des Nummulitinae en tant que facteur de modification des dépôts littoraux. - Coll. intern. Micropal., Dakar, Mem. BRGM, No. 32(1963), 7 - 20, Paris 1965.

BLONDEAU, A.: Les Nummulites. - Vuibert (Hrsg.), 252 S., 38 Taf., Paris 1972.

RONIEWICZ, P.: Sedimentation of the Nummulite Eocene in the Tatra Mts. - Acta Geol. Polon., XIX, 503 - 608, 20 Abb., 26 Taf., Warschau 1969.

WILKENS, E.: Paläogene Sedimente des Krappfeldes und seiner Umgebung. - In diesem Band.

Raum für Notizen

7. Die Entwicklung des Krappfeldes und seiner weiteren Umgebung im Pliozän und Pleistozän

Von D. VAN HUSEN

Mit 4 Abbildungen

ENTWICKLUNG DES GEWÄSSERNETZES

Als Ausgangsniveau für eine Betrachtung der Entwicklung des Krappfeldes im Pliozän und Pleistozän können die seit langem bekannten Waitschacher Schotter dienen, die zuletzt in einer zusammenfassenden Arbeit von F. Thiedig 1970 beschrieben wurden.

Es sind dies grobe Blockschutt- und Wildbachablagerungen mit Blöcken bis zu 1 m Durchmesser. Als Komponenten treten hauptsächlich die Gesteine des Saualpenkristallins auf, die an der Westabdachung der Saualpe auftreten, die ja als Einzugsgebiet anzusehen ist. Neben diesen Komponenten finden sich aber auch noch rote Grödener Sandsteine und Porphyre, wie sie heute nördlich des Krappfeldes nicht mehr auftreten. Diese Geröllführung führte früher wohl hauptsächlich zu der Deutung als Altmoräne (Beck 1927; 1931). Die Vorkommen der Waitschacher Schotter lassen sich zu einem alten Abflusssystem verbinden, dessen Rinnen sich aus den umliegenden Gebirgsstöcken wie aus einem riesigen Quelltrichter im Krappfeld vereinigten, von wo dann im Bereich des heutigen Glantales der Abfluß nach S erfolgte (Tafel 1).

In diesen Rinnen wurden Schotter teils murenartig (wenig klassierte groblockige Lagen), teils fluviatil (feinkörnigere, besser sortierte Anteile) transportiert, wobei eine generelle Abnahme der Korngröße nach SW zu bemerken ist (F.Thiedig 1970,). Die an den Rinnen rekonstruierbaren Gefällsverhältnisse zwischen 4 und 10 % passen gut zur Art der Sedimentfüllung und ergeben ein Bild von breiten, schutterfüllten Tälern, die erosiv in eine wenig reliefierte Landschaft (D.Schillig 1966; F.Thiedig 1970) eingebettet sind.

In diese breit angelegte Landschaft sind noch jüngere Rinnen eingeschnitten. Sie zeigen generell (Tafel 1) die gleiche Abflußrichtung und das gleiche Einzugsgebiet an, sind aber wesentlich enger und dürften bereits einem Zeitraum entstammen, in dem eine gesteigerte lineare Erosion einsetzte. Die Reste dieser Täler sind einerseits in Hängetälern östlich der Görtsschitz

(F.Thiedig 1970), andererseits an Rinnen im Rücken westlich der Görttschitz zu erkennen, die in direkter Fortsetzung jener an breiten Sätteln ansetzen (D.Schillig 1966; F.Thiedig 1970), die in annähernd gleicher Höhe liegen.

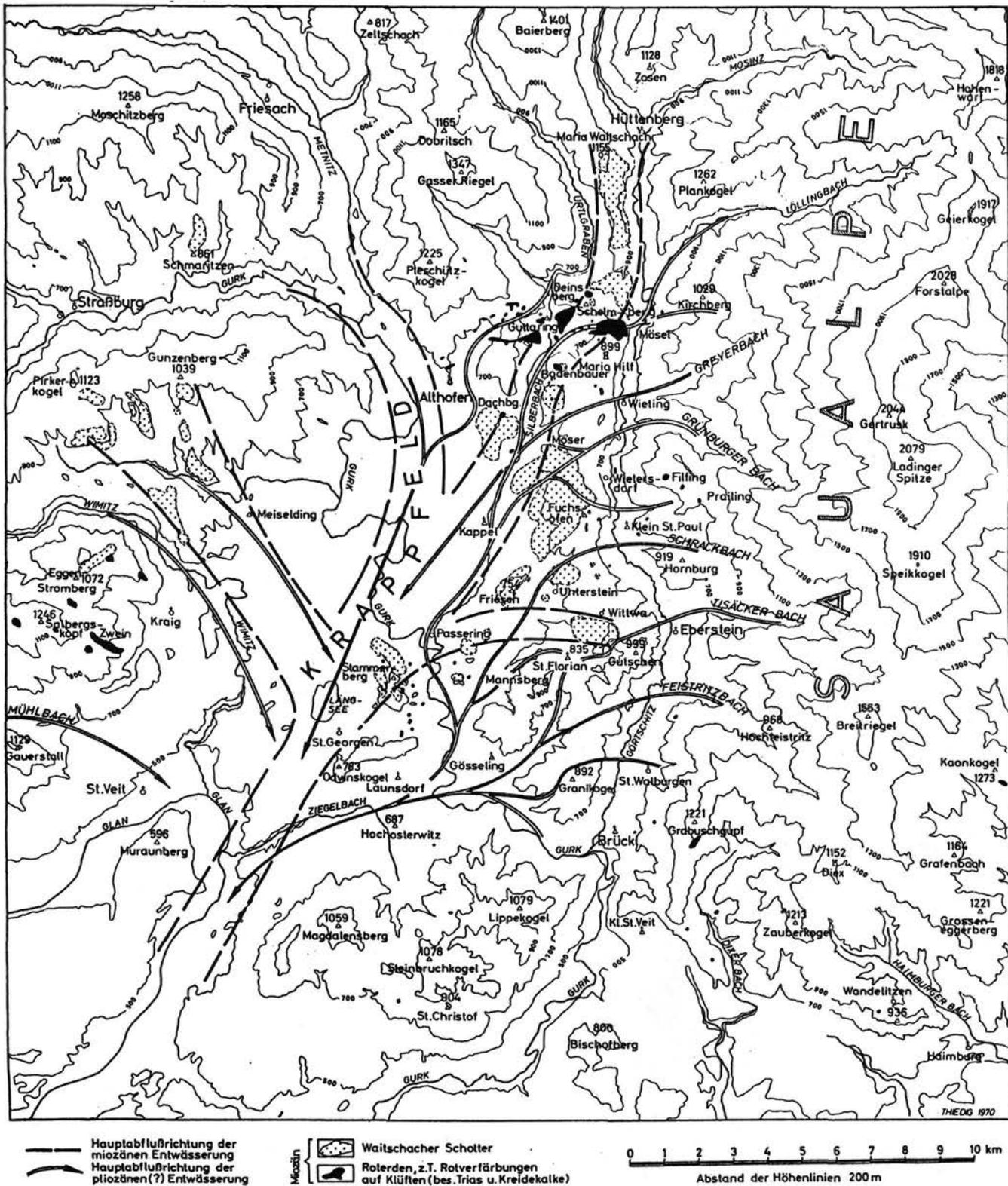


Abb. 1*).
 Verbreitung neogener Sedimente und die mutmaßlichen Haupt-Abflußrichtungen der jungtertiären Entwässerung (nach THIEDIG, 1970).
 Abstand der Isohypsen: 200 m.

*) Der Autor bezeichnet die Abbildungen im Text als „Tafeln“ (Anmerkung der Schriftleitung).

Die Bildung der Waitschacher Schotter, und damit auch des weit gespannten Talsystems werden von F. Thiedig 1970 im Vergleich mit ähnlichen Ablagerungen an der SE-Abdachung der Alpen (z.B. Granitztaler Schichten) und der dort möglichen Einstufung durch Fossilien ins Miozän gestellt, wogegen die Altersstellung des jüngeren Rinnensystems mit Pliozän angenommen wird (Tafel 1).

Beide Systeme wurden in der weiteren Entwicklung durch die Ausbildung des heutigen Gewässernetzes zerstört. Dabei wurden primär durch rück-schreitende Erosion und Flankenanzapfung entlang der Görttschitztaler Störungszone das heutige Görttschitztal angelegt. Dieser Vorgang ist heute bis in den Raum Mühlen (Bl.160,Neumarkt i.Stmk.) fortgeschritten, wo der Waldbach den letzten angezapften Bachlauf darstellt. Die weiter nördlich verlaufenden Bäche (St.Georgener Bach, Greither Bach, Perchauer Bach) haben ihren alten, nach SW gerichteten Lauf noch beibehalten können (D.van Husen 1980). Wann diese Entwicklung einsetzte, kann nicht gesagt werden. Die Gründe für diese Erosion können möglicherweise in der Änderung des Abflußregimes im südlichen Klagenfurter Becken im Zuge der raschen Heraushebung der Karawanken (D.van Husen 1984) gesucht werden. Darüber hinaus wird neben der Erhöhung der Reliefenergie (Heraushebung, Absenkung der Vorflut) auch die klimatische Umstellung während des Pliozäns zu diesen Vorgängen beigetragen haben.

Die endgültige Ausbildung des heutigen Gewässernetzes mit dem peripheren Lauf der Gurk von Gnesau - Brückel ist erst im Zuge der ersten Vollvergletscherung des Drautales erfolgt. Die Gurk und ihre nördlichen Zuflüsse benutzten damals im Raum des Krappfeldes die alten Abflußrinnen (Tafel 1), teilweise auch in entgegengesetzter Richtung (z.B. Gösseling-Brückel), als die weiter nach SW verlaufenden Teile des Gewässernetzes durch das Gletschereis blockiert waren (Tafel 2). Während der wiederholten Vergletscherungen wurden dann die Täler auch zu breiten Trögen (Launsdorf, Glantal) überformt.

Die Gurk konnte nach der letzten Eiszeit dann südlich Brückel ihr aufgezungenes peripheres Gerinne am Saualmsüdfuß verlassen und nach S ins Zungenbecken abfließen.

Neben dieser großräumigen Verlegung der Gurk wurden auch die kleineren Gerinne während der Eiszeiten in periphere Läufe gezwungen (Wimitz, Bergwerksgraben), die sie aber parallel zum Abschmelzen des Eises wieder verließen um ihre frühere Abflußrichtung wieder einzunehmen. Nur der Bach aus dem Bergwerksgraben konnte die hohe Kiesschüttung "Auf der Eben"

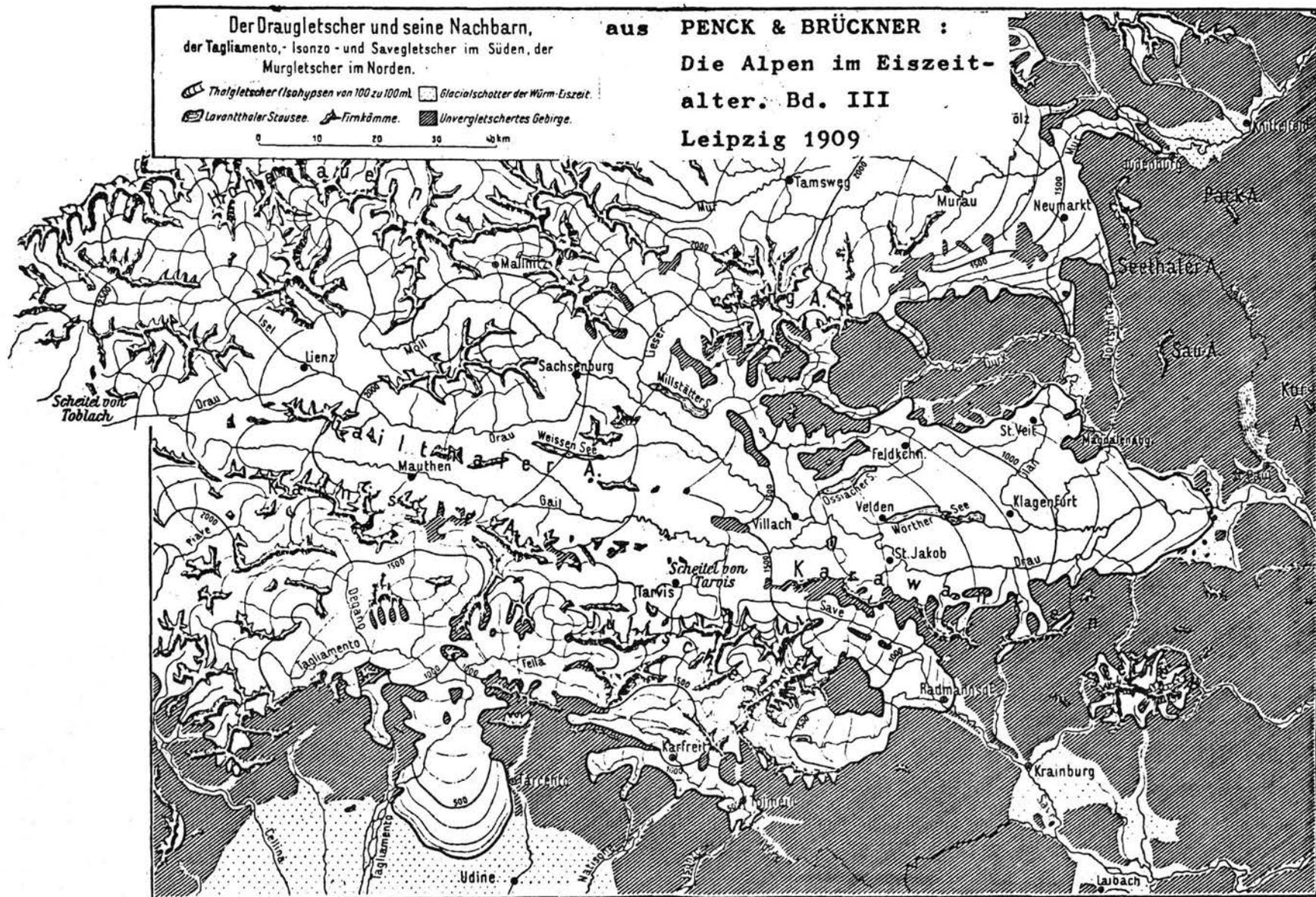


Abb. 2.
 Der Draugletscher und seine Nachbarn.
 Aus: PENCK & BRÜCKNER (1909): Die Alpen im Eiszeitalter, Bd. III.

nicht durchschneiden und verblieb in dem engen Durchbruchstal bei Rastefeld.

PRAEWÜRM

Die ältesten Ablagerungen im Zusammenhang mit den Vergletscherungen stellen die hoch gelegenen Kiese "Auf der Eben" dar. Es ist dies eine mächtige Kiesschüttung, die einem kuppigen Felssockel aufliegt, wie er weiter südlich (Wolscharter Wald) heute noch erhalten ist und vor den Vereisungen auch im Krappfeld weiter verbreitet war. Die leicht ausräumbaren Gesteine der Kreide sind dann hier während der Akkumulation und Erosion der verschiedenen Terrassenkörper ausgeräumt worden.

Die ca. 80 m mächtigen fluviatilen Kiese zeigen in manchen Bereichen eine sehr intensive Verwitterung des Kieskörpers (veraschte Dolomite, kaolinisierte Kristallingeschiebe) und eine mächtige Bodenentwicklung. Der Bereich S und SE von Baldauf hingegen zeigt eine wesentlich geringere Verwitterung. Nach Position, Mächtigkeit und Verwitterungsgrad handelt es sich bei diesen Ablagerungen wahrscheinlich um Staukörper am Draugletscher der älteren Vereisungen, der damals jeweils eine größere Ausdehnung aufwies als während der Würmvereisung (W.Fritsch 1957; P.Beck-Managetta 1959-61; E.Lichtenberger 1959) und weiter ins Krappfeld vorgedrungen sein mußte. Eine genauere Untergliederung des Kieskörpers in verschieden alte Teile nach Ausdehnung und Mächtigkeit ist bei den heutigen Aufschlußverhältnissen leider nicht möglich. Die verschieden starke Verwitterung legt eine Zuordnung zu mindestens zwei Vereisungen (Mindel, Riß) nahe.

Ebenso einer älteren Vereisung sind die deutlich über dem Niveau der Niederterrasse gelegenen Kiese bei Althofen zuzuordnen (E.Lichtenberger 1959), die heute nicht mehr aufgeschlossen sind. Entsprechend ihrem Verwitterungsgrad wurden sie übereinstimmend der Rißzeit zugeordnet, während der durch die stärkere Verlegung des Abflusses aus dem Krappfeld (Passering, Gösseling) auch eine deutlich höhere Verfüllung dieses zu erwarten ist.

Eine deutlich höhere Verfüllung zu dieser Zeit ist auch im Görtschitztal zu rekonstruieren (D.Schillig 1966). Über die Ausdehnung der Eisströme der älteren Eiszeiten sind keine Angaben möglich, da außer vereinzelt Erratikafunden außerhalb der gut erfaßbaren Würmvergletscherung keine Spuren (z.B. Moränen) erhalten sind.

WÜRM

Murgletscher: Die Ausdehnung und Entwicklung der Eisströme der letzten Eiszeit und ihr Einfluß auf das Krappfeld sind sehr gut rekonstruierbar.

Im Norden reichten zwei Gletscherzungen des Murgletschers in den Bereich des Kartenblattes (H.Spreitzer 1961; D.van Husen 1980). Im obersten Görtischtal reichte eine steile Eiszunge bis in den Bereich Wasserbauer nördlich Hüttenberg, die hier keine Endmoränen hinterließ und nur durch vereinzelte Staukörper (Kochbauer) markiert wird. Im Bereich Noreia wird sie durch deutliche Moränenwälle nachgezeichnet. Durch die Erosion dieser Gletscherzunge wurde die große Sackung am Kochbauern Riegel (Gehöft Schöllner) ausgelöst, die den Aufstau des Hörfeldes bedingt.

Die wesentlich bedeutendere Gletscherzunge des Murgletschers erfüllte das Metnitztal, vereinigte sich mit dem mächtigen Eisstrom im Tal des Olsa (Dürnstein) und reichte bis Hirt (Tafel 3). Der Eisstrom erfüllte das Becken von Friesach bis ca. 1000 m Höhe, konnte aber den Sattel bei Gaisberg nur unwesentlich überschreiten, so daß die Bucht von Zeutschach nicht mehr mit Eis erfüllt werden konnte. Hier dürfte sich ein ausgedehnter Staukörper in ca. 910 m Höhe gebildet haben, von dem noch Reste als schmale Leisten erhalten geblieben sind (Harold).

Auch diese Gletscherzunge hinterließ keine Endmoränen im Talboden. Nur das riesige Toteisloch am Ansatz der Niederterrasse oberhalb der Brauerei Hirt belegt das Gletscherende. Etwas außerhalb dieser Gletscherausdehnung fanden sich im Abbau des aufgelassenen Ziegelwerkes bei Eberdorf verschiedene unverwitterte Erratika, die auf eine kurzfristige, größere Eisausdehnung hinweisen, als sie zur Zeit der Schüttung des Hauptniveaus der Niederterrasse vorhanden war (Tafel 3).

Die Füllung des breiten Zungenbeckens des Eistromes im Metnitztal (Dürnstein, St.Salvator bei Micheldorf) wird von den sehr flachen Schwemmkegeln der Olsa und des Zeuschacherbaches abgeschlossen.

Niederterrasse: An der Endlage der Gletscherzunge des Murgletschers setzt eine ca. 40 m mächtige Terrassenschüttung an, die das ganze Krappfeld östlich der Gurk erfüllt und geschlossen bis Passering zu verfolgen ist. Der Terrassenkörper wird anfänglich von sehr grobem Geschiebe aufgebaut, das weiter nach Süden rasch eine bessere Zurundung und Abnahme der Korngröße mit gleichzeitiger qualitativer Auslese zeigt. Die Terasse findet dann bei Gösseling und im Durchbruchstal der Gurk von



Abb. 3.
Die Gletscherzungen der Seetaler Alpen und des Murgletschers im Würmhochglazial.
Aus: Erläuterungen zu Blatt 160 Neumarkt in Steiermark.

Wiendorf nach Brückel ihre Fortsetzung, mit der auch die Terrassenschüttung im Görtschitztal (D.Schillig 1966) korrespondiert (Tafel 4). Diese Schüttung stellt die Niederterrasse dar, die dann aber am Saualmsüdfuß in der peripheren Abfließrinne nicht mehr weiter zu verfolgen ist.

Die tiefer liegenden Terrassenkörper im Krappfeld und entlang des ehemaligen Wimitzlaufes und der Gurk sind teils Erosions- teils kurzfristige Akkumulationsformen (D.van Husen 1976).

D r a u g l e t s c h e r : Wesentlich deutlicher ist die Zweigliedrigkeit der Endmoränen des Würms in einen Maximal- und Hochstand am Draugletscher zu sehen. So ist 1 km nördlich Kraig eine deutliche Kante entwickelt, die ebenso wie ihre östliche Fortsetzung unterhalb Drasenberg durch häufiges Auftreten von erratischem Material als Endlage des Draugletschers anzusehen ist. Weiter im Osten lehnte sich die Gletscherstirn dann höchst wahrscheinlich bei Straganz an die Hochfläche "Auf der Eben" an, ohne daß heute Spuren davon erhalten geblieben sind. Wie weit die Eiszunge über den Wolschart Wald ins Krappfeld vordringen konnte, kann nicht gesagt werden, da hier durch die fluviatile Umlagerung auch schon zur Zeit des Maximalstandes jegliche Moränenreste zerstört wurden. Erratika bei Gösseling in 600 m Höhe und bei Pölling sowie die hohen Endmoränen südlich Weindorf weisen aber auf eine Eisausdehnung bis über den heutigen Gurklauf hin (Tafel 4).

Diese Eiszungen waren aber offensichtlich nicht kräftig genug einen wesentlichen Rückstau von Wimitz oder Gurk zu bewirken, da keine Reste von Staukörpern zu finden sind. So muß wohl angenommen werden, daß zu dieser Zeit der Abfluß mehr oder weniger ungehindert am Rand oder unter dem Eis erfolgen konnte. Eine durchaus ähnliche Situation war wohl auch südlich Brückel an der Eiszunge östlich des Magdalensberges gegeben.

Wesentlich deutlicher ist durch viele deutliche Endmoränen und mächtige Staukörper der Hochstand markiert, der wahrscheinlich in kurzem zeitlichen Abstand zum Maximalstand eintrat und eine wesentlich längere stabile Endlage der Gletscherstirn darstellt (Tafel 4).

Zu dieser Zeit erfolgte bereits ein Abfluß der Wimitz durch das Trockental südlich Gaming ins Krappfeld sowie der Gurk in Front der Gletscherzunge ins Launsdorfdorfer Becken, wodurch die Niederterrass bei Gösseling geschützt werden konnte, die in engem Kontakt mit den Endmoränen steht (D.van Husen 1976). In den über das ganze Gebiet weit verbreiteten Grundmoränenablagerungen findet sich eine bunte Geschiebezusammensetzung der weiteren Umgebung, die häufig erratisches Material aus den hohen Tauern und dem Gailtal beinhaltet.

A b s c h m e l z p h a s e n : An den beiden Eiszungen des Murgletschers im Norden sind keine Spuren der ersten Abschmelzphasen erhalten geblieben, so daß anzunehmen ist, daß sie sehr rasch abgeschmolzen sind.

Wesentlich differenzierter ist der Rückzug der Gletscherstirn des Draugletschers von den Endmoränen des Hochstandes rekonstruierbar. Das Erscheinungsbild und die Differenzierung der Sedimentationsbedingungen sind wegen der Verschiedenheit der Landschaftstypen (kleinkuppiges Gelände, größere



Abb. 4.
 Skizze der quartären Ablagerungen im Gurktal zwischen Mur- und Draugletscher.
 Aus: D. VAN HUSEN (1976), Mitt. Geol. Bergbaustud. Wien, 23.

Beckenlandschaften) und der von Norden - nach der Ablenkung - wieder gegen das abschmelzende Eis vordringenden Bäche stark unterschiedlich.

So stellt der Wall nördlich des Kraiger Sees einen ersten Halt im Abschmelzen dar, als noch ein Abfluß nach Norden zur Wimitz hin möglich war, der eine breite Rinne schuf. In der weiteren Folge war dieser Abfluß nicht mehr möglich als sich am nächsten kurzfristigen Halt bei Überfeld eine breite Eisrandterrasse ausbildete. Sie wird von deutlich deltageschütteten Sanden und Kiesen aufgebaut. Von ihr geht eine oserartige Bildung südlich Überfeld aus, die anzeigt, daß hier die Schüttung auch unter dem Gletscher stattfand. Dabei entstand durch einen größeren Toteiskörper der heutige Kraiger See. Diese Eisrandterrasse ist nach S bis Puppitsch zu verfolgen. Hier mündete in den Eisrandsee die Eisumfließungsrinne von Gassing, die den Abfluß des Baches bei Hintnausdorf darstellt. Daraus ergibt sich die Zusammensetzung der Kiese in der Eisrandterrasse, die neben den Ferngeschieben des Draugletschers zu einem hohen Anteil aus den Gesteinen der näheren Umgebung bestehen.

Beim weiteren Abschmelzen des Eiskörpers entstand dann eine vielstufige Treppe von Eisrandterrassen, die das weitere ruckweise Einschwenken des Hintnausbaches von einer NE gerichteten Abflußrichtung bis zum heutigen Lauf nachzeichnen.

Nur an einer Stelle war ein kurzer Vorstoß des Gletscherrandes über die Sedimente einer solchen Haltephase direkt nachweisbar. In der großen Kiesgrube oberhalb des Schlosses Hunnenbrunn liegt über den steil nach NE deltageschütteten Kiesen und Sanden der 570 m hohen Terrasse ein ca. 5-6 m hoher Seitenmoränenwall, dessen schmaler Rücken von zwei kleinen Toteislöchern unterbrochen wird. Dieser Wall wurde von einer kurzen, deutlichen Oszillation aufgeschüttet, der aber sehr wahrscheinlich nur auf den unmittelbaren Zungenbereich beschränkt blieb, da weiter im SW keine Fortsetzung dazu gefunden werden konnte.

Im Bereich der Wimitz ist die Sedimentation gänzlich von dieser geprägt. So bildeten sich keine Moränen aus, sondern nur weit gespannte Terrassen. Der letzte Abfluß der Wimitz zur Gurk schuf das Trockental Zuckmandl Kreuz - Tschagoster - Gaminger Kreuz, das später noch von einem nach Süden gerichteten, kurzfristigen Abfluß unterschritten wurde (D.van Husen 1976).

Zu dieser Zeit des letzten peripheren Abflusses der Wimitz waren die beiden Gletscherzungen der Wimitzfurche und des Längseebeckens noch vereinigt, entwickelten sich dann aber ganz unterschiedlich. In der Wimitzfurche bilde-

ten sich im weiteren Rückschmelzen zuerst kleine Eisrandterrassen und Staukanten an den Grundgebirgsauftragungen um Bernaich, in der weiteren Folge dann die mächtigen und weit verbreiteten Eisrandterrassen von Steinbrücken, Scheifling und NW St.Veit. Diese großflächigen Terrassen zeigen durch ihren Gesteinsinhalt (durchwegs Material aus den Gurktaler Alpen, dem etwas verschwemmtes Moränenmaterial beigemischt ist) und ihre Schüttung nach S an, daß sie hauptsächlich von der Wimitz gegen das abschmelzende Gletschereis geschüttet wurden. Die stauende Wirkung des Eiskörpers dokumentiert sich hier in der hohen Lage und der Erstreckung über die gesamte Talbreite sowie durch die fallweise auftretenden Toteislöcher. Im inneren Aufbau dominieren deltageschüttete Sande und Kiese (E.H.Weiss 1965), denen aber immer wieder horizontale Lagen grober Kiese zwischengelagert wurden. Daraus kann abgeleitet werden, daß es am Gletscherrand häufig zur Bildung kurzlebiger kleiner Seen kam, die von Perioden rein fluviatiler Schüttung unterbrochen waren.

Zur Zeit der Ablagerungen der tiefsten Terrasse in 500 m Höhe dürfte es am Nordrand des Glantales im Raum St.Veit zur Ausbildung eines stationären Sees gekommen sein, da hier an der sedimentären Abfolge mit Schluffen und Tonen im Liegenden (westlich Goggerwenig nördlich St.Veit) und deltageschütteten Sanden und Kiesen zum Hangenden das ungestörte Auffüllen eines Sees abgelesen werden kann.

Im Gegensatz dazu ist die Entwicklung der ersten Rückschmelzphase und deren Sedimente im Bereich des Längseebeckens völlig ungestört von den gegen den Gletscher vordringenden Bächen zu beobachten. So konnte sich hier eine kleine Oszillation (vgl. E.Lichtenberger 1959) deutlich abzeichnen. Sie hinterließ z.Teil scharfe Endmoränenwälle, an die sogar kleine Sanderflächen beim Plieschen und bei Kote 594 anschließen. Diese machen es auch wahrscheinlich, daß diese Oszillation erfolgte, als das Eis in der Wimitzfurche noch bis gegen Beraich reichte und hier die Bildung der großflächigen Eisrandterasse einsetzte.

Die anschließende Entwicklung ist dann durch Abschmelzphasen mit der Bildung schmaler Eisrandterrassen (Draßendorf-St.Georgen) charakterisiert. In der weiteren Folge wurde das Längseebecken dann von der Moräne von Krottendorf (hier täuscht möglicherweise ein Felssockel eine größere Mächtigkeit vor) abgedämmt, ohne mit Sedimenten erfüllt worden zu sein, da zu diesem Zeitpunkt wahrscheinlich das Becken noch von einem Toteiskörper besetzt war. Als dieser abschmolz bildete sich der Längsee, der heute durch Verlandung nur etwa ein Drittel seiner ehemaligen Fläche aufweist.

Die ältesten Sedimente der Beckenfüllung sind durch Bohrungen erschlossen. Es sind dies glimmerhaltige Tone, die kaum Pollen führen (A.Fritz 1974). Sie wurden wohl unmittelbar nach dem Eisfreiwerden des Beckens sedimentiert, als die umgebenden Hänge kaum mit Vegetation bedeckt waren und viel Feinmaterial, besonders aus der Grundmoräne, ins Seebecken geschwemmt werden konnte. Über den Tonen folgen dann Gytja und Seekreide, die nach A.Fritz 1974 die gesamte spätglaziale Vegetationsentwicklung bis ins beginnende Holozän (Praeboreal) widerspiegeln. Dann setzte die Moorentwicklung ein, die zur Bildung eines mächtigen Torfkörpers führte (4 m in der Bohrung 600 m S des Seeufers. H.Löffler 1974).

Im Seebecken selbst liegen über den glimmerhaltigen Tonen ebenso Gytja und Seekreide, die wahrscheinlich das gleiche Alter wie im Liegenden des Torfes aufweisen. Darüber folgt 1,5 m Sapropel (H.Löffler 1974).

Beim Abschmelzen dieses Eislappens im Launsdorfer Becken entwickelte sich am Nordrand des Beckens, durch die Südexposition stark begünstigt, eine große Eisrandterrasse in 540 m Höhe, die, nur durch den Lava-Bach unterbrochen, von Taggenbrunn bis Launsdorf reicht. Hier springt sie dann weit nach S ins Becken vor, was möglicherweise auf eine Aufragung des Untergrundes (mündl.Mitt.W.Wascher) zurückzuführen ist, da dieser schneller ausaperte. Aufgebaut wird die Terrasse von deltageschütteten Kiesen und Sanden, die ihrer Zusammensetzung nach umgeschwemmtes Moränenmaterial darstellen. Neben einem leichten Gefälle von West nach Ost ist auch eine Zunahme des Feinkornanteiles nach Osten zu beobachten. Daraus kann aber geschlossen werden, daß diese Terrasse von einem Eisrandgerinne aufgeschüttet wurde, das zur Gurk hin noch auf die Terrasse in 540 m (Groblage) entwässerte (Tafel 4).

Nachdem sich die aktive Gletscherfront bis ins Glantal zurückgezogen hatte und auf der Höhe von Beiersdorf lag, wurde das eisfrei gewordene Becken bis zu einer Höhe von 530 mit feinen Sedimenten erfüllt (vgl. E.Lichtenberger 1959). Es sind dies weitgehend eben gelagerte, ton- und glimmerreiche Silte und Sande, die nur im W südlich Goggerwenig randlich von Kies- und Schotterlagen durchsetzt sind. Bei diesen Sedimenten handelt es sich um Ablagerungen eines Stausees, der zwischen dem Gletschereis im Glantal, das noch die Grundgebirgsaufragung bei Beiersdorf-Untermühlbach besetzt hielt und dem Gurktal aufgestaut war. Zur Erklärung des Rückstaus am Ostende im Gurktal kann folgender Mechanismus dienen. Bei der Tiefenerosion während des Eisrückzuges fand die Gurk ihr altes Bett östlich des Gehöftes Rain nicht wieder und traf in 530 m auf Permoskythsandstein, in dem sie einen epigenetischen Durchbruch anlegen mußte. Dadurch war aber die konti-

nuierliche Gefällsentwicklung gestört, und es entstand oberhalb der Enge ein Rückstau, der zur Ausbildung einer Terrassenfläche in 530 m Höhe führte, die weiter flußabwärts bis Brückl nicht mehr entwickelt ist. Durch diesen Rückstau bedingt trat die Gurk wahrscheinlich zeitweise - sicher aber bei hoher Wasserführung - mit dem Zungenbecken in Verbindung und lagerte hier ihren Schweb ab.

LITERATUR

- BECK, H.: Aufnahmebericht über Bl. Hüttenberg-Eberstein (5253).- Verh. Geol.B.-A., Wien 1927
Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Bl. Hüttenberg-Eberstein (5253), 1:75.000- Geol.B.-A., Wien 1931
- BECK-MANNAGETTA, P.: Aufnahmsberichte 1955-1961.- Verh. Geol.B.-A., Wien 1955-61.
- FRITSCH, W.: Aufnahmebericht über die geologische Neuaufnahme des Gebietes des Sonntags- und Kraigerberges bei St. Veit a.d. Glan, Kärnten.- Karinthn, 34/35, 211-217, Knappenberg 1957.
- FRITZ, A.: Die Bedeutung des Längsee-Moores für die spätglaziale Vegetations- und Klimageschichte des Klagenfurter Beckens (Ostalpen).- Carinthia II, 277-293, Klagenfurt 1973
- HUSEN, D. VAN: Zur quartären Entwicklung des Krappfeldes und des Berglandes um St. Veit a.d. Glan.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 23, 55-68, Wien 1976
Erläuterungen zu Blatt 160 Neumarkt in Steiermark.- Geol.B.-A., Wien 1980
Synsedimentäre Gleitschollen großen Ausmaßes im terrestrischen Jungtertiär der Karawanken.- Geol. Rdsch., 73, 433-445, Stuttgart 1984
- LICHTENBERGER, E.: Der Rückzug des Würmgletschers im mittleren Klagenfurter Becken und Krappfeld.- Mitt. Österr. Geogr. Ges., 101, 37-62, Wien 1959
- LÖFFLER, H.: Die Entwicklung der Meromixis im Klopeiner See und Längsee.- Carinthia II, 373-377, Klagenfurt 1974
- SCHILLIG, D.: Geomorphologische Untersuchungen in der Saualpe (Kärnten).- Tübinger Geogr. Stud., 81 S., Tübingen 1966
- SPREITZER, H.: Der eiszeitliche Murgletscher in Steiermark und Kärnten.- Geogr. Jber. aus Österr., 28, 1-50, Wien 1961
- THIEDIG, F.: Der südliche Rahmen des Saualpen-Kristallins in Kärnten. "Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins, Teil VII".- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 5-70,, Wien 1966
- WEISS, E. H.: Zur Entstehung von Bruchstrukturen in glazialen Sand-Kies-Ablagerungen.- Carinthia II, 55-62, Klagenfurt 1965

8. Ingenieur- und hydrogeologische Probleme auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von U. HERZOG

Zentrale ingenieur- und hydrogeologische Frage ist im Bereich des vorgestellten Kartenblattes ÖK 186 St. Veit a.d. Glan die Erfassung und Nutzung der Grundwasserreserven des Krappfeldes.

Dieses stellt im Abflußgebiet des Gurktales eine markante beckenartige Aufweitung zwischen der Einmündung der Metnitz im Norden und der Enge von Passering im Süden dar, wobei die Talbreite bis auf 4 km, gegenüber i. M. 0,5–1,2 km nördlich davon, ansteigt. Diese bruchtektonisch bedingte Beckenstruktur sollte aufgrund ihres großen hydrographischen Einzugsgebietes und des geologischen Rahmens, bei Vorhandensein ausreichender Tiefe und Auffüllung mit speicherfähigen Lockergesteinen, die Möglichkeit zur Bildung ergiebiger Grundwasserkörper bieten. Gestützt wurde vor Beginn systematischer Untersuchungen diese Annahme durch die Existenz sehr leistungsfähiger Brunnenanlagen im Gelände der Treibacher Chemischen Werke (TCW), nahe der Nordgrenze des Beckens. Diese Überlegungen führten bereits 1972 von seiten der Landesgeologie zur Empfehlung, nach Ausführung geologischer und seismischer Vorerhebungen im zentralen Krappfeld einen Tiefbrunnen für die unter Wassermangel leidende Gemeinde Althofen zu errichten. Der 1974/75 bei Kappel am Krappfeld errichtete, 70,5 m tiefe Brunnen hatte die Unterkante der Lockersedimentverfüllung nicht erreicht, war aber infolge zunehmender Kornverfeinerung nicht tiefer gebohrt worden. Bereits zwischen 12,6 m und 23,0 m sowie zwischen 47,8 m und 64,4 m waren Feinkornbereiche durchbohrt worden. Das restliche Bohrprofil bestand im wesentlichen aus kiesigen Sanden bis Kiesen mit lagigen Geröllanreicherungen.

Hydrogeologisch bemerkenswert war das Antreffen eines Hauptaquifers zwischen 34,5 m und 68,5 m, der allerdings durch den zweiten Feinkornbereich in seiner nutzbaren Mächtigkeit deutlich reduziert wurde. Weiters wurde über dem ersten Feinkornbereich ein erster, unergiebiges Grundwasserkörper erkannt. Die Leistungspumpversuche ergaben günstige Ergebnisse.

Im Zuge systematischer Erkundung der Trinkwasserreserven Kärntens ab dem Jahr 1978 bot sich aufgrund der bisherigen Kenntnisse das Krappfeld zu weitergehenden Untersuchungen an. Ein zwischen 1978 und 1981 ausgeführtes Forschungsprojekt konnte unter Einsatz geologischer, geophysikalischer, bohrtechnischer, geohydrologischer und geochemischer Untersuchungsmethoden Untergrundstruktur, Beckenfüllung, Grundwasserverhältnisse und hydrologische Rahmenbedingungen soweit abklären, daß Aussagen zur möglichen weiteren Trinkwassergewinnung gemacht werden konnten. Im wesentlichen konnte nachgewiesen werden, daß vor allem die westliche Begrenzung des Beckens durch ein staffelförmiges Abtreppen des Grundgebirges weit in die heutige Verebnungsfläche des Krappfeldes vorspringt; weiters wurden schluffige, tonige, kohleführende Schichten nachgewiesen, die wahrscheinlich dem Jungtertiär zuzuordnen sind und offensichtlich das zentrale und südliche Krappfeld erfüllen und gleichzeitig die Unterkante des nutzbaren Grundwasserspeichers bilden. Im Norden scheinen diese Ablagerungen zu fehlen, da der neue Hauptbrunnen der TCW, etwa zentral in der Talachse gelegen, nach Durchörtern des Quartärs direkt phyllitisches Grundgebirge antraf. Weiters wurde das großflächige Auftreten des zweiten Feinkornkomplexes („Seeton“-Komplex) nachgewiesen, der gegen Norden zunehmend grobkörniger wird und in seiner Mächtigkeit abnimmt.

Durch diese Erkenntnisse wurde die hydrogeologisch interessante Zone des Krappfeldes auf den N-S verlaufenden Zentral- und Ostteil eingeeengt, und die Unterkante des Aquifers bei höchstens 80 m Tiefe erkannt.

Die bereits beim Bau des Brunnens festgestellte Aquiferausbildung wurde ebenfalls grundsätzlich bestätigt. Wesentlich war zudem die Erkenntnis, daß die Gurk im Norden, von ihrem Eintritt in das Becken bis in den Raum Mölbling, jahreszeitlich unterschiedlich wesentlich zur Grundwasser-

neubildung des Krappfeldes beiträgt, während sie aufgrund ihrer starken Eintiefung etwa ab Landbrücke zum Vorfluter für das Grundwasser wird.

Eine generelle Wasserbilanz des Krappfeldes ergab eine Neubildungsrate von ca. 1,3 m³/s, bei einem rechnerischen Output von ca. 0,8 m³/s. Damit verbleibt eine bedeutende nutzbare Grundwassermenge.

Diese Ergebnisse, ergänzt durch hydrochemische Qualitätsuntersuchungen, waren schließlich Anlaß zur Gründung eines überregionalen Wasserverbandes zur zusätzlichen Trinkwassergewinnung im Krappfeld. Seit 1987 wurden rasterförmig bzw. profilartig zahlreiche Aufschluß- und Pegelbohrungen niedergebracht, sowie im Süden des Feldes bei St. Klementen 2 Versuchsbrunnen in den Hauptaquifer abgeteuft. Seit März 1988 steht das gesamte Grundwasserfeld unter hydrologischer Dauerbeobachtung, wobei seit Oktober 1988 ein vorerst auf ein Jahr begrenzter Dauerpumpversuch läuft. Die gewonnenen Daten sollen der Erstellung eines Grundwassersimulationsmodells dienen und schließlich Grundlagen zur Festlegung einer zulässigen Gewinnungsmenge und zielführender Schutzmaßnahmen bilden.

Raum für Notizen

9. Geophysikalische Untersuchungen

9.1. Geophysikalische Prospektionsprojekte auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von G. WALACH

Mit 3 Abbildungen

Das Institut für Geophysik der Montanuniversität Leoben hat 1978-80 in dem durch ÖK 186 überdeckten Gebiet zwei größere Prospektionsprojekte durchgeführt. Nachstehend wird eine Kurzfassung der dabei verwendeten Aufschlußmethoden und der erzielten Ergebnisse gegeben.

Im Rahmen des Projektes „Naturraumpotential ausgewählter Tallandschaften in Kärnten, Krappfeld“ wurden rund 365 km refraktionsseismische Linien und 35 geoelektrische Tiefensondierungen vermessen. Aufgabe der Untersuchung war eine strukturelle und lithologische Gliederung des Untergrundes im Tiefenbereich bis etwa 200 m, als Grundlage für die Klärung der Grundwasserverhältnisse. Eine Zusammenfassung der Ergebnisse wurde von WALACH & WEBER (1981) publiziert. Abb. 1 zeigt ein typisches Profil über das Krappfeld im Querschnitt Stoberdorfer Wald – Haidkirchen – Kappel.

Das Grundmodell für die Auswertung der Seismik bildet ein Vierschichtfall, wobei der quartäre Hauptaquifer (V_3 -Horizont) durch Geschwindigkeiten von 1720 ± 65 m/s gekennzeichnet ist. Das Präquartär ($V_4 + V_5$ -Horizonte) überdeckt als Folge der wechselnden Lithologie einen breiten Geschwindigkeitsbereich von 2150-5000 m/s. Dieser kann durch Vergleich mit der Beckenumrahmung (Oberkreide, Trias, Paläozoikum) meist eindeutig untergliedert und den entsprechenden Gesteinsserien zugeordnet werden.

Die elektrischen Sondierungen lassen sich durch 5-6-Schichtfälle interpretieren und fügen sich gut in die seismische Gliederung ein. In einer Tiefe von 15-20 m kann über größere Bereiche ein niederohmiger Horizont mit 20-1000 Ohm-m von 5-10 m Mächtigkeit nachgewiesen werden, der wahrscheinlich einer Seetonlage entspricht. Das grundwasserführende Quartär ist durch spezifische Widerstände von 240-280 Ohm-m gekennzeichnet.

Bedeutendstes Strukturmerkmal des präquartären Untergrundes (Abb. 2) ist eine das gesamte Krappfeld durchziehende Tiefenrinne, in deren Bereich Quartärmächtigkeiten von über 100 m auftreten. Nördlich von Passering mündet diese Rinne in eine schluchtartigen Verengung, deren zeitweiliger Verschluß wahrscheinlich zur Bildung der Seetonlage(n) geführt hat.

Im Rahmen eines FWF-Pilotprojektes, betreffend eine Methodik für die geophysikalische Prospektion von sulfidischen Vererzungen in der Gurktaler Decke, wurden u. a. im Gebiet der Pb-Zn-Lagerstätte Meiselding-Otterberg magnetische, widerstandsgeoelektrische, SP- und IP-Testmessungen durchgeführt. Das Hauptproblem für die Prospektion bildet die Unterscheidung zwischen Schwarzschiefern und Vererzung, da beide ähnliche Anomaliecharakteristiken zeigen. Nach den Ergebnissen der Testmessungen wurde eine Methodenkombination für großräumigere Prospektionsvorhaben vorgeschlagen und von MAURITSCH, OBERLADSTÄTTER & STRÖBL (1980) veröffentlicht. Dabei soll die Geomagnetik mit Punktabständen von 50-100 m der Vorerkundung und der Korrelation mit dem geologischen Kartierungsergebnis im allgemeinen dienen, wonach auf ausgesuchten Profilen SP-, IP- und EM-Messungen mit geringen Punktabständen für die Detailerkundung zum Einsatz kommen sollen. Für die Unterscheidung von Schwarzschiefer- und Erzanomalien werden u. a. auch Infrarot-Verfahren vorgeschlagen. Die Abb. 3 zeigt beispielsweise das Ergebnis der geomagnetischen Übersichtsmessung im Bereich Bergwerksgraben – Otterberg.

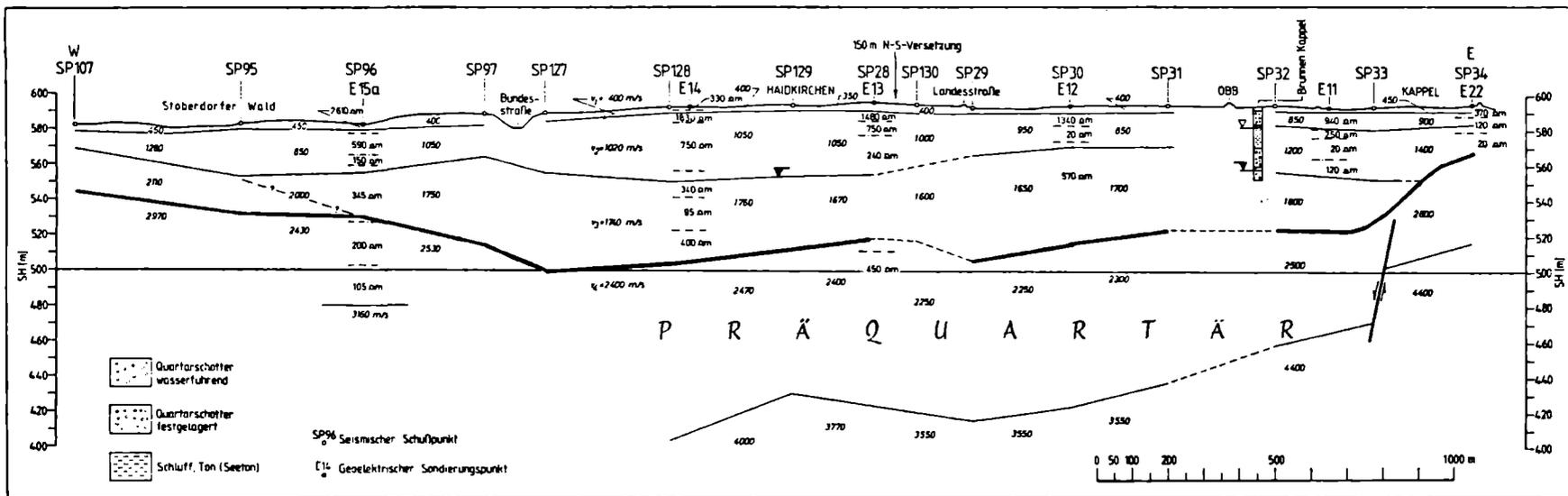


Abb. 1: Geophysikalischer Profilquerschnitt über das Krappfeld im Gebiet Stoberdorfer Wald – Haidkirchen – Kappel

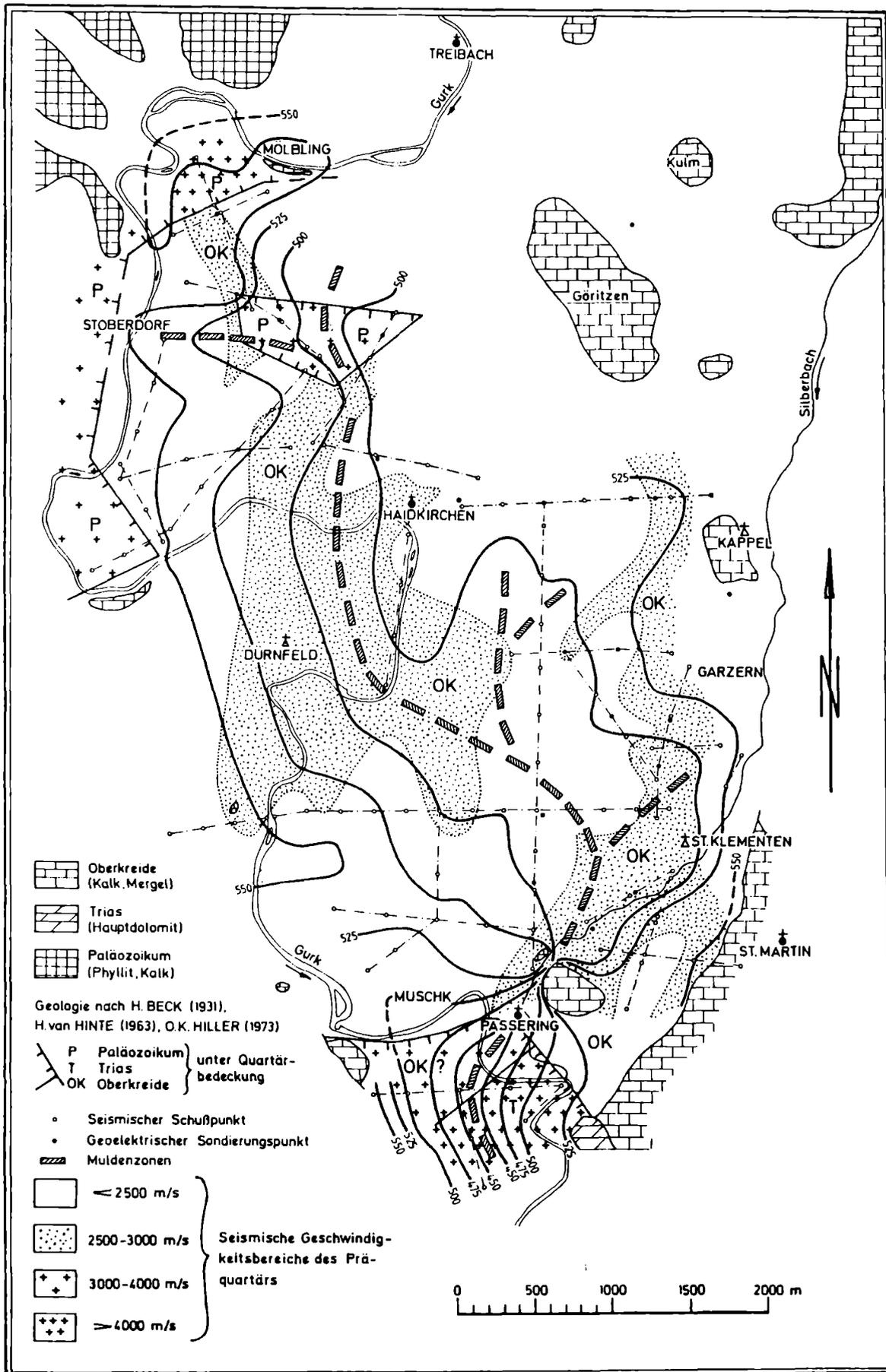


Abb. 2: Strukturkarte und Geschwindigkeitsverteilung des präquartären Untergrundes am Krappfeld

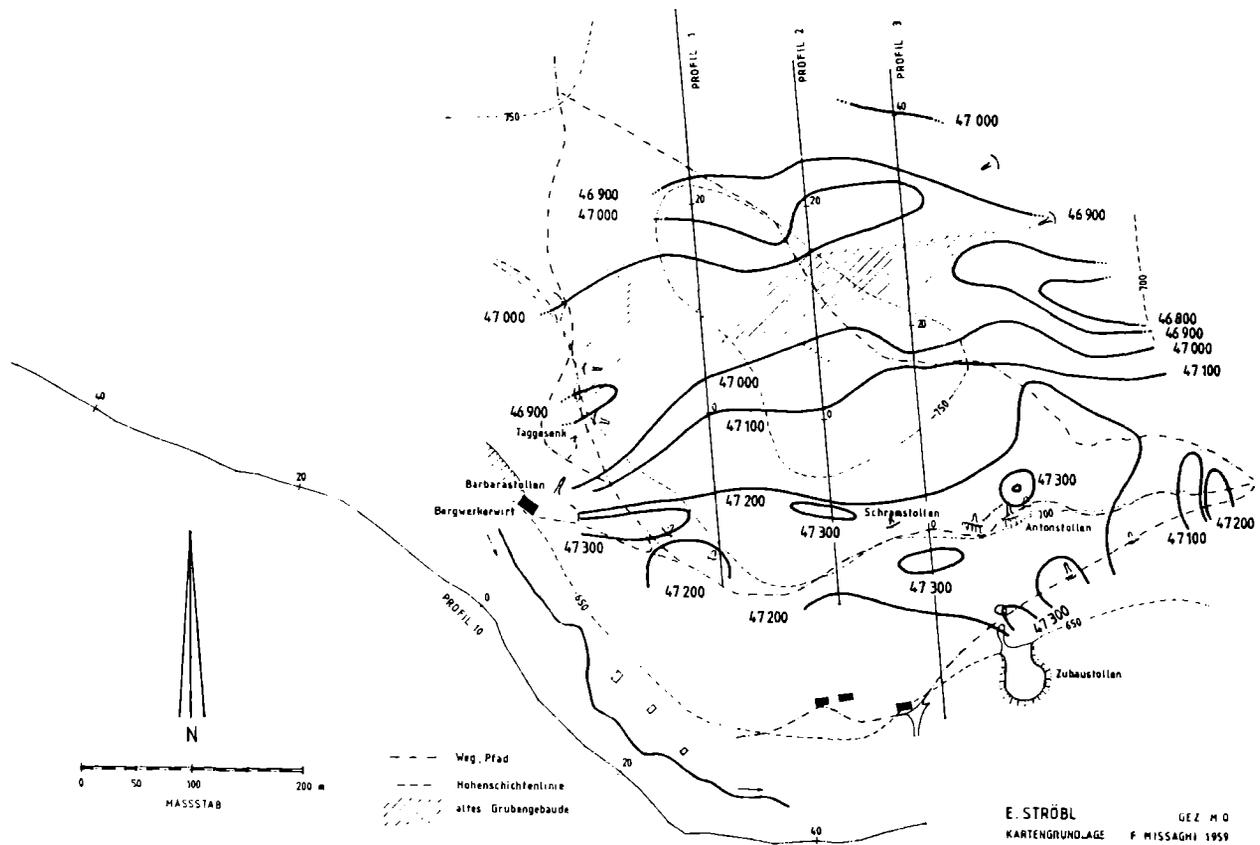


Abb. 3.
Meiselding (Kärnten), Isanomalen Magnetik, Totalintensität T.

Literatur

- MAURITSCH, H., OBERLADSTÄTTER, M. & STRÖBL, E.: Geophysikalische Prospektion auf Sulfidvererzungen in der Gurktaler Decke. – BHM, **125**, H. 12, 602–608, Wien 1980.
- WALACH, G. & WEBER, F.: Die geophysikalische Problematik bei der Erforschung der hydrogeologischen Verhältnisse des Krappfeldes (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **1981/2**, 205–214, Wien 1981.

Raum für Notizen

9.2. Paläomagnetische Ergebnisse aus Perm und Oberkreide der Gurktaler Decke auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan

Von F. AGNOLI, H.J. MAURITSCH & J. REISINGER

Mit 6 Abbildungen und 2 Tabellen

Perm

Die paläomagnetische Untersuchung permischer Rotsedimente erfolgte in den Vorkommen des Krappfeldes und der St.Pauler Berge (Abb.1 und 2). Silt- und Sandsteine des Unterrotliegenden lieferten ausschließlich inverse CARM-Richtungen (charakteristische remanente Magnetisierung), während im Permoskythsandstein keine einheitliche Remanenzrichtung festgestellt werden konnte. Hier verhinderten zu grobe Korngrößen eine Einregelung der ferromagnetischen Partikel parallel zum Erdfeld. Die für das gesamte Probenmaterial zutreffende Korrelation zwischen Korngröße des Sediments und Streuung der Remanenzvektoren spricht für eine detritische remanente Magnetisierung (DRM).

Das Verhalten der Proben bei der thermischen Abmagnetisierung und isothermalen magnetischen Sättigung identifizierte die Trägerminerale als Hämatit und Magnetit.

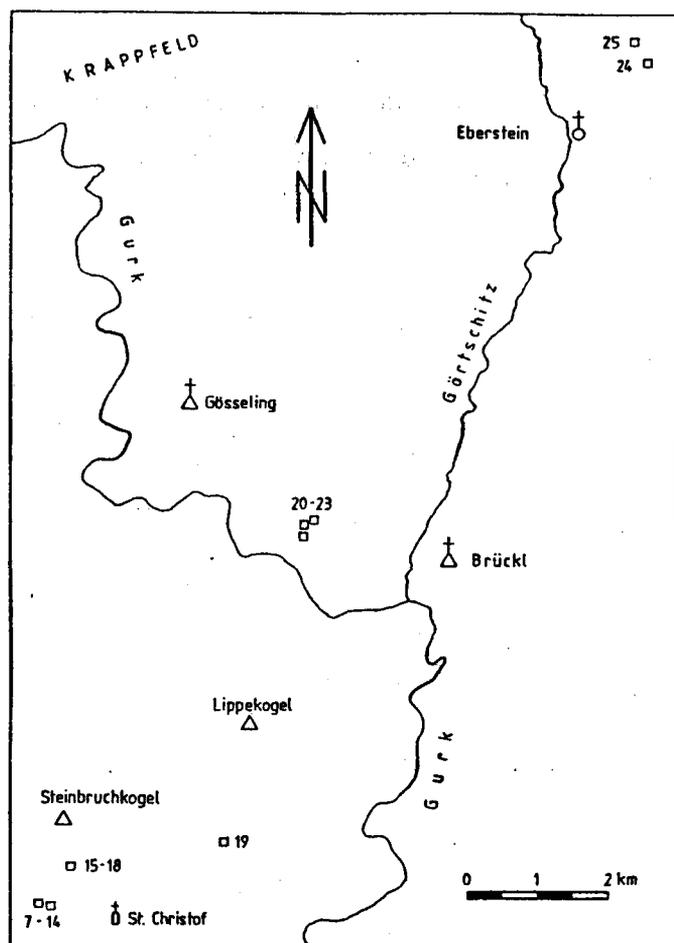


Abb. 1.
Lage der beprobten Perm-Aufschlüsse des Krappfeldes.

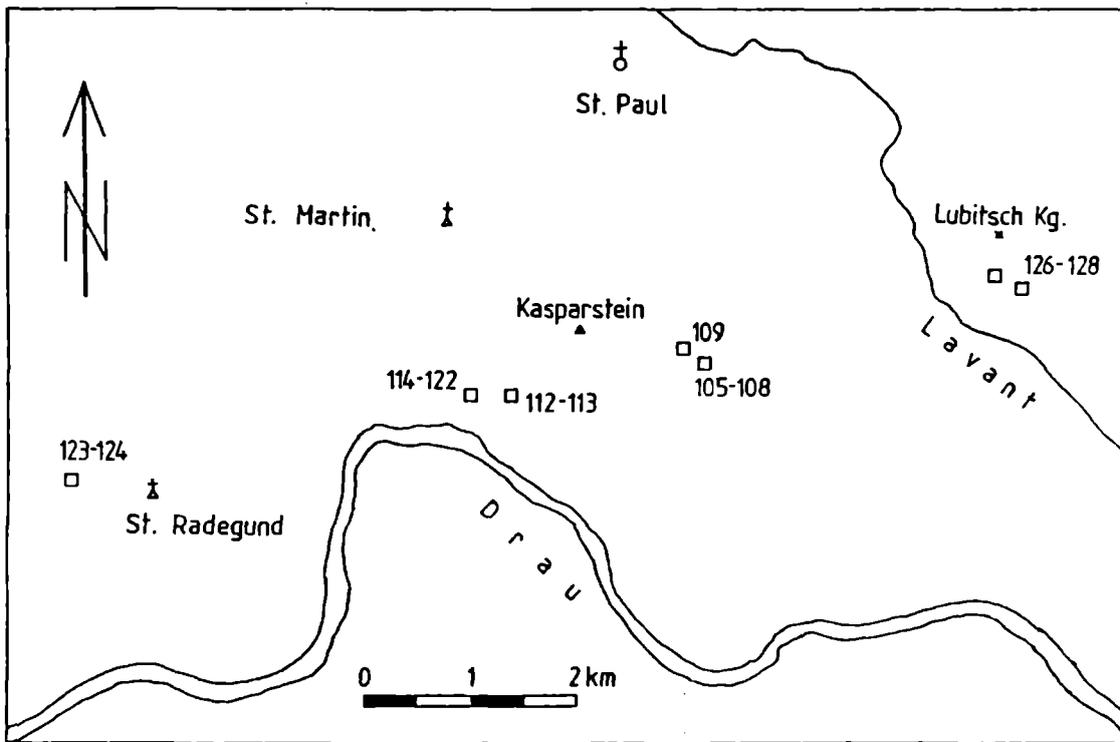


Abb. 2.
Lage der be-
probten Perm-
Aufschlüsse in
den St. Pauler
Bergen.

In den St. Pauler Bergen bilden die CARM-Richtungen zwei Gruppen, die sich - gestützt auf die Testverfahren von **McFADDEN & JONES** (1981) bzw. **McFADDEN & LOWES** (1981) - signifikant voneinander unterscheiden (Abb.3). Nachdem beide Richtungen nicht nur an verschiedenen Lokalitäten, sondern auch in ein und demselben Profil auftreten, ist eine lokaltektonisch bedingte Entstehung der zwei Gruppen auszuschließen. Ein Vergleich der Streuungsparameter vor und nach der tektonischen Korrektur (=Horizontieren der Schichtflächen um die Achse des Streichens) ergibt einen signifikant positiven Faltestest für beide Gruppen (prätektonisches Alter der Remanenz).

Im Krappfeld ist der Unterschied zwischen den Richtungen von Brückl/Eberstein und jenen des Christofberges vermutlich tektonisch bedingt, doch kann wegen der geringen Anzahl von Aufschlüssen die Ursache der Abweichung nicht geklärt werden. Wegen zu ähnlicher Lagerung der ss-Flächen ist der Faltestest für die Proben des Christofberges nicht signifikant. Aufgrund der für das Perm viel zu

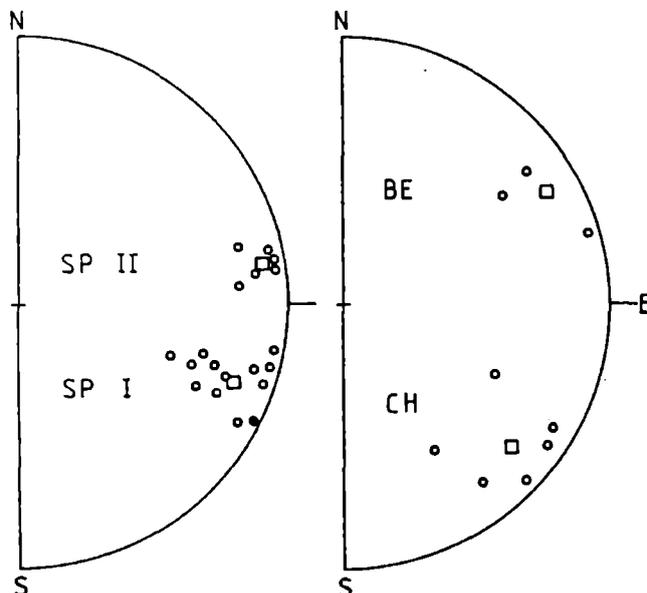


Abb. 3.
Perm: CARM-Gesamtmittelwerte (□) und Aufschlußmittelwerte.
PE = Brückl/Eberstein; CH = Christofberg; SPI/II = St. Paul I und II.
Flächentreue Projektion; ● = untere Halbkugel (positive Inklination);
○ = obere Halbkugel (negative Inklination).

Tabelle 1.

Perm: CARM-Gesamtmittelwerte und Paläopolpositionen für St. Paul (geograph. Koord. 46,7N/14,9E) und Krappfeld (geogr. Koord. 46,7N/14,5E).

F/B-KORR = vor/nach der tektonischen Korrektur(field/bedding corrected).

	DEC	INC	N	R	K	α_{95}	POLPOSITION					Paläo- breite	
							Breite	Länge	R	K	A ₉₅		
PERM St. Paul/L.													
Gruppe I	F-KORR	104,6	-40,7	13	12,0	12,4	12,2	+20,1	276,9	12,9	81,5	4,6	+8,9
	B-KORR	109,7	-17,3	13	12,6	33,5	7,3						
Gruppe II	F-KORR	70,4	-35,0	6	5,7	18,6	15,9	- 2,7	295,9	6,0	220,1	4,5	+5,5
	B-KORR	80,1	-10,9	6	6,0	109,3	6,4						
PERM Krappfeld													
Christofberg	F-KORR	141,2	-35,5	6	5,0	22,4	14,5	+35,5	258,3	5,8	25,6	13,5	+9,7
	B-KORR	132,1	-18,8	6	5,7	17,5	16,5						
Brückl/Eberstein	F-KORR	57,4	-11,8	3	2,8	11,1	38,9						
	B-KORR	61,3	-13,1	3	2,9	16,9	31,0						

steilen Inklinationen der in-situ-Richtungen (Tab.1) wurden hier - analog zu St.Paul - der CARM ebenfalls die tektonisch korrigierten Werte zugrunde gelegt. Die für einige Aufschlüsse bestimmbare Sekundärkomponente zeigt gute Übereinstimmung mit der Kreiderichtung von Wietersdorf (siehe unten, Tab.2) und wird mit der alpidischen Metamorphose in Verbindung gebracht (partielle Thermoremanenz, PTRM: Dec = 339, Inc = +47).

Tabelle 2.

Oberkreide: CARM-Gesamtmittelwerte und Paläopolpositionen für Wietersdorf.

F/B-KORR = vor/nach der tektonischen Korrektur (field/bedding corrected).

Aufschlußgruppen	geogr. Koordinaten		DEC	INC	N	K	α_{95}	POL				Paläo- breite
								Länge	Breite	K	A-95	
Wietersdorf (normal)	14,7E/47,8N	F-KORR	327,0	+47,2	20	9,0	11,5	256,8	+65,7	6,5	13,9	+28,4
	14,7E/47,8N	B-KORR	298,5	+35,3	20	9,7	11,1					
Wietersdorf (invers)	14,7E/47,8N	F-KORR	164,5	-40,7	10	47,7	7,1	251,3	+64,5	37,4	8,0	+29,3
	14,7E/47,8N	B-KORR	155,8	-48,3	10	50,5	6,9					

Oberkreide

Die Beprobung der flyschoiden Sedimente der Krappfeld-Gosau erfolgte in den Steinbrüchen der Wietersdorfer Zementwerke (Abb.4), das Material umfaßt vor allem Mergel des Campan und Maastricht. Aus dem magnetischen Sättigungsverhalten sowie der erfolgreichen Anwendung der Wechselfeld-Abmagnetisierung ergibt sich Magnetit als Trägermineral der NRM.

Großkreisverteilung der Aufschlußmittelwerte nach der magnetischen Reinigung (Abb.5) gab Anlaß zu einer ausführlichen Vektoranalyse. Mischrichtungen zwischen normaler und inverser Polarität erklären sich dadurch, daß in einzelnen Fällen es nicht gelingt, primäre und sekundäre Komponente der remanenten Magnetisierung vollständig zu trennen. Der Vergleich der Mittelwerte vor und nach der tektonischen Korrektur ergibt mit Hilfe von Signifikanzprüfungen einen negativen Faltest. Die Bildung einer posttektonischen Remanenz entspricht jedoch nicht einer einheitlichen Überprägung, sondern erfolgte als diagenetische CRM (Chemische remanente Magnetisierung) nach der synsedimentären Tektonik. Dies wird durch den mehrfachen Polaritätswechsel der CARM belegt, welcher auch für die

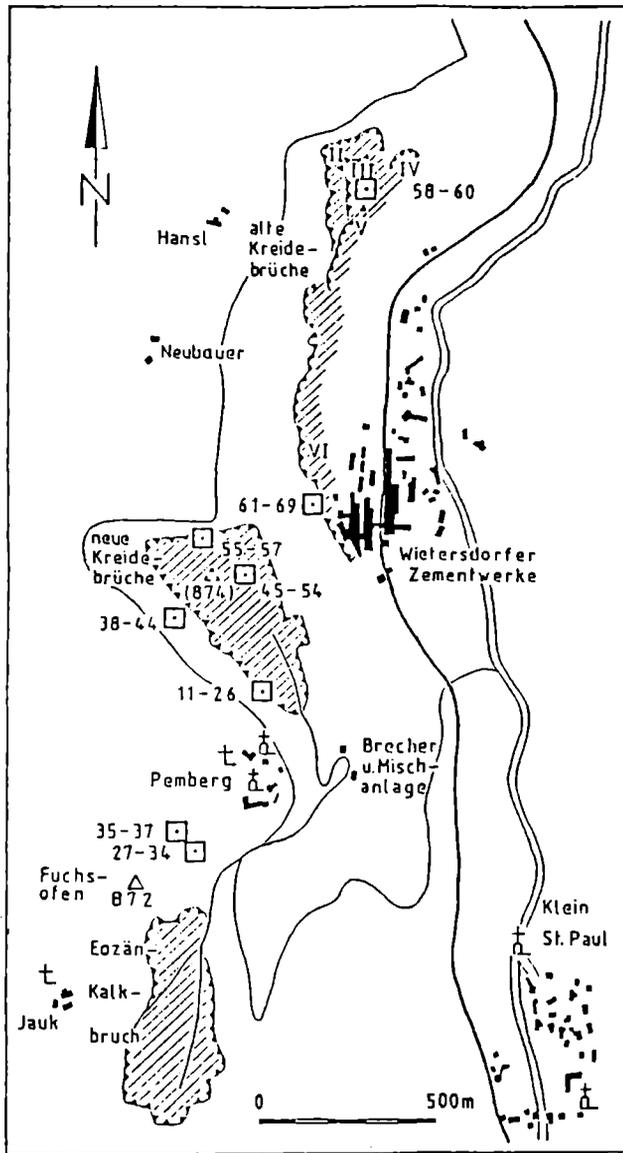
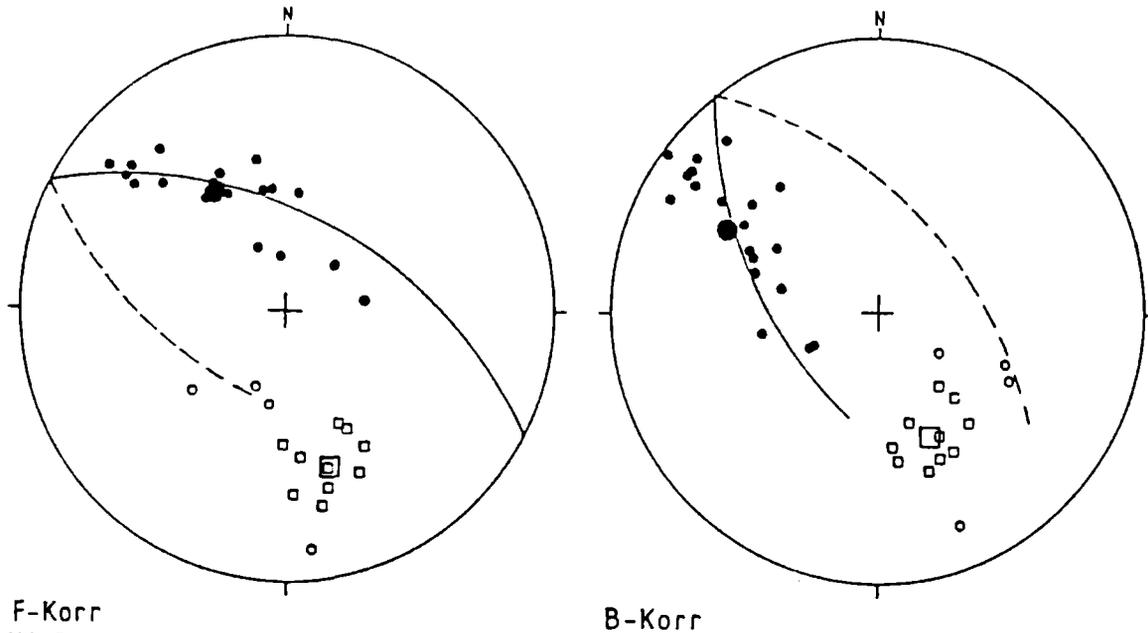


Abb. 4.
Lage der beprobten Oberkreide-Aufschlüsse im Steinbruch Wietersdorf.
Nach einer Lageskizze von THIEDIG (1975).



F-Korr
B-Korr
Abb. 5.
Oberkreide: CARM-Gesamtmittelwerter (große Symbole) und Aufschlußmittelwerte für Wietersdorf.
Flächentreue Projektion, Symbole wie in Abb. 3.

magnetostratigraphische Korrelation mit einem Referenzprofil verwendet wird (Abb.6).

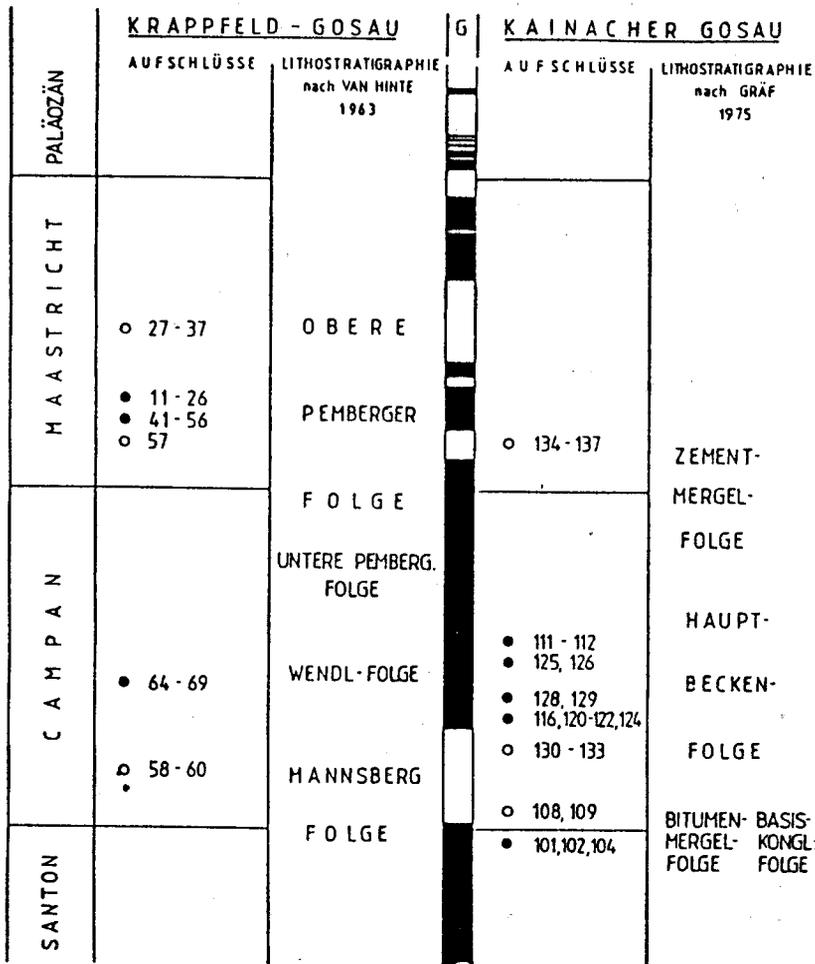


Abb. 6.
Magnetostratigraphische Einordnung der Aufschlüsse von Wietersdorf in das Profil von Gubbio (= G) nach ALVAREZ et al. (1977) und Vergleich mit der Kainacher Gosau (REISINGER, 1988).
Normale Polarität = schwarz; inverse Polarität = weiß.

Gesamtinterpretation

Aus den Paläodeklinationen folgt Gegenuhrzeigersinn-Rotation sowohl für das Perm als auch für die Oberkreide, die errechneten Polpositionen zeigen große Affinität zum Bewegungsmuster der adriatischen Platte. Paralleluntersuchungen im weststeirischen Gosaubecken von Kainach lieferten CARM-Richtungen, die mit jenen von Wietersdorf gut übereinstimmen.

Vergleicht man die vorliegenden Daten mit Ergebnissen aus altersgleichen Gesteinen der Südalpen, so ergibt sich als überregional bedeutsame Konsequenz, daß die paläomagnetischen Richtungsmuster bei überschreiten der Periadriatischen Naht im südlichen Oberostalpin der Gurktaler Decke ihre Fortsetzung finden.

Literatur

ALVAREZ, W., ARTHUR, M.A., FISCHER, A.G., LOWRIE, W., NAPOLEONE, G., PREMOLI, S.I. & ROGGENTHEN, W.M. (1977):

Upper Cretaceous-Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy.
- Geol.Soc.Amer.Bull.88 (1), 367-389; Boulder.

McFADDEN,P.L. & JONES D.L. (1981):

The fold test in palaeomagnetism. - Geophys.J.R.astr.Soc., Vol.67, 53-58.

McFADDEN,P.L. & LOWES,F.J. (1981):

The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions.

- Geophys.J.R.astr.Soc., Vol.67, 19-33.

REISINGER,J. (1988):

Geologie des Hirschkogels-Landscha-Berges nördlich von Weiz. II.Paläomagnetische Untersuchungen im Perm von St.Paul im Lavanttal und in der Kainacher Gosau.

- Diss.Univ.Graz.

Raum für Notizen

9.3. Schwerekarte des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan mit Nachbargebieten

Von E. POSCH & G. WALACH

Mit 4 Abbildungen

Das Institut für Geophysik der Montanuniversität hat 1976 im Rahmen des Internationalen Geodynamik-Projektes eine flächendeckende Neuvermessung des Schwerefeldes in Südösterreich begonnen. Heute überdecken die vor wenigen Wochen abgeschlossenen Geländearbeiten ein Gebiet von rund 20.000 km² mit etwas mehr als 9000 Stationen. Das Meßgebiet wird durch den Meridian von Klagenfurt (14° 30' ö. L.), die Linie Salzkammergut – Neusiedler See (ca. 47° 45' n. B.) sowie die Staatsgrenzen zu Ungarn und Jugoslawien begrenzt. Nach Abschluß der laufenden Auswertearbeiten wird etwa ab Spätherbst 1989 für das umschriebene Gebiet ein homogener Datensatz mit hoher Meß- und Lagegenauigkeit für weiterführende EDV-Analysen und Interpretationen nach unterschiedlichsten Problemstellungen zur Verfügung stehen. Grundsätzlich gestattet die Datenstruktur sinnvolle Kartendarstellungen bis zum Maßstab 1 : 50.000 – es werden inklusive Randblätter rund 50 ÖK-Karten überdeckt.

Der laufende Stand der Untersuchungen und Teilergebnisse wurde in einer Reihe von Forschungsberichten und Publikationen (WEBER et al., 1980, 1981, 1982; WALACH, 1981, 1983, 1986; WALACH & WEBER, 1987; POSCH et al., 1989) dokumentiert. Die erste Schwerekarte für ein größeres Gebiet (Steirisches Becken – Südburgenländische Schwelle) wurde im Rahmen eines umfassenden Themenkartenwerkes (KRÖLL et al., 1988) in Kooperation mit der ÖMV-AG erstellt. Entsprechend dem generellen Ost-West-Meßfortschritt erfolgten die Messungen westlich der Koralpe erst 1988/89, weshalb für diesen Gebietsteil erst ein vorläufiges Ergebnis vorgestellt werden kann. Zusammen mit der durch die Universität Wien gravimetrisch vermessenen Nord-Süd-Ostalpentraverse (MEURERS et al., 1987) werden in Kürze moderne, hochauflösende Schwerekarten für den Zentral- und Südalpenraum östlich von 13° 30' (Spittal/Drau) vorliegen.

Ein Großteil der Untersuchungen wurde im Rahmen der FWF-Schwerpunktsprojekte „Tiefbau der Ostalpen“ und „frühalpine Geschichte der Ostalpen“ und des Einzelprojektes „Relativschweremessungen Südostösterreich (P. 6442)“ durchgeführt.

Aus Gründen der besseren Übersicht wird in den Abbildungen 1 und 2 die Schwereverteilung des ÖK-Blattes 186 in einen (sub)regionalen Rahmen gestellt. In großräumigen Schwerekarten, wie zum Beispiel nach SENFTL (1965), ist das Gebiet von ÖK 186 durch einen eher homogenen Süd-Nord-Trend des Bouguerfeldes von ca. 0,80 mgal/km gegen den ostalpinen Schwere-Haupttrog hin (Abb. 3) gekennzeichnet. Es genügt ein kurzer Blick auf die in Abb. 1 dargestellte Detailkarte der Bouguer-Isanomalien, um sich von dem enormen Informationsgewinn durch die nun vorliegende Engvermessung zu überzeugen.

Zentrales Anomalieelement der Bouguerschwereverteilung in Abb. 1 ist eine wenig südlich der steirisch/kärntnerischen Landesgrenze beginnende und dann entlang einer Achse Mosinz – Silberbachtal – Längssee – St. Veit mit genereller NNE-Richtung durchlaufende Minimumstruktur. Diese ist, was insbesondere in der Restschwereverteilung (Abb. 2) deutlich wird, in sich stärker gegliedert. In ihrem zentralen Teil, etwa zwischen der Mündung des Löllingbaches und dem Längssee, ist eine deutliche Korrelation mit der Verbreitung der Gosausedimente gegeben. Ungefähr der Achse des Löllingtales folgend, durchbricht eine markante Feldstörung die Ostflanke dieser Minimumstruktur. An diese Störung schließt nördlich eine großräumigere Aufweitung des Minimums an, in deren Bereich der Raum des Knappenberger Erzberges (vielleicht zufällig?) ein eigenes Subminimum bildet.

Insbesondere die Restschwereverteilung zeigt deutlich, daß am Löllinggraben ein grundsätzlicher Umbau der Schwerefeldstruktur Platz greift, wobei durch Mosinz- und Löllingbach etwa begrenzt, ein auffälliges Schwereminimum mit W-E-Achse auftritt. Als Ganzes betrachtet beträgt die

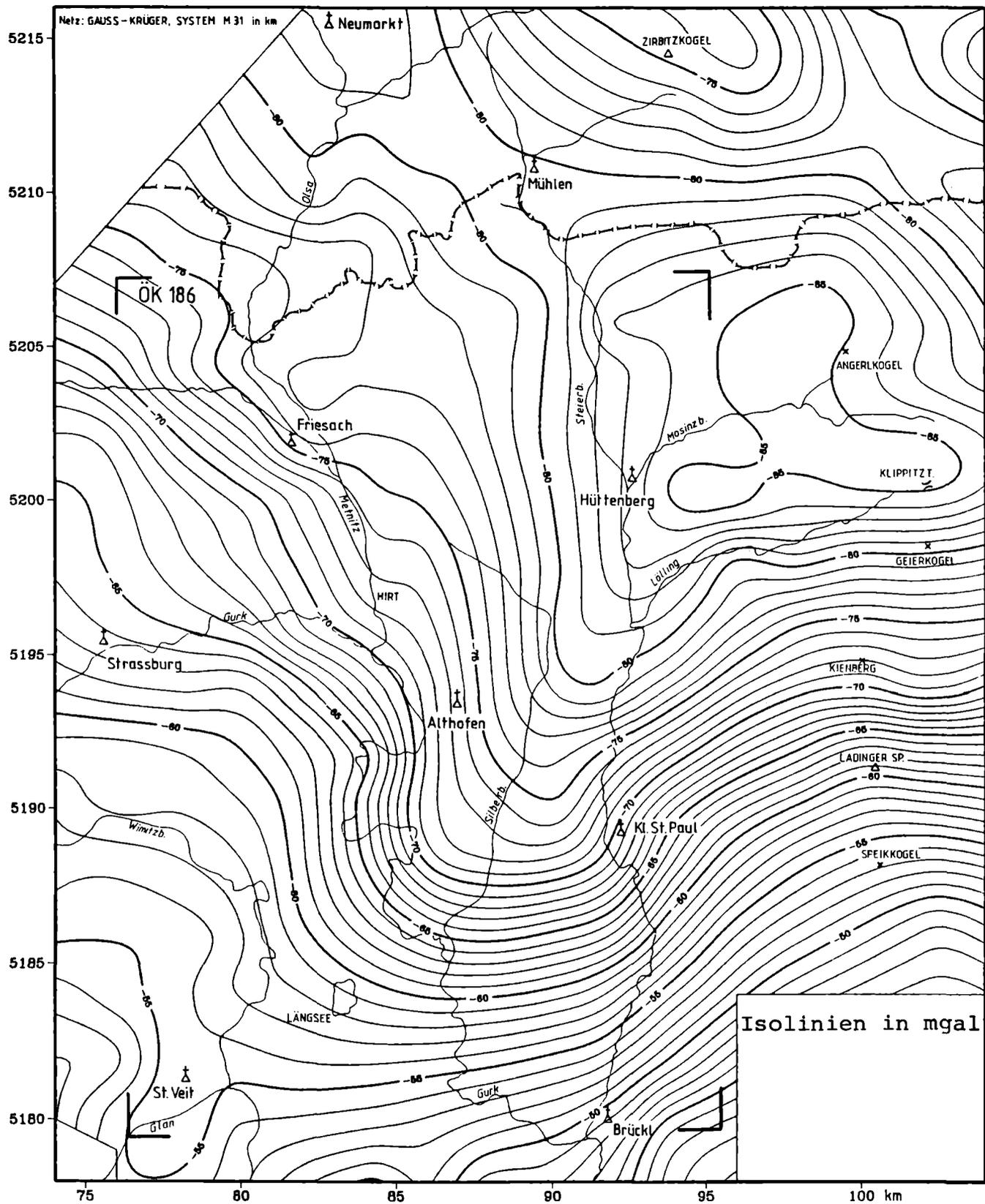


Abb. 1.
 Schwerekarte des ÖK-Blattes 186 mit Nachbargebieten.
 Bouguer-Isanomalien-Reduktionsdichte 2670 kg/m^3 ; Schweresystem ÖSGN 1980, Bezugsniveau Adria-Null.

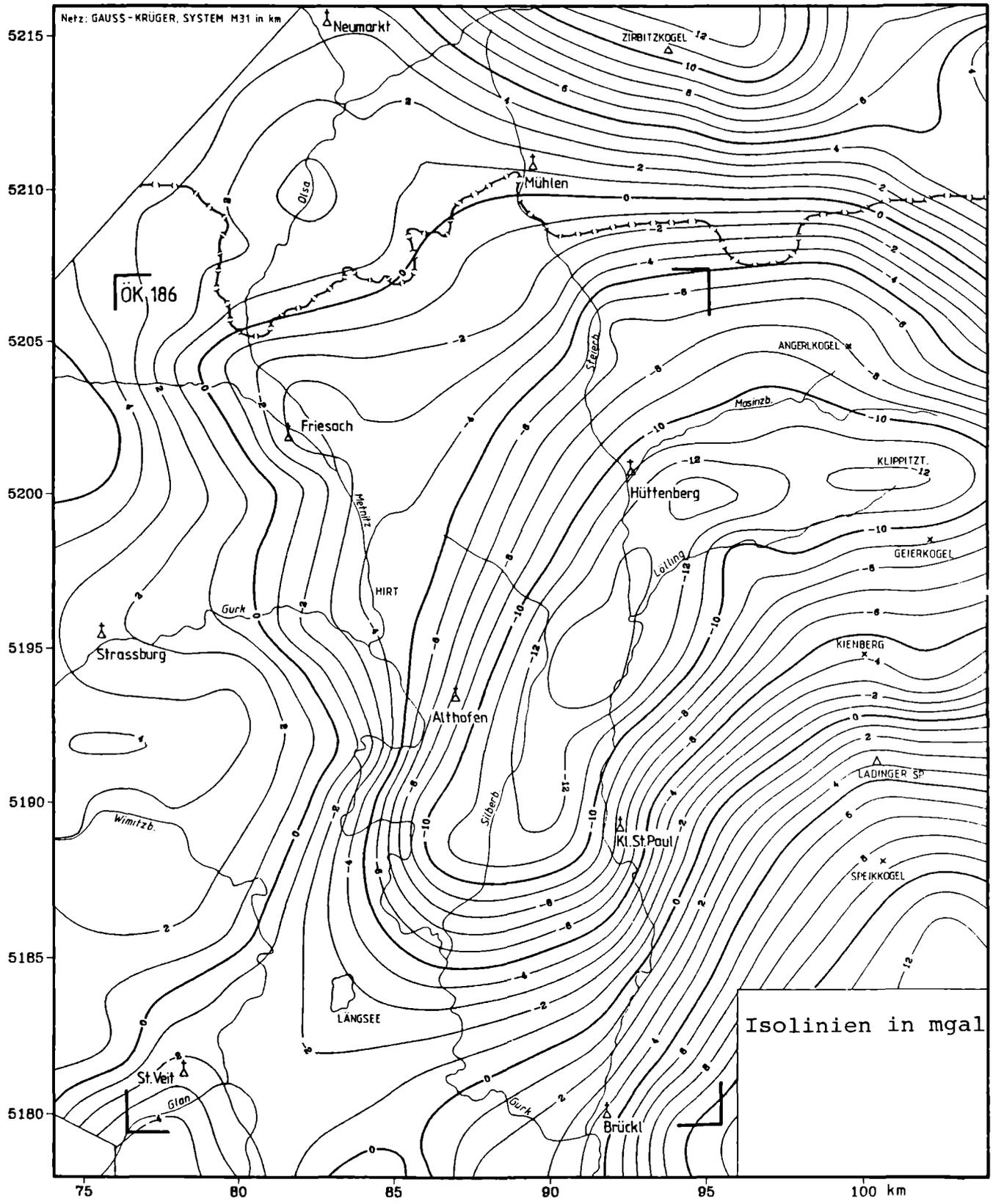


Abb. 2.
 Restschwereverteilung im Gebiet des ÖK-Blattes 186 nach Abzug eines ebenen Regionalfeldes von Abb. 1.

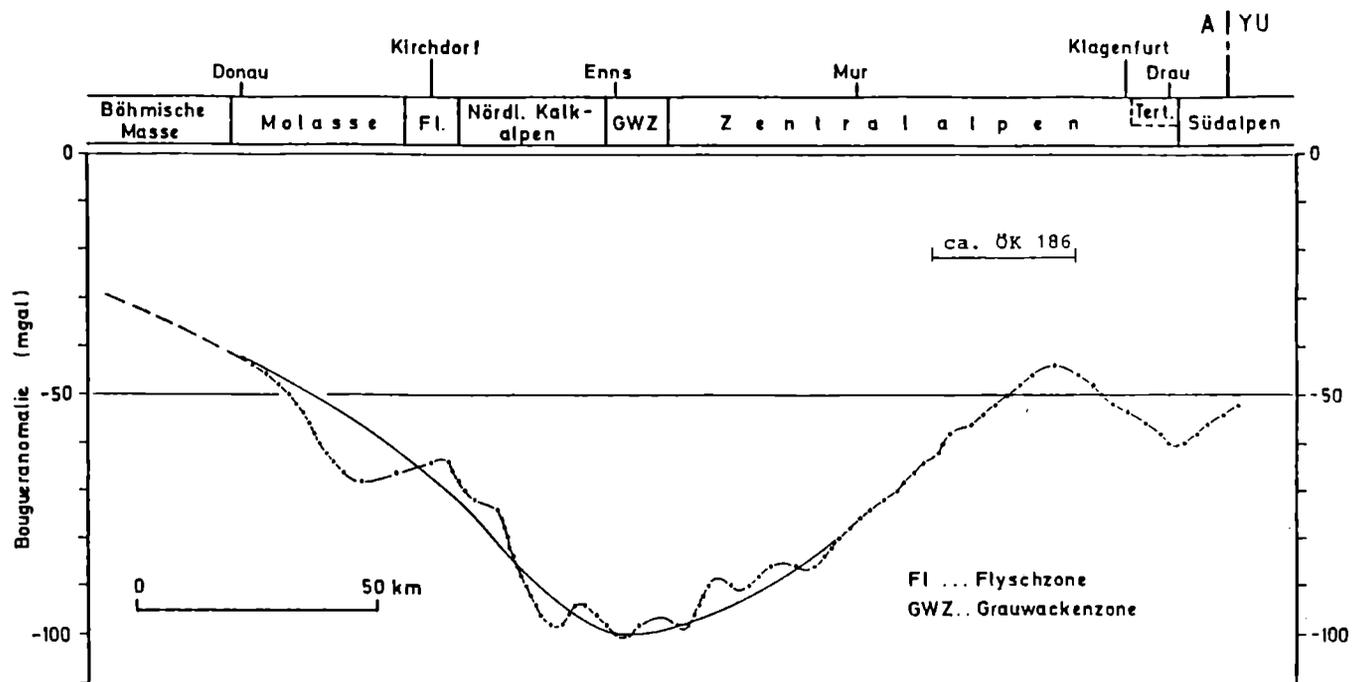


Abb. 3.
Schwereprofil durch die Ostalpen im Meridian 14°E.

NS-Halbwertsbreite dieses Minimums etwa 20–25 km, die asymmetrische Form im NS-Schnitt (steile Süd- bei flacher Nordflanke) läßt ein tektonisches Hauptereignis entlang des Löllinggrabens mit daran nördlich anschließenden spezifisch leichten Gesteinen im Untergrund als komplexe Anomaliequelle vermuten. Erst im Bereich des Angerkogels stellt sich wieder die „normale“ Dichteverteilung ein. Die Bereiche des Zirbitzkogels im Norden und ab Ladinger Spitze im Süden bilden markante Schweremaxima.

An der Westseite der Minimumstruktur wird der aus dem geologischen Kartenbild ersichtliche Rand der Gurktaler Decke im wesentlichen durch den Isolinenverlauf der Restschwere nachgezeichnet. Lokale Minima südlich von Neumarkt (Wildbach Einöd-Dürnstein) und bei Friesach bilden wahrscheinlich die relativ mächtigeren Bereiche quartärer Tal(Becken)füllungen ab. Auch die nach Westen führenden Täler von Metnitz und Gurk bilden nach Osten offene Minimumbuchten.

Setzt man den Zentralteil der großen Minimumstruktur mit den Gosausedimenten in Beziehung, so läßt sich für diesen Bereich das Restschwerebild am ehesten durch eine Grabenstruktur deuten, die etwa 5 km südlich von Hüttenberg beginnt und im Bereich der Enge von Passering deutlich seichter wird. An dieser Stelle könnte auch eine Versetzung um 3–5 km nach Westen vorliegen, da wie im Schwerebild um St. Veit schon angedeutet, weiter südlich wieder ein markantes Minimum in der Achse des Zollfeldes (nicht dargestellt) auftritt.

Nimmt man für die Grabenfüllung unter Berücksichtigung der bis zu 100 m mächtigen Quartärsedimente des Krappfeldes einen Dichtekontrast von -350 kg/m^3 gegenüber dem prägosauischen Untergrund an, so läßt sich die Grabentiefe grob mit zumindest 800 m abschätzen. Die durchschnittliche Breite des Grabens beträgt bei 5 km, und seine Achse verläuft ziemlich genau in der Richtung des Silberbaches, jedoch ca. 1 km weiter östlich.

Obwohl die beiliegenden Schwerekarten nur ein Zwischenergebnis bilden, das bis zum Termin der Tagung sicher noch einige Verfeinerungen erfahren wird, wurde der vorliegende Versuch einer weitgehend qualitativen Interpretation der geophysikalischen Fakten unternommen. Prinzipiell sollte aber die Interpretation nur als ein Diskussionsbeitrag zur interdisziplinären Auswertung aller geowissenschaftlichen Feldforschungsergebnisse aufgenommen werden.

Als abschließende Information sind in Abb. 4 alle von der Leobener Arbeitsgruppe gravimetrisch untersuchten Gebiete zusammengestellt.

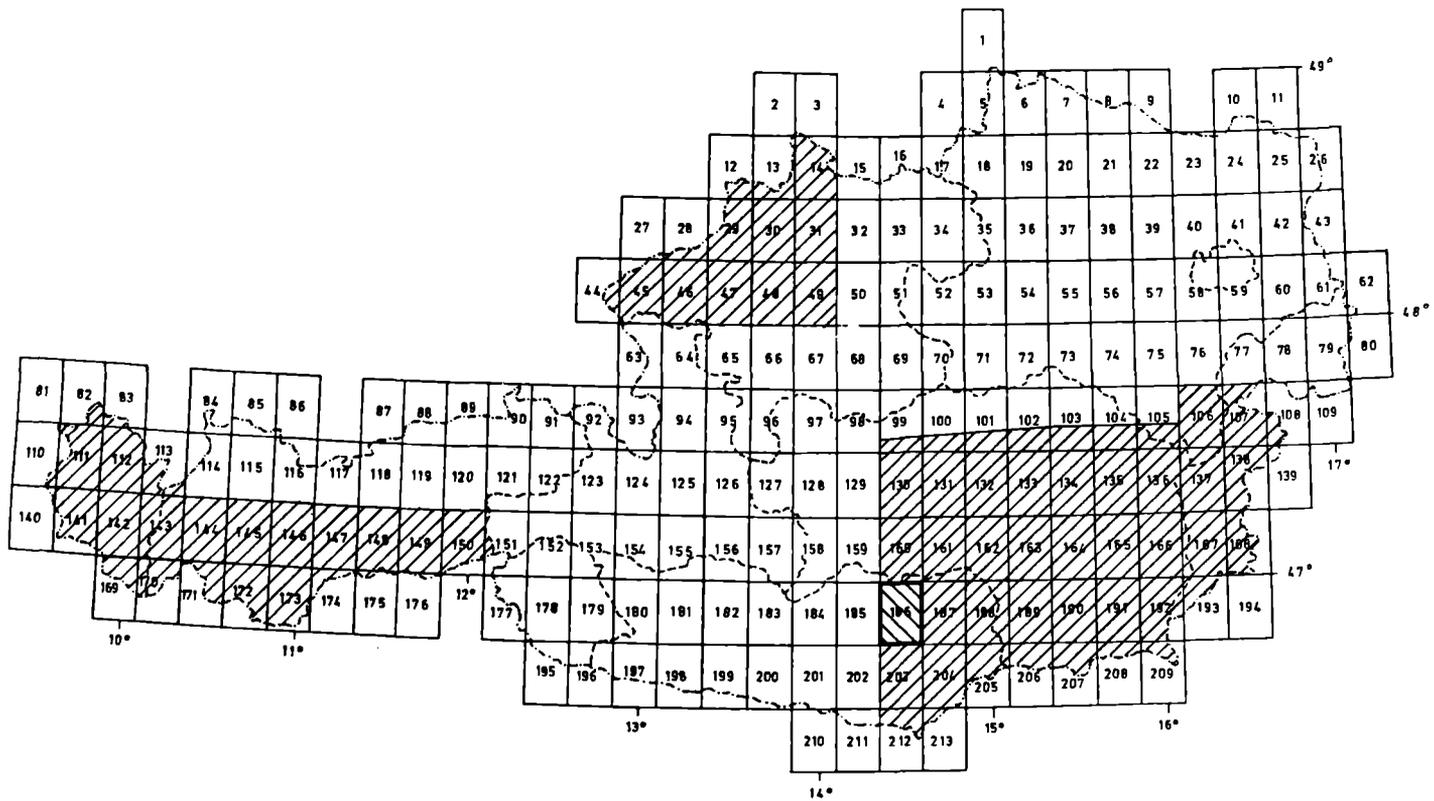


Abb. 4.
Gravimetrisch vermessene Gebiete Österreichs der Arbeitsgruppe Potentialverfahren Leoben.
Stand September 1989.

Literatur

- MEURERS, B., RUESS, D. & STEINHAUSER, P.: The gravimetric Alpine traverse. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 345–360, Wien (Franz Deuticke Verlag) 1987.
- POSCH, E., WINTER, P. & WALACH, G.: Stand und Ergebnisse der Schweremessungen in Südostösterreich. 5. Intern. Alpengravimetrie-Kolloquium, Graz (Tagungsband). – Mitt. geodät. Inst. TU Graz (im Druck).
- WALACH, G. & WEBER, F.: Contributions to the Relations between the Eastern Alps and the Pannonian Basin in the Light of Gravimetric and Magnetic Investigations. – In: H. W. FLÜGEL & P. FAUPL (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps, 334–344, Wien (Franz Deuticke Verlag) 1987.

Raum für Notizen

10. Lagerstätten und Bergbaue im Bereich des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan

Von F. H. Učík

Mit 1 Abbildung

Vielfältig wie der geologische Bau des auf dem Kartenblatt dargestellten Gebietes sind auch die teilweise bedeutenden Bodenschätze; manche der Bergbaue haben vor Jahrhunderten, z.T. aber bis in die jüngste Vergangenheit große, sogar überregionale, wirtschaftliche Bedeutung besessen. Die historische Tradition mancher Bergbaue ist groß, die Anfänge gehen teilweise bis ins Mittelalter, im Raum Hüttenberg sogar in römische und vorrömische Zeit zurück. Viele der in alten Urkunden erwähnten Bergbaue sind heute im Gelände freilich nicht mehr zu finden, bzw. lassen sich die Angaben nicht mit Sicherheit auf bestimmte Bergbaureste beziehen, und umgekehrt fehlen über nicht wenige der noch vorhandenen Stollen konkrete Nachrichten.

An Bodenschätzen sind zu nennen: Silber, Blei, Eisen, Kohle und Talk sowie vereinzelt (i.a. als nebenbei oder zeitweilig gewonnenes Erzeugnis) Gold, Mangan und Kupfer. Auch an Massenrohstoffen ist das Kartenblatt St. Veit reich, wobei unter den in vielen Brüchen gewonnenen Gesteinen vor allem auf die Mergel und Kalke in der Umgebung von Klein St. Paul hingewiesen werden soll, die seit rund 100 Jahren die Grundlage einer bedeutenden Zementindustrie bilden; weiters sind besonders noch zahlreiche, z. T. seit römischer Zeit genützte Marmorvorkommen („St. Veiter Marmor“), Serpentin (Hirt), diverse Kalke und Dolomite (für Kalköfen, Baustoffe und Brechgut) sowie lokal als Bausteine gebrochene massige Ausbildungen von Glimmerschiefern bis Schiefergneisen zu erwähnen.

Reichtum und Vielfalt an Lagerstätten, die große Zahl an alten Bergbauen einerseits, die sehr unterschiedlichen, teilweise äußerst geringen Kenntnisse andererseits und schließlich die notwendige Beschränkung in diesem Führer erlauben nur die kurze Beschreibung der wichtigsten Bergbaue und Lagerstätten dieses Gebietes.

In wirtschaftlicher Hinsicht weitaus am bedeutsamsten waren seit mehr als 2 Jahrtausenden die Eisenerzabbau. Von der Koralpe im E bis zum Metnitztal im W treten im mittelostalpinen Altkristallin in einer durchschnittlich E–W-streichenden Zone zahlreiche kleinste bis relativ große Eisenerzlagerstätten auf, die zum allergrößten Teil an Marmorlagen gebunden sind. Der Schwerpunkt der Eisenvererzung liegt eindeutig im Raum Hüttenberg. Hier treten fast alle Erzlager überhaupt und besonders alle wirtschaftlich bedeutsamen in einem bis 500 m mächtigen, etwa gegen S bis SW einfallenden Marmorzug auf, der sich im Streichen auf rund 2,5 km verfolgen läßt. Erzlager wie Marmor werden durch zahlreiche längs-, quer- und flachliegende Störungen zerstückelt und begrenzt, was die Ausrichtung der einzelnen Lager stets sehr schwierig und aufwendig gestaltete. Nördlich des Hüttenberger Erzberges treten im Gebiet von Zosen und St. Martin am Silberberg etliche kleine Erzlager und -linsen auf, die nur z. T. an Marmore gebunden sind, z.T. aber in Glimmerschiefern stecken. Die nach mehrheitlicher Meinung metasomatisch entstandenen Sideritlager besitzen Mächtigkeiten zwischen wenigen cm und 60 m (Hauptlager), streichende Erstreckungen bis 800 m und saigere Höhen bis an die 130 m. Die durch ihren Mineralreichtum berühmten Hüttenberger Lagerstätten enthalten stellenweise überdurchschnittliche Anreicherungen von Cu und Mn, die auch gesondert abgebaut wurden. Im höheren Teil des Erzberges sind die Lager z. T. bis tief unter die Tagoberfläche in Limonit umgewandelt. Verlässliche Angaben über die Anfänge des Bergbaues fehlen, er stand aber sicher schon um die Zeitenwende herum in voller Blüte, wie seit langem durch die Lobpreisungen des ferrum Noricum bei antiken Schriftstellern sowie verschiedenen römerzeitlichen Votivtafeln belegt ist; 1884 fand man überdies in einem Stollen neben Knochenresten und Keramikbruchstücken auch einige Münzen aus der Zeit um 250 n.Chr. als Zeugnisse eines antiken Grubenunglückes. Wichtigstes Zeugnis sind aber zweifellos mehrere im Herbst 1987 durch Zufall beim Möselhof (5 km S Hüttenberg) gefundene antike Schmelzöfen, die durch Keramik und Münzen in die Zeit zwischen 50 v.Chr. und der Spätantike datiert werden konnten.

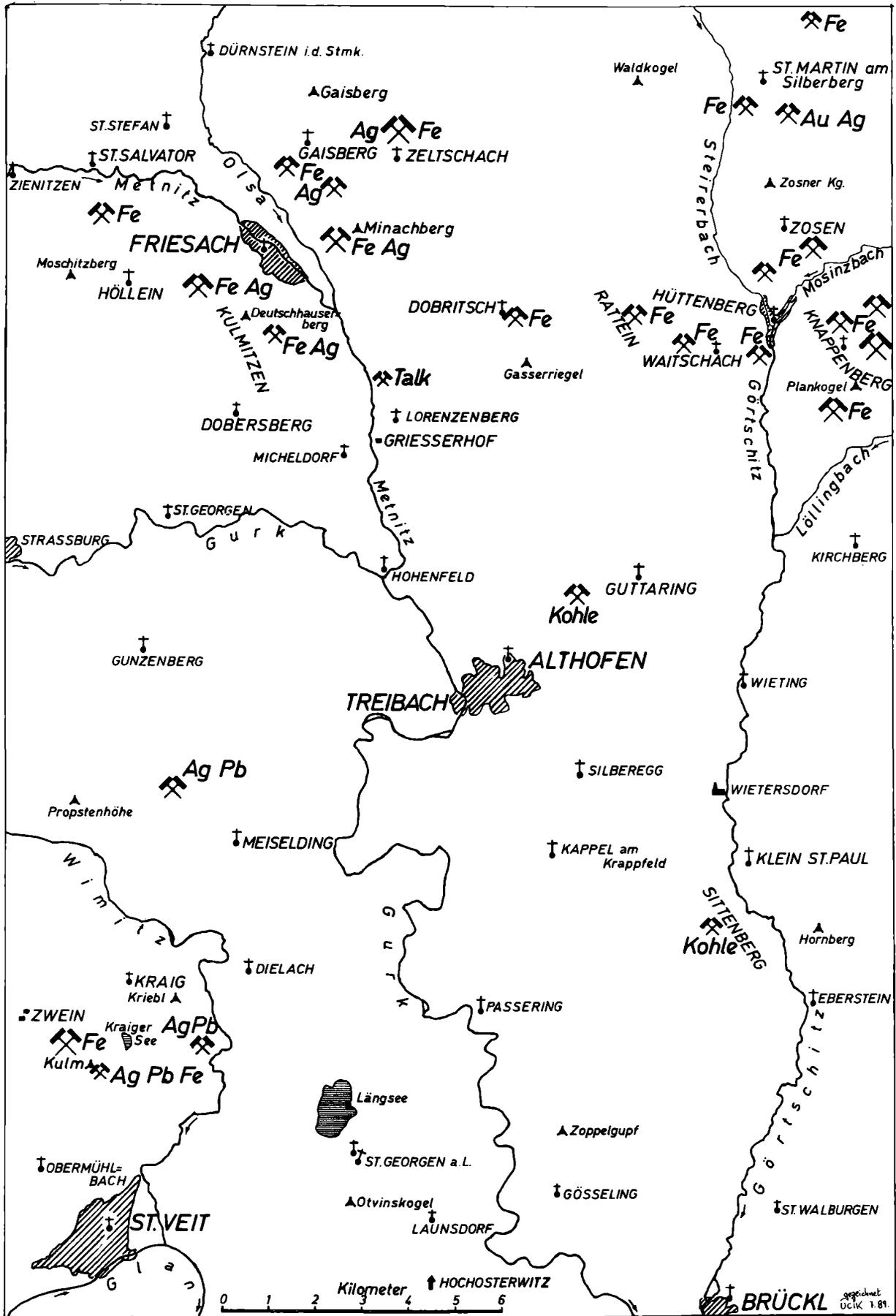


Abb. 1.
Lageskizze der wichtigsten Bergbaue und Bergbauegebiete auf Blatt 186.

Während der Völkerwanderung kamen Bergbau und Verhüttung weitestgehend zum Erliegen, erst 1074 wird erstmalig in diesem Raum (Zosen) wieder ein Bergbau urkundlich erwähnt (Silber). Die erste sichere Nachricht von einem Eisenbergbau enthält erst eine Urkunde aus 1381. In den folgenden Jahrhunderten ging der Bergbau unter vielfachen Streitigkeiten zwischen den Salzburger Erzbischöfen als Territorialherren, dem Kaiser, Händlern, Gewerken und Knappen im oberen Teil des Erzberges um.

Als weitere Zeitmarken seien stichwortartig erwähnt: erste Salzburger Bergordnung 1342, Marktwappenverleihung für Hüttenberg 1492, neuere Bergordnungen 1524 und 1567, Anschlag des Knappenberger Erbstollens und Beginn des Floßofenbetriebes im 16. Jh. sowie Einführung des Pulversprengens ca. 1708. Während des 18. Jh. Besitzkonzentration auf einige wenige Gewerkschaften (Kompagnie Rauscher, Mayerhofer-Sechersche Union, Löllinger Union, Hüttenberger Kompanie); im 19. Jh. gab es nur mehr die Kompagnie Rauscher sowie die Eggersche, die Dickmannsche und die Christallniggsche Gewerkschaft; die Erze wurden in Heft, Mosinz und Lölling sowie Treibach und Eberstein verhüttet. Große wirtschaftliche Probleme zwangen die 4 Gewerken, sich 1869 zur Hüttenberger-Eisenwerks-Gesellschaft zusammenzuschließen, die dann ihrerseits 1881 der neugegründeten Österreichisch-Alpinen-Montangesellschaft beitrug. 1872 wurde der Albert-Dickmann-Stollen als neuer Erbstollen angeschlagen. Nachdem schon 1908 der letzte Kärntner Hochofen in Heft niedergeblasen worden war, wurde der Bergbau 1932–35 erstmalig eingestellt. Nach einer letzten Blüte während des Zweiten Weltkrieges war der Bergbau Hüttenberg seit den ersten Nachkriegsjahren von der Einstellung bedroht und wurde – trotz zahlreicher technischer Verbesserungen, Rationalisierungen und sonstiger Bemühungen – 1980 offiziell geschlossen.

Abschließend einige Zahlen: 1873 wurde mit rund 158.000 t Erz (bei 1545 Beschäftigten) ein erster Höhepunkt in der Förderung erzielt, der erst mehr als 50 Jahre später überschritten wurde (1927: 167.672 t bei rund 6090 Beschäftigten). Absolutes Fördermaximum waren 302.800 t im Jahre 1940. Von 1871 bis zur Einstellung der Erzförderung am 30. Juni 1978 wurden rund 13,63 Mio. t Erz erhauen, bei der Schließung waren noch Reserven von knapp 2 Mio. t Erz vorhanden.

Die sich gegen W bis WNW fortsetzenden Marmorzüge enthalten W des Görtschitztales zunächst die Lagerstätten des Raumes Waitschach – Ratteingraben – Dobritsch. Da die eigentliche Bergbautätigkeit hier schon vor fast hundert Jahren endete, sind neuere montangeologische Beschreibungen nur aus wenigen Stollen vorhanden. Aus dem Gebiet von Waitschach sind mehrere, max. bis etwa 30 m, oft aber nur einen oder einige Meter mächtige Lager von Siderit bzw. Braunerzen bekannt, die sich bis mehrere hundert Meter im Streichen verfolgen ließen; sie zeigen ähnliche Unregelmäßigkeiten in ihrer Begrenzung wie die Hüttenberger Erzlager. Die Erze wurden im Urtler Floßofen, später in Olsa bei Freisach verhüttet. Historische Daten speziell über das Revier Waitschach sind allem Anschein nach kaum vorhanden, wahrscheinlich haben sich die selben Gewerken wie am Hüttenberger Erzberg auch in Waitschach versucht, allerdings mit viel geringerem Erfolg. Dies ließ Waitschach auch in der historischen Überlieferung verblassen; in den siebziger Jahren des 19. Jh. standen die Waitschacher Gruben im Besitz der Judenburger Eisenwerke. Letzter Höhepunkt war der Versuch, durch Erschließung neuer Erzlager in Waitschach die Lebensdauer des Bergbaues bei Hüttenberg zu verlängern (1963–1976), die nicht unumstrittene Abschlußbeurteilung ergab jedoch keine abbauwürdigen Lager.

Noch bescheidener sind im Abschnitt Ratteingraben – Dobritsch nicht nur unsere montangeologischen und -historischen Kenntnisse, sondern offenbar auch die Erzvorkommen. Zur Zeit moderner montangeologischer Arbeit waren nur mehr einzelne Stollen zugänglich, wobei lediglich im Martisbau ein relativ armes, kieselsäurereiches Erz in Form eines nur 2 m mächtigen, lagerähnlichen Ganges festgestellt werden konnte. Am Dobritsch-Rücken scheint nach den vorhandenen Spuren früher ein verhältnismäßig bedeutender Bergbau vorhanden gewesen zu sein. Erwähnenswerte historische Daten konnten über das Bergbaugebiet Ratteingraben – Dobritsch nicht gefunden werden.

Das wichtigste Eisenerzbergbaurevier W Hüttenberg ist zweifellos jenes im Bereich Minachberg – Gaisberg bei Friesach. Die eingelagerten Kalkmarmore schwellen hier wieder zu großer Mächtigkeit (bis 400 m) an und werden mehrfach durch wechselnd mächtige Einlagerungen von Granatglimmerschiefen unterteilt. Die Marmore enthalten eine größeren Anzahl von Sideritlagerstätten mit Limonit in der Verwitterungszone, nur einzelne Vorkommen finden sich in den Glimmer-

schiefern. Manche der Vorkommen sind deutlich gangförmig ausgebildet. Vom Gaisberg werden mehrere bis 20 m mächtige und an die 500 m langen Erzlager beschrieben; für das bis 15 m mächtige und im Streichen 250 m lange Thomaslager werden ca. 500.000 t Erz angegeben. Erwähnenswert ist, daß die Erze zumindest teilweise Fe-arm, dafür aber reich an Kiesen sind – dies erklärt auch, warum der Bergbau in diesem Gebiet als Edelmetallbergbau begann und erst später zu einem Eisenbergbau wurde. An die hundert bekannte Einbauten weisen auf die relativ große montanistische Bedeutung dieses Gebietes durch Jahrhunderte hin. Die ältesten bekannten urkundlichen Nachrichten stammen aus 1569–70, wobei schon „alt verlegene Gebäu“ genannt werden. 1618 finden die Knappen des Eisengewerkes Karl Veldner am Gaisberg neben den Silbererzen auch Eisensteingänge, die Veldner abbauen will (vgl. Zeltschach). 1619 wird Analoges von Sabine Stettnerin aus dem von ihrem Vater Georg Mägerl (vgl. Meiselding und Kulm) geerbten Bergbau am Gaisberg überliefert, 1633 wird ihr der Abbau der Eisenerze aus wirtschaftlichen Gründen bewilligt. Abrechnungen aus 1635 zeigen, daß das Eisenerz gegenüber dem Silbererz bereits bei weitem überwiegt. Der Sohn der Stettnerin verkauft 1640 alle Gruben an Sebastian Bischof von Gurk. Gegen Ende des 17. Jh. war neben dem Bistum Gurk auch ein Leopold Poschinger Eisengewerke am Gaisberg; rund 100 Jahre später kam sein Besitz durch Kauf zunächst an einen F.W. Österreicher und von diesem an die Judenburger Eisenwerke, die den Bergbau bis zu seiner Schließung um 1875 innehatten. Um 1853 sind auch die Grafen Thurn-Valsaßina Besitzer von Eisengruben bei Olsa (Minachberg). Das Bistum Gurk verkaufte seine Gruben im Raum Gaisberg – Minachberg um 1860 gleichfalls an die Judenburger Eisenwerke. 1898 ging der gesamte Grubenbesitz der Judenburger Eisenwerks Gesellschaft in den Besitz der ÖAMG über.

Als letztes großes Eisenbergbaugebiet sei der Raum Kulmitzen – Dobersberg – Höllein – St. Salvator genannt. Freilich sind die meisten der einst offenbar recht zahlreichen Baue schon sehr lange, meist seit mehr als 150–200 Jahren, verlassen, sodaß zwar noch eine Anzahl von Halden, Pingen und Stollen im Gelände beobachtet werden kann, exakte montangeologische Beobachtungen aber fehlen und auch nicht mehr möglich sind. Zahlreiche und z. T. ausgedehnte Marmorlagen lassen jedoch ähnliche Verhältnisse wie bei den Bergbauen E des Metnitztales vermuten. Am ausgedehntesten dürfte der Bergbaubetrieb im Raum von Kulmitzen gewesen sein, wo schon um 1182 ein Silberbergbau erwähnt wird. Ab der Mitte des 16. Jh. werden mehrfach Bergbaue aus diesem Gebiet urkundlich genannt. 1618 wollten die Erben des Georg Mägerl (Sabine Stettnerin) auch den neben dem Silbererz auftretenden Eisenstein gewinnen, 1640 verkaufte der Sohn der Stettnerin den Bergbaubesitz „an der Khulmitzen“ an den Gurker Bischof. Wie lange das Bistum nun den Ag- und Fe-Bergbau rings um Kulmitzen betrieb, ließ sich nicht feststellen. Am längsten hielt sich der Bergbau S St. Salvator, wo noch um 1860 verschiedene kleine Fe-Bergbaue durch das Fürstbistum Gurk betrieben wurden.

Völlig abweichend von den bisher beschriebenen Eisenlagerstätten sind jene im Bereich von Sonntagsberg – Zwein NW von St. Veit, die in ihren östlichen Anteilen (Zwein) noch in das Kartenblatt 186 reichen. Innerhalb der Serie der epizonalen Gurktaler Phyllite (Gurktaler Decke) treten in einer vertikal eng begrenzten, ca. 50 m mächtigen Zone, die durch Kalkmarmorlagen im Liegenden und Porphyrgesteine im Hangenden gekennzeichnet ist („Erzführende Serie“, ?Ordovic – Silur?), konkordant flachlinsige Erzlager in Form von Magnetit-Hämatit-Quarziten auf. Quarz- und Eisengehalt der Erze wechseln sehr stark (bis ca. 61 % Fe), wobei besonders reiche Erze vor allem Hämatit (pseudomorph nach Magnetit) enthalten. Es handelt sich um sedimentär-extrusive, metamorph überprägte Lagerstätten, die in Zusammenhang mit untermeerischen vulkanischen Exhalationen entstanden sind. Dies erklärt auch das verbreitete Auftreten von Magnetit und anderen Eisenmineralen in den übrigen Phylliten und Marmoren. Die meist flach liegenden Lagerlinsen sollen bei Zwein bis 11 m, am Sonntagsberg bis 4 m mächtig sein. Als Reserven werden für Zwein ca. 55.000 t an sicheren, wahrscheinlichen und möglichen Erzvorräten bzw. 80.000 t an vermuteten angegeben; für den Gesamtbereich lauten die Zahlen 260.000 t bzw. 220.000 t – insgesamt also eher bescheidene Mengen. Der Beginn des Bergbaus liegt bei Zwein wahrscheinlich im 1. Drittel des 19. Jh., noch um 1840 gab es nur einen einzigen Stollenaufschluß. 1896 gelangte dieser Bergbau an den Bauunternehmer Andreas Forabosco aus Bruck/Mur, der den 140 m langen Andreasstollen vortreiben und drei Lager teilweise ausrichten ließ. 1900 wurden 441 t Erz gefördert, die an den Hochofen in Waidisch bei Ferlach gingen. 1902 wurde der Bergbau eingestellt. Weder im Ersten noch im Zweiten Weltkrieg wurden diese an sich reichen Erze abgebaut. Zuletzt untersuchte die ÖAMG in den Fünziger-Jahren das gesamte Gebiet mittels geologischer Kartie-

rungen, Magnetik und Bohrungen. Die Erzvorkommen erwiesen sich als derzeit wirtschaftlich nicht bauwürdig.

Unter den zahlreichen Silbervorkommen in der Umgebung von St. Veit und Friesach war der Bergbau bei Meiselding, ca. 6 km SW von Treibach, der weitaus wichtigste und erreichte zeitweilig als wesentlicher Rohstofflieferant für die herzoglichen bzw. landständischen Münzstätten von St. Veit und Klagenfurt überregionale Bedeutung. Der Bergbau ging im Gebiet des 765 m hohen Otterberges bei der Ortschaft Bergwerksgraben NW Meiselding um. In den epi- bis schwächst mesozonal metamorphen Serien der Gurktaler Decke (div. Phyllite sowie grünliche Tufflagen) sind entlang tektonischer Bewegungsflächen zwei Erzlager entstanden; das Liegend- oder Barbaralager fällt mit ca. 30–45° gegen S ein, das zweigeteilte Hangendlager mit ca. 15–30° in die gleiche Richtung. Die Lager sind sehr unregelmäßig nester- und streifenförmig ausgebildet und bis 2 m mächtig. Die wichtigsten Minerale sind Bleiglanz, Pyrit, Magnetkies (meist zu Markasit und Limonit umgewandelt) und Kupferkies, während das begehrte Silber sich entweder in den Ag-Mineralen Pyrrargyrit und Tetraedrit findet oder im Bleiglanz „versteckt“.

Der Bergbau geht – sagenhaft – auf Hemma von Gurk zurück und soll schon im 14. Jh. betrieben worden sein, die erste urkundliche Überlieferung findet sich in einem Lehenschaftsbuch von 1563. Auch aus den folgenden Jahrhunderten gibt es wiederholt urkundliche Nachrichten über diesen Bergbau sowie diverse Gewerke (z. B. 1606 Georg Mägerl von Dornhof, 1724 Georg Putz aus der bekannten Gewerkenfamilie); ebenso finden sich aber auch Hinweise auf Betriebsschwierigkeiten und sogar -einstellungen. 1729 betrieb Johann Christof von Sprögl Meiselding, gab den Bergbau freilich schon nach wenigen Jahren mit „viel Schulden“ und in schlechtem Zustand wieder auf, worauf 1734 Christof Gottlieb von Eckersberg die Gruben übernahm, diese auch wieder in guten Zustand versetzte und in Abbau nahm. Ab 1739 wird als Gewerke Franz Carl Erco genannt, ab 1747 gemeinsam mit Martin Wübner. Von 1736–42 erbrachte Meiselding über 757 Mark = ca. 177 kg Silber (max. 167 Mark = 39 kg im Jahr 1741), 1747 angeblich über 200 Mark = ca. 47 kg. Ab 1748 war Joh. Martin Wibmer Alleinbesitzer; für 1755 wird eine Erzeugung von ca. 325 Mark = 76 kg überliefert. 1774 wurde – in schwieriger wirtschaftlicher Lage – Thomas Obersteiner neuer Eigentümer der Meiseldinger Silbergruben und konnte offenbar doch wieder einen wirtschaftlichen Aufschwung erreichen. 1781 wurde wieder eine Erzeugung von ca. 49 kg Ag erzielt. Eine lückenhafte Statistik von 1789–1841 gibt jährliche Erzeugungen zwischen ca. 9,4 und fast 46 kg an. 1847 wurde dieser Bergbau – im Besitz der Familie Obersteiner stehend – eingestellt. Er ging dann ins Eigentum des Barons von Aichelburg über, der 1872 einen großen Teil der Baue gewältigen ließ. Danach erwarb Karl Auer von Welsbach diese altberühmten Gruben, ließ nach dem Ersten Weltkrieg die wichtigsten Teile neuerlich gewältigen und hielt sie bis nach dem Zweiten Weltkrieg bauhaft, wodurch die Stollen noch heute teilweise – illegal – befahrbar sind.

Dem Erzvorkommen von Meiselding grundsätzlich ähnlich sollen jene am Kulm SW von Kraig sein. Auf der E- und S-Seite des Kulm(berges) sind mehrere Stollen vorhanden, die ausgedehntesten zusammenhängenden Einbaue (mit etwa 200–300 m befahrbaren Strecken, Abbauen, etc.) liegen auf der SE-Seite. Die den Kulm aufbauenden Serien der Gurktaler Decke bestehen aus mächtigen Marmorlagen im Liegenden (mit eingeschalteten dünnen Phyllit-, Glimmerschiefer- und Grünschieferlagen) und einer Wechselfolge von Glimmerschiefern, Phylliten und Kalkbänken im Hangenden, die den höheren Teil des Kulm aufbaut und auch die diversen Stollen enthält. Die Lagerung der Schichten ist söhlig bis flach S-fallend. Der genannte Große Einbau erschließt in mehreren Läufen 2 ebenfalls flachliegende Erzlager; das hangende, etwa 2 m mächtige Lager aus Ankerit, Spateisenstein, schmalen Kalksteinlagen und weißem Quarz enthält Bleiglanz und Zinkblende sowie etwas Pyrit, Kupferkies und Magnetkies. Die Zinkblende enthält Cd sowie 90 gr Ag pro t Zinkerz, die Bleierze weisen rund 600 gr Ag pro t auf – es handelt sich also eindeutig um eine Silberlagerstätte. Das geringermächtige Liegendlager enthält ebenfalls Bleiglanz und Zinkblende.

Auch im liegenden mächtigen, früher in mehreren Steinbrüchen abgebauten, Marmor treten mehrere dünne Erzschnüre aus Pyrit, Magnetkies und Magnetit auf.

Die historischen Kenntnisse über diesen Bergbau sind eher bescheiden. Die älteste bekannte Nachricht erwähnt 1568 den Bergbau eines Jörg Reintaler „zu Kreig im Khulben“. In den Lehensbüchern aus den Jahren 1584–86 werden die Gruben Gottesgab, Silberstern und St. Achazen am Kulben bzw. bei Kreig erwähnt. Um 1600 hat der schon bei Meiselding genannte Georg Mägerl „bei Kreig auf Silber“ geschürft. Aus 1792 soll es ein Gutachten des J. A. Durmer über einen Ignaz

von Silbernagl'schen Blei-Silber-Erzbergbau bei Kreig (im Kolm) geben, das aber offenbar verschollen ist. Kurz vor der letzten Jahrhundertwende soll ein Bergverwalter J. Erwarth den Haupteinbau wieder gangbar gemacht haben.

Weitere Pb-Ag-Bergbaue gab es in alter Zeit auch im Gebiet von „Erzberg“, dem Hang E unterhalb von Zwein.

Ein altberühmtes Blei-Silber-Bergbaugebiet liegt bei Zeltschach NE von Friesach. Diese einst im Herrschaftsbereich der Salzburger Erzbischöfe gelegenen Gruben sollen wesentlich zur Metallversorgung der Friesacher Münze (1125 – ca. 1350) beigetragen haben. Da sie schon seit Jahrhunderten verlassen sind, finden sich heute kaum mehr Spuren des einstigen Bergbaus, der nördlich des Ortes lag. Es gibt daher auch keine neuzeitliche montangeologische Beschreibung dieser Lagerstätten. Die Legende führt diese Gruben in die Zeit der Hemma von Gurk (11. Jh.) zurück und überliefert einen Aufstand der Zeltschacher Knappen, bei welchem die Zwillingsöhne der Gräfin erschlagen worden sein sollen, was historisch nicht belegt ist. Die Existenz der Silbergruben in diesem Raum ist freilich durch Urkunden aus dem 10. und 11. Jh. mehr oder weniger gesichert, ohne daß allerdings bestimmte Bergbaue genannt werden. Die älteste konkrete urkundliche Nachricht ist vermutlich eine Eintragung im Berglehensbuch von einem „Neuschurf beim Geist“ eines Jörg Schneider im Jahre 1557. 1559 besaß Adrian von Hornburg, Dompropst zu Gurk, eine Grube bei Zeltschach. Aus 1618 wird überliefert, daß Karl Veldner, Gewerke zu Treibach und auch vom Hüttenberger Erzberg bekannt, sich für den Eisenstein interessierte, der neben den Silberklüften gefunden wurde. Als weitere Gewerke werden in der Folge genannt 1690 Reichsgraf Viktor von und zu Prandegg mit dem „Holzapfelgebey“, 1707 empfing Matthias Hoffer aus Klagenfurt das „alte verlegene Holzapfelgebey“ bei Zeltschach. 1724 baute Graf von Eggersperg in Zeltschach, 1726 erwarb der schon bei Meiselding genannte Joh. Chr. von Sprögl die Holzapfelbaue; 1733 kam Zeltschach in den Besitz von Christof Gottlieb von Eckersberg, etwa 1740 folgte Franz Carl Erco, der 1743 sogar einen neuen Zubaustollen von etwa 80 Klafter Länge begann. 1747 wird als Mitgewerke Joh. Martin Wübner oder Wibmer erwähnt, der 1749 als alleiniger Besitzer den Zeltschacher Berbau aufließ.

Auf dem Kartenblatt St. Veit/Glan liegen auch zwei interessante ehemalige kleine Kohlenbergbaue: Sonnberg bei Guttaring und Sittenberg bei Klein St. Paul.

Bei Sonnberg knapp W Guttaring enthält – meist über Gosausedimenten – eine Synklinale aus eozänen Gesteinen in ihren liegenden, sandig-tonig-mergeligen Anteilen zwei, nach älteren Angaben vier max. 2,8 m mächtige Flöze einer bituminösen Glanzkohle (Heizwert 3600–4000 Kcal, nach anderen Angaben 4657–5469 Kalorien). Bauwürdig war meist lediglich das hangende Hauptflöz, das liegende Flöz nur teilweise. Entdeckt wurde dieses Kohlevorkommen angeblich schon 1735, ein Bergbau wird aber erst 1773 genannt, wobei die Kohle bis etwa 1838–39 zur Alaun- und Vitriolherzeugung verwendet wurde. Etwa 1870 wurde die Brauerei-Actiengesellschaft in Silberegg Besitzer des Bergbaues und nahm den Betrieb nach längerem Stillstand wieder auf. Nach verschiedenen anderen Besitzern erwarben zunächst 1913 die Treibacher chemischen Werke diesen Bergbau für den Eigenbedarf, und schließlich 1922 die Austro-American Magnesit Compagny in Radenthein, die ihn 1939 wegen weitgehender Erschöpfung der Lagerstätte stilllegte.

Einige Produktionszahlen sollen die nur lokale Bedeutung dieses kleinen Bergbaues unterstreichen:

Zwischen 1793 und 1838	... durchschnittlich jährlich	700	t
1839–1862 durchschnittlich jährlich	212,8	t
1871	140	t
1875	1.437,5	t
1908	1.810	t
1911	14.065	t
1922	26.191	t (Maximum)
1937	19.397	t

Auch im Gebiet von Sittenberg W oberhalb Klein St. Paul im Görtschitztal liegt ein Rest von kohleführendem Eozän. Hier ist allerdings in den liegenden, sandig-tonigen Anteilen des Eozäns nur ein richtiges, durchschnittlich 8,8–1 m mächtiges Glanzkohlenflöz entwickelt (das dem Hangendflöz von Sonnberg entsprechen soll). Der Heizwert wird in verschiedenen Analysen mit 3648 bis 4605 Kal. angegeben. Dieses Kohlevorkommen soll schon im 19. Jh. bekannt gewesen sein,

die ersten Bohrungen und obertägigen Schürfungen setzten aber erst 1921 ein, worauf 3 Grubenfelder freigefahren wurden. 1922 wurden der Austro American Magnesit Compagny 12 Doppelmaße verliehen, richtige Schurfarbeiten begannen erst wieder 1936, als sich die Schließung des Bergbaues Sonnberg abzeichnete. 1937 begann die in Alpenminen A.G. umbenannte ÖAMAG mit dem Anschlag des Emil-Stollens den eigentlichen Bergbau. Während des Krieges litt der Betrieb hinsichtlich Förderung, Abtransport, Mannschaft und Erkundungsbohrungen ständig unter zeitbedingten Schwierigkeiten, die auf Halde zwischengelagerte (Fein-)Kohle wurde durch Brühung teilweise vernichtet. Anfang 1946 Anschlag des Ofner-Stollens (1948 nach schlechten Ergebnissen eingestellt). 1948 höchster Mannschaftsstand mit rund 75 Arbeitern und Angestellten. 1956 stieg die Förderleistung erstmalig auf mehr als 1 t pro Mann und Schicht. Da sich ab 1959 die Absatzmöglichkeiten rapid verschlechterten, wird der Bergbau mit 31. März 1960 eingestellt; ein technisch schwer gewinnbares Restkohlevermögen von rund 150.000 t soll noch vorhanden sein.

Einige Produktionsdaten:

1937	305 t
1942	ca. 3.000 t
1947	8.201 t
1957	14.176 t (Maximum)

Talk ist oft gemeinsam mit Magnesit vielfach an Serpentinivorkommen gebunden, aus welchen er durch Umwandlung entsteht. In der Gulitzen bei Hirt, N Grießerhof steckt im mittelostalpinen Altkristallin ein Antigorit-Serpentinit, der an seinem Kontakt zum umgebenden Glimmerschiefer in Talkschiefer und Listwänit umgewandelt wurde. Der Bergbau begann 1895 und wurde 1898 vom Grafen A. Veith erworben („Kärntner Talkumwerke A.C. Veith“). Nach einer kurzen Betriebseinstellung vor 1938 wurde ein Graf Bovio neuer Eigentümer, ehe die „Talkumwerke Naintsch“ (Fa. Kivisch & Co) 1944 den Bergbau übernahmen und bis April 1974 betrieben. Einige Zahlen sollen zeigen, daß dieser Talkbergbau nie eine bedeutende Rolle im Rahmen der gesamtösterreichischen Erzeugung spielte. Nach unveröffentlichten Unterlagen scheinen noch gewisse, beschränkte Reserven vorhanden zu sein.

1943	1.444 t
1947	325 t
1951	6.110 t
	(8,4 % der österr. Erzeugung; Fördermaximum)
1960	5.445 t (= 6,6 %)
1970	3.232 t (= 3,2 %)
1973	2.640 t (= 2,8 %)

Literatur

- Die Eisenerze Österreichs und ihre Verhüttung. Eine Übersicht der geologischen, Betriebs- und Absatzverhältnisse. – Verfaßt im k. k. Ackerbau-Ministerium, Wien 1878.
- Die Mineralkohlen Österreichs. Eine Übersicht der geologischen, Betriebs- und Absatzverhältnisse. – Zusammengestellt im k. k. Ackerbau-Ministerium, 2. Aufl., Wien 1878.
- Die Mineralkohlen Österreichs. – Herausgegeben vom Komitee des Allgemeinen Bergmannstages, Wien 1903.
- CANAVAL, R. (1901): Das Erzvorkommen am Kulmberg bei St. Veit an der Glan. – Carinthia II, **91**, 192–199.
- CLAR, E. & MEIXNER, H. (1981): Die grundlegenden Beobachtungen zur Entstehung der Eisenspatlagerstätten von Hüttenberg. – Carinthia II, **171/91.**, 55–92.
- FRITSCH, W. (1970): Eine Prospektion auf Magnetit-Hämatit-Lagerstätten am Sonntagsberg und Kraiger Berg bei St. Veit an der Glan. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, **19**, 295–314.
- FRITZ, E. (1972): Talk- und Talkschiefer-Vorkommen in Österreich. – Montan-Rundschau, **20/H. 3**, 78–84, H. 4, 95–100.
- HABERFELLNER, H., SELLNER, F. & REDLICH, K. A., (1928): Die Eisenerzlagerstätten im Zuge Lölling – Hüttenberg – Friesach in Kärnten. – Berg- und Hüttenmänn. Jahrbuch, **76**, 87–114, 117–126.
- KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, 17. Sonderheft.
- MATZ, K. B. (1968): Zur Geschichte der Eisensteinbergbaue Sonntagsberg und Zwein bei St. Veit an der Glan in Kärnten. – Der Karinthin, Folge **58**, 18–21.
- MEIXNER, H. (1953): Der Serpentin des Grießerhofs (Gulitzen) bei Hirt, Kärnten. – Carinthia II, **143./63.**, H. 1, 140–144.

- MISSAGHI, F. (1959): Die Silber- und Bleierz-Lagerstätte von Meiselding in Kärnten. – Diss. Montanist. Hochschule Leoben.
- MÜNICHSDORFER, F. (1989): Geschichte des Hüttenberger Erzberges. Nachdruck der Originalausgabe 1870 mit Ergänzungen von E. FRANZ, H. J. KÖSTLER, H. SCHENN und F. H. UCIK. – Carinthia II, **48**. Sonderheft.
- PROBSZT-OHSTORFF, G. (1963): Die Metallversorgung der österreichischen Münzstätten. – Der Anschnitt, **15./H. 4**, 3–58.
- REDLICH, K. A. (1931): Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – Beiträge zur Geschichte des österr. Eisenwesens. Abt. I, H. **1**, Wien – Berlin (J. Springer) und Düsseldorf (Verlag Stahleisen m. b.H.).
- SCHULZ, O. (1979): Die Sideritlager in den Paragneisen von Bärenbach bei Hüttenberg, Kärnten. – Carinthia II, **169./89.**, 37–57.
- UCIK, F. H. (Redaktion) (1981): 2500 Jahre Eisen aus Hüttenberg. Eine montanhistorische Monografie. – Kärntner Museumsschriften, **68**.
- UCIK, F. H. (1988): Hüttenberg – ein Denkmal der Technikgeschichte. – Die Brücke, **14**, H. 2, 9–16.
- WEBER, L. & WEISS, A. (1983): Bergbaugeschichte und Geologie der österr. Braunkohlevorkommen. – Archiv f. Lagerstättenforschung der Geol. B.-A., **4**.
- WENGER, M.: Sammlung von Urkundenabschriften, Ordner „Friesach–St. Veit“ im Archiv Landesmuseum für Kärnten, Geolog. Abt.
- Lagerstättenarchiv der Geologischen Abteilung am Landesmuseum für Kärnten, Ordner „Sonntagsberg“ und „Sittenberg“.

Raum für Notizen

II. Exkursionen

Die mit *) gekennzeichneten Aufschlußpunkte sind als Ergänzung gedacht und werden auf der Tagung wahrscheinlich nicht besucht.

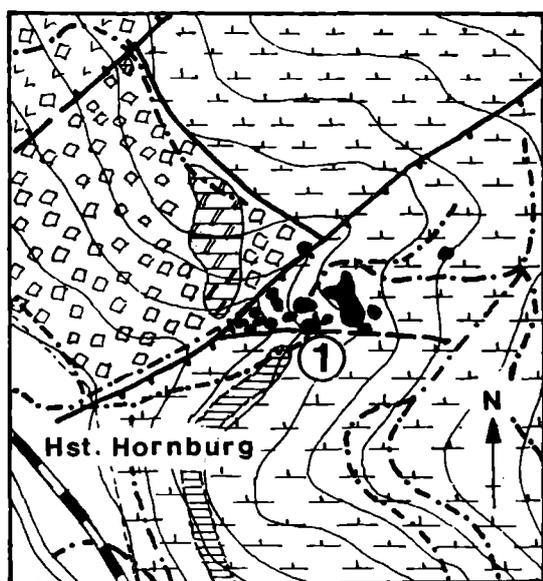
Exkursion A

Permotrias – Kreide – Tertiär

Fahrtroute: Klein St.Paul – Bahnhaltestelle Hornburg – Winkler/Wh.Preglitzer – Gösseling – Stbr. Pölling – Stbr. Launsdorf – Längsee – Sonnberg/Höhwirt – Stbr. Wietersdorf – Klein St.Paul

A1 Haltestelle Hornburg (THIEDIG):

Ca. 250 m östlich der Bahnhaltestelle Hornburg finden sich in einem Tälchen hausgroße Blöcke eines kretazischen Riffschuttkalkes (Abbildung A1). Diese Kalke standen vermutlich in der Kreide am Rande der "Saualpen-Plattform" zusammen mit Rudistenriffen an und wurden durch submarine Gleitungen am Plattformabhang sedimentiert. Die Kalkblöcke sind durch pleistozäne Rutschungen sekundär umgelagert.



- Kreidemergel**
- Turbidite**
- Riffkalkblöcke**
- Hauptdolomit**
- Hang-/Blockschutt**
- Störung**

nach LEGGEWIE & THIEDIG 1977

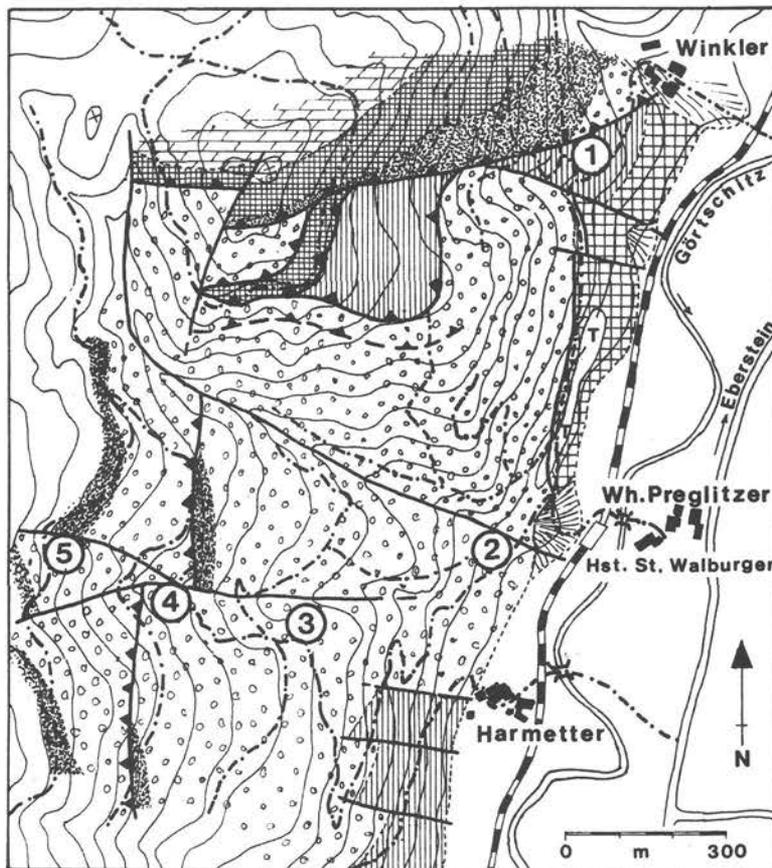
Punkt A1: Hornburg

A2 Winkler/Preglitzer (APPOLD):

Am Feldweg ca. 150 m SW des Gehöftes "Winkler" (Punkt 1) sind Gesteine der Werchzirm Formation (Unterrotliegend) aufgeschlossen (Abbildung A2). Zu sehen sind Teile der oberen Sedimentitgeröll-Abfolge und der Tuffit-Abfolge. Die Tonsiltsteine sind intensiv dunkelrot gefärbt. Im unteren Teil des Weges steht eine etwa 2–3 m mächtige Geröllbank an. Sie enthält u.a. neben resedimentierten roten Tonsteinen Lydite, graue Sandsteine und eckige Quarze als Klasten. Etwas höher

Punkt A2

Winkler - Preglitzer



verändert nach: PESCH (unpubl.), FRIEDERICHS & PIEPJOHN (unpubl.)

Magdalensbergserie	Werchzirm-Fm.
Gröden-Fm. - Alpiner Buntsandstein	Werfener Schichten
Rauwacke - Gutensteiner Schichten	Wetterstein-Dolomit
Schotterterrasse	Schwemmfächer
Störung	Auf-/Überschiebung

finden sich 1–2 m mächtige Tufflagen der Tuffit–Abfolge. Die grauen bis hellgrünen Tuffe werden von schwarzen Silexiten begleitet, die hier einen deutlichen Karbonatgehalt aufweisen.

Sowohl die Tonschiefer, als auch die Tufflagen sind intensiv geschiefert. Eine meist nur undeutlich ausgebildete Schichtung wird fast vollständig überprägt. Schiefer und Tuffe sind im cm-Bereich verfältelt (wegen der starken Verwitterung meist nicht sichtbar), während die Geröllbank linsig zerschert ist. Horizontalbewegungen parallel zur Görttschitztalstörung werden durch vereinzelt auftretende, mit faserigem Quarz gefüllte Fiederspaltan angedeutet.

Auf dem Weg zu Punkt 2 wird ein kleines Vorkommen von Magdalensbergserie gequert. Dieses wird von Terrassenschottern der Görttschitz überlagert.

Die Aufschlußpunkte 2–5 befinden sich an der Forststraße westlich des Wirtshauses Preglitzer und des Bahnhaltepunktes St. Walburgen. Besucht werden soll auf der Exkursion nur der unterste Punkt 2, während die übrigen Aufschlüsse für Interessierte einen Einblick in die Gesamtabfolge des Permoskyths im Krappfeld geben (Zusammenstellung und Beschreibung der Route: Hanns SYLVESTER).

Punkt 2) Aufschluß an der Forstweg-Böschung von 250 bis 450 m vom Haltepunkt St. Walburgen entfernt:

Es sind Sand- bis Kiessteinschichten mit Geröllen in Kies- bis Steingröße der unteren Porphyrgeröll-Abfolge der Gröden Formation aufgeschlossen. Mehrere Meter mächtige Sandsteinbänke mit unregelmäßigen Geröllen bis zur Steingröße in einer matrixgestützten Textur werden nach oben hin von einer Wechsellagerung von etwa 1 m mächtigen Kiessteinbänken mit bis zu 0,3 m mächtigen Sandsteinschichten abgelöst. Diese Abfolge wird durch Sedimentitklasten (vermutlich aufgearbeitetes Unterrotliegend-Material) und eingebrachtes Tuffitmaterial bei einem hohen Porphyrgeröll-Anteil gekennzeichnet. Der Eintrag von tuffitischem Material wird durch das Vorhandensein von Karneolbruchstücken und Plagioklasen neben den sonst verbreiteten Alkalifeldspäten angezeigt. Der weitere Aufstieg führt durch die von Bruchtektonik gehobenen Schollen mit Sedimenten der Werchzirm-Formation.

Punkt 3*) Aufschluß an der Forstweg-Böschung in 670 m Höhe, in Luftlinie 550 m westsüdwestlich des Haltepunktes:

Es stehen die Schichten der oberen Porphyrgeröll-Abfolge der Gröden Formation an. Dieser Abfolge fehlen im Gegensatz zur unteren Porphyrgeröll-Abfolge die Sedimentitklasten und der tuffitische Detritus. In den St. Pauler Bergen stellt ein neu ermittelter Tuffithorizont die Liegendgrenze dar. Im Krappfeld wird diese durch eine neue deutliche Grobschüttung markiert, an die sich dann drei fining up Sequenzen anschließen. Im weiteren Wegverlauf wird ein schmaler tektonischer Span von Werfener Schichten überquert.

Punkt 4*) Aufschluß an der Wegböschung des Forstweg-Zubringers in 735 m Höhe, in Luftlinie 850 m westlich des Haltepunktes:

Aufgeschlossen sind lateral langanhaltende Kiessteinbänke und Sandsteinschichten, die mit markanter Häufigkeit gut gerundete Quarzgerölle führen. Der Anteil der Porphyrgerölle ist dabei stark zurückgegangen, während Lyditgerölle neu hinzutreten. Diese bisher dem sogenannten Permoskythsandstein zugerechneten, hellen Sand- bis Kiessteinschichten werden als Quarzgeröll-Abfolge abgegrenzt. Das fluviatile Sedimentationsmuster kontinuierlicher Wechsellagerung von gradierten Geröllschichten mit feinen schräggeschichteten Zwischenlagen, die gute Rundung der Gerölle und die deutlich abweichende Lithologie machen eine Zuordnung zum fluviatilen Alpinen Buntsandstein nötig.

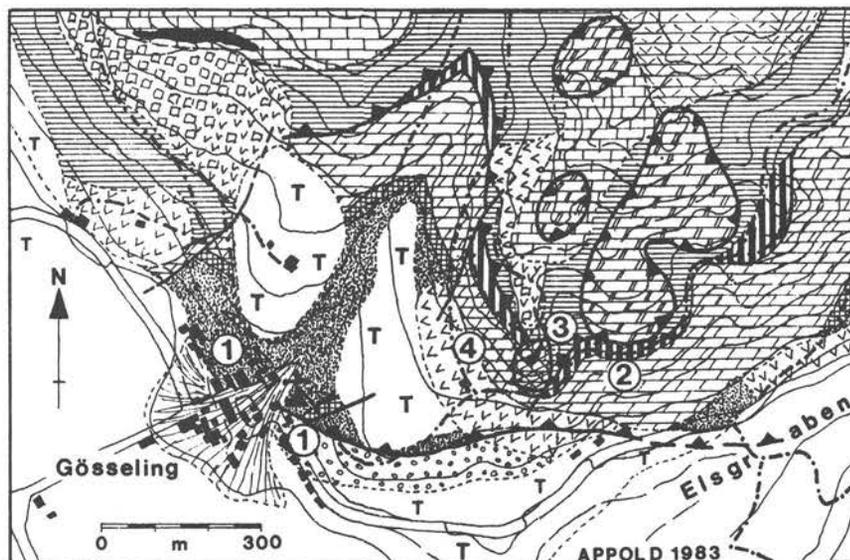
Punkt 5*) Aufschluß an der Wegböschung des Forstweg-Zubringers in 790 m Höhe, in Luftlinie 1000 m westlich des Haltepunktes:

Es steht ein repräsentativer Ausschnitt aus der Abfolge gut geschichteter Sandsteine an. Diese Abfolge, die auch dem Alpinen Buntsandstein zuzuordnen ist, hebt sich in Lithologie und Sedimentologie von der liegenden Abfolge ab. Die Anteile von Alkalifeldspat-Klasten, Sedimentiten und detritischen Glimmern sind größer. Die seltener auftretenden Gerölle stellen meist eckige Bruchstücke ehemals gut gerundeter Klasten dar. Diese Abfolge ist in drei fining up Folgen gegliedert, wobei die oberste von einer groben Neueinschüttung mit einer abweichenden Lithologie unterbrochen wird. In den 4 bis 5 m mächtigen fining up Sequenzen sind Oszillations- und Strömungsrippeln auf den Schichtflächen der schräggeschichteten Sandsteine und flache, erosiv eingreifende Rinnenfüllungen kennzeichnend für diese Abfolge. Die generelle Korngrößenabnahme leitet zur hangenden Abfolge karbonatischer Tonsiltsteine über, die die Werfener Schichten repräsentiert.

A3 Gösseling (APPOLD, van HUSEN):

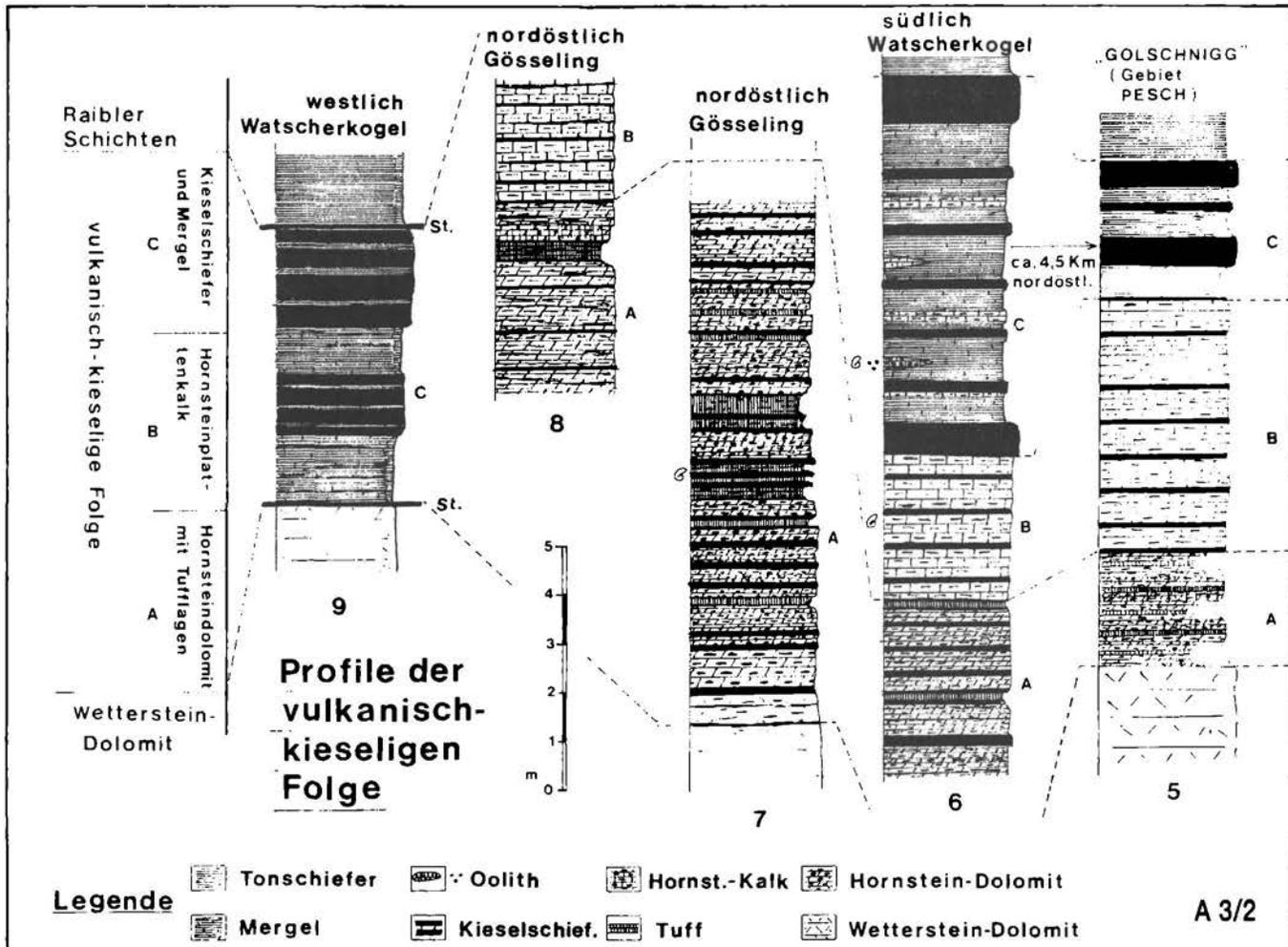
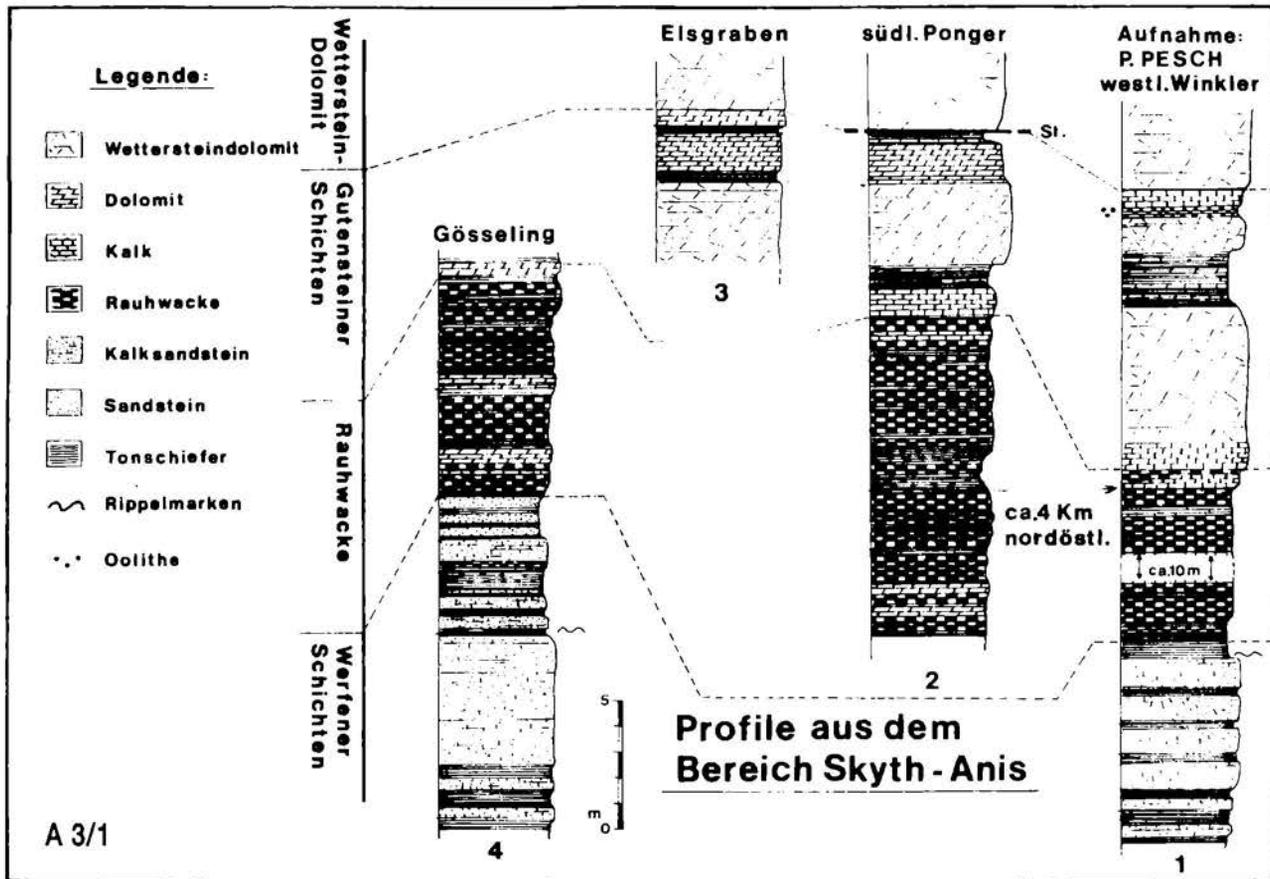
Direkt am Feldweg hinter der Kirche ist der oberste Teil der Werfener Schichten aufgeschlossen (Punkt 1 – Abbildung A3/1). Es handelt sich um steil stehende, knapp 20 m mächtige, rötlich gefärbte Feinsandsteine mit dünnen Tonsiltsteinlagen (Abbildung A3/2). Das Bindemittel ist karbonatisch. Glimmerführung verleiht den Schichtflächen einen seidigen Glanz. Einzelne Rippelmarken weisen auf das marine Ablagerungsmilieu hin. Nach oben hin nimmt der Tongehalt zu. Dünne gelbe, mürbe verwitternde Sandsteinbänke markieren den Übergangsbereich zu den Rauhwacken. Diese bestehen aus mehreren gelben, zellig verwitterten Karbonatbänken mit dünnen Tonlagen und einzelnen hellen Karbonatbänken. An der Abzweigung des kleinen Feldweges stehen erstmals dunkle Dolomite der Gutensteiner Schichten an. Am Brunnenhäuschen bricht das Profil an einer Störung ab. Daran anschließend folgen graue Tonschiefer und gelblichbraune Sandsteine aus dem tieferen Teil der Werfener Schichten. Einzelne Sandsteinbänke führen Fossilien in Steinkernerhaltung. Nach einer weiteren Störung folgen grobe Konglomeratbänke der Gröden Formation, die einen Profilausfall von mindestens 80 m anzeigen.

Die Steilstellung der Schichten im vorderen Teil, gelegentlich auftretende Kleinfalten, sowie die Störungen deuten die intensive Tektonik in diesem Bereich an. Im Bereich einer Rampe steigt hier eine Bewegungsbahn von der Basis der Gröden Formation in die Werfener Schichten auf. Zwischen den Perm/Skyth-Sedimenten und dem Wettersteindolomit sind Werfener Schichten und Rauhwacken intensiv durchbewegt und verschuppt worden. Im Schliff sind 1–2 Schieferungen nachzuweisen. In mehreren kleinen Aufschlüssen im nordwestlichen Teil von Gösseling wird diese Kleinfaltung vorgestellt.



- | | | | |
|--|------------------------------------|--|------------------------------|
| | Gröden Fm.-Alpiner Buntsandstein | | Werfer Schichten |
| | Rauhwacke - Gutensteiner Schichten | | Wettersteindolomit |
| | Vulkanisch-klüselige Folge | | Raibler Schichten |
| | Pölling-Kalk/Dolomit | | Hauptdolomit |
| | Schotterterrasse | | Block-/Hangschutt |
| | Schwemmfächer | | Störung - Auf-/Überschiebung |

Punkt A3: Gösseling



Auf dem Fahrweg gelangt man in nördöstlicher Richtung nach ca. 450 m zum Punkt 2. Hier beginnt am Top des Wettersteindolomites die vulkanisch beeinflusste Serie mit Einlagerungen von Kieselknollen und –schnüren. Etwas höher schalten sich Tufflagen unterschiedlicher Mächtigkeit und Farbe ein, die die gute Bankung des Dolomites unterstreichen (Abbildung A3/3). In diesem Bereich wurden mehrfach Muscheln gefunden (*Daonella lommeli* MOJS. – WASCHER 1969). Das Gestein ist intensiv geschiefert, wobei die Schieferflächen in den Tufflagen mehr oder weniger flach liegen. Die oberen Teile der Vulkanit–Folge sind an dieser Stelle tektonisch reduziert. Ungefähr 200 m weiter nördlich stehen jedoch schon Hornsteinplattenkalke und Kieselschiefer an.

In einem kleinen Hohlweg oberhalb von Punkt 2 finden sich Tonschiefer des mittleren Tonschieferhorizontes (Punkt 3). Der untere Tonschieferhorizont und der untere schwarze Kalk sind hier tektonisch unterdrückt. An der Westseite des Weges steht bituminöser Wettersteindolomit an, der an einer Störung in das Niveau der Raibler Schichten gehoben wurde. Die Tonschiefer enthalten stark zerdrückte Fossilien, u.a. Halobien und Ammoniten (*Trachyceras*). Der griffelige Zerfall wird durch die Überschneidung mehrerer Scherflächenscharen hervorgerufen. Etwas höher gehen die Tonschiefer in Mergel über, die mehrfach dünne Fossilkalkbänke enthalten. Sie zeigen den Übergang zum Pöllingkalk an.

Auf dem Rückweg hat man beim Gehöft "Nischelwitzer" einen guten Überblick über das Launsdorfer Becken (Punkt 4):

Der im Becken von Launsdorf aufragende Felsen von Hochosterwitz zeigt ca. die Höhe der Füllung durch die Gletscherzunge der letzten Eiszeit an. Diese reichte bis gegen den Ort Gösseling, wo entlang ihrer Front die Niederterrasse geschüttet wurde, auf der Ort liegt. Als Spuren der Abschmelzphasen sind noch tiefere Terrassenstufen entlang der Gurk und die weit gespannte Füllung des Launsdorfer Stausees erhalten geblieben. Dieser wurde gebildet als einerseits der Abfluß zum Glantal noch durch Eismassen verlegt war, und andererseits die Gurk ihre epigenetische Talstrecke bei Rain anlegte.

A4* Stbr. Pölling

Der Steinbruch Pölling ist von Gösseling aus über die Straße nach Pölling zu erreichen. Am Rand der Niederterrasse, ungefähr auf Höhe des Fosthauses biegt man links in den Weg zum Steinbruch ein.

Der Steinbruch Pölling ist die Typlokalität des Pöllingkalkes. Die dichten, hellgrau gefärbten Plattformkalke sind das beherrschende Element im oberen Karn. Obwohl die Karbonate meist strukturlos sind, findet man in einzelnen Partien Muschelschill, Crinoiden, und Echinodermenreste sowie Onkoide. An der Südwestwand des Steinbruches sind Hydrozoenkolonien in Lebensstellung erhalten.

Die Kalke sind massig ausgebildet und nur in den höchsten Partien des Steinbruches deutet sich eine schwache Bankung an. Die starke Klüftung ist auf eine Störung zurückzuführen, die im Nordosten des Steinbruches zu einer Verdoppelung des Pöllingkalkes führt.

A5 Stbr. Launsdorf (APPOLD)

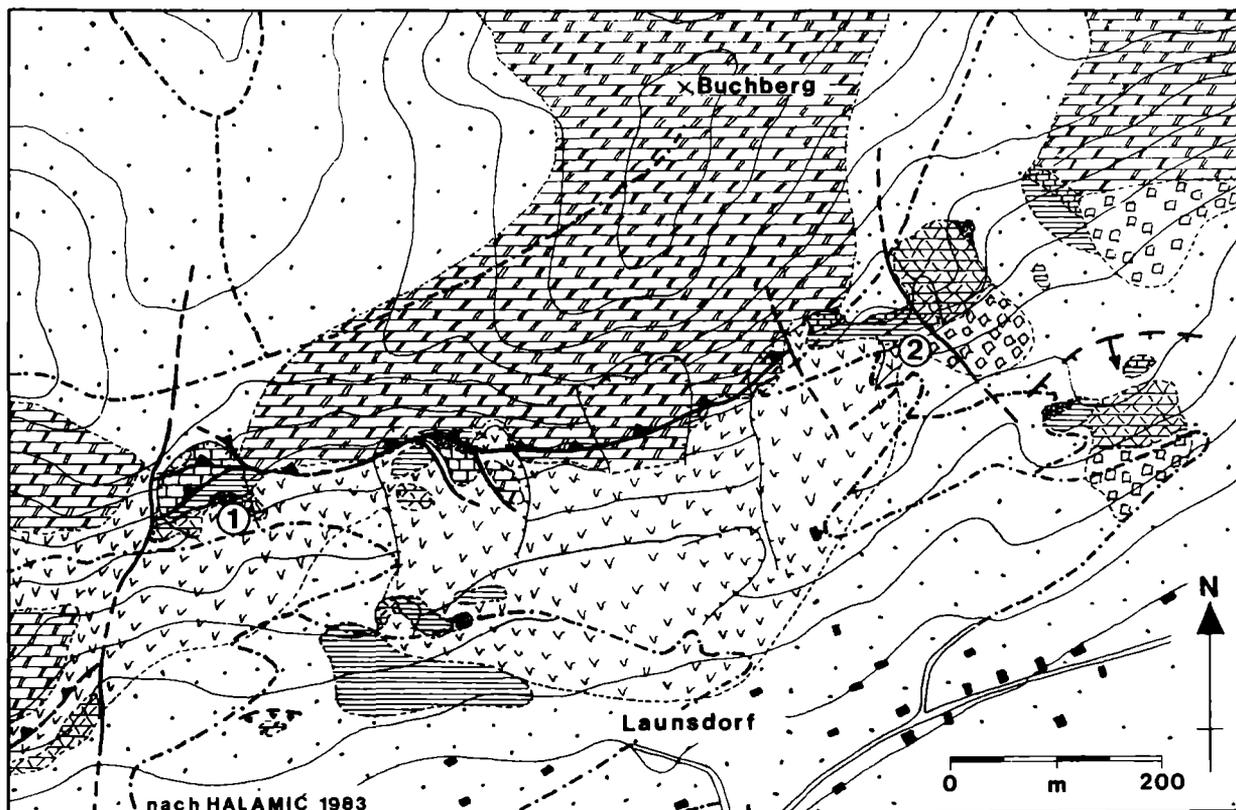
Den Steinbruch Launsdorf–West (Punkt 1) erreicht man vom westlichen Ortsausgang von Launsdorf über eine alte Abbaustraße. Der Steinbruch liegt in ca. 700 m Höhe (Abbildung A5/1).

Hier sind die Gesteine der Raibler Schichten und des Pölling–Niveaus aufgeschlossen, die jedoch stark durchbewegt sind (Abbildung A5/2). Am Ostrand des Steinbruches ist ein kleines Profil des oberen Tonschieferhorizontes aufgeschlossen. Basis ist der Pölling–Kalk bzw. Dolomit, der von einer Oolithbank überlagert wird. Darüber folgen bräunliche, gelb verwitternde Mergel. Die sonst eingelagerten Fossilkalke sind tektonisch unterdrückt. Im höheren Teil findet sich eine dünne Fossilalkbank, die von DULLO & LEIN (1980) in die Leckkogel–Schichten gestellt werden (Abbildung A5/3).

Das Profil wird von einer großen, den ganzen Steinbruch durchziehenden Bewegungsfuge abgeschnitten. Nach Westen hin dünnen die Mergel von nahezu 10 m auf weniger als 50 cm aus. Oberhalb dieser Bewegungsbahn folgen erneut Pölling–Kalk und –Dolomitschollen, die intensiv ineinander verkeilt sind. Linsig eingeschuppt findet man immer wieder Reste der Oolithbank.

Der Steinbruch Launsdorf–West befindet sich direkt innerhalb einer großen Überschiebungszone, an der die Hauptdolomitplatte weit nach Süden vorgeschoben wurde, und die man bis nach Gösseling verfolgen kann. An der Basis dieser

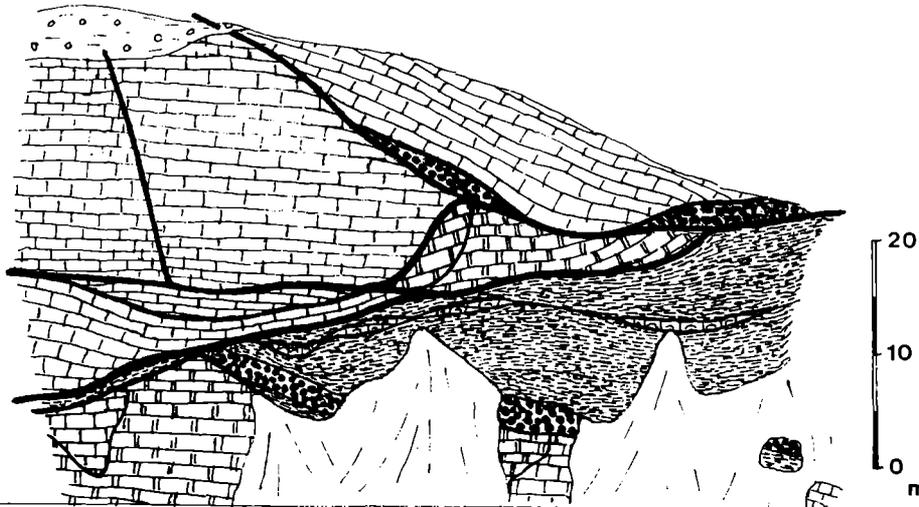
Punkt A5: Steinbruch Launsdorf



- Steinbruch / Störung / Auf-/Überschiebung
Raibler Schichten / Oolith / oberer schwarzer Kalk / Pölling-Kalk/Dolomit
Hauptdolomit / Gletscherablagerungen / Hang-/Blockschutt / Hanggleitung

W

E

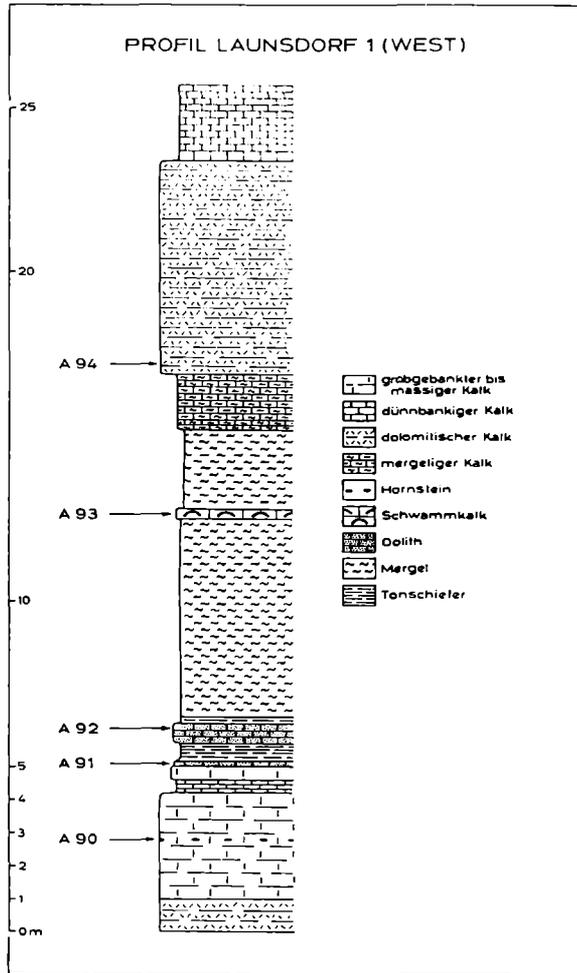


HALAMIC 1983

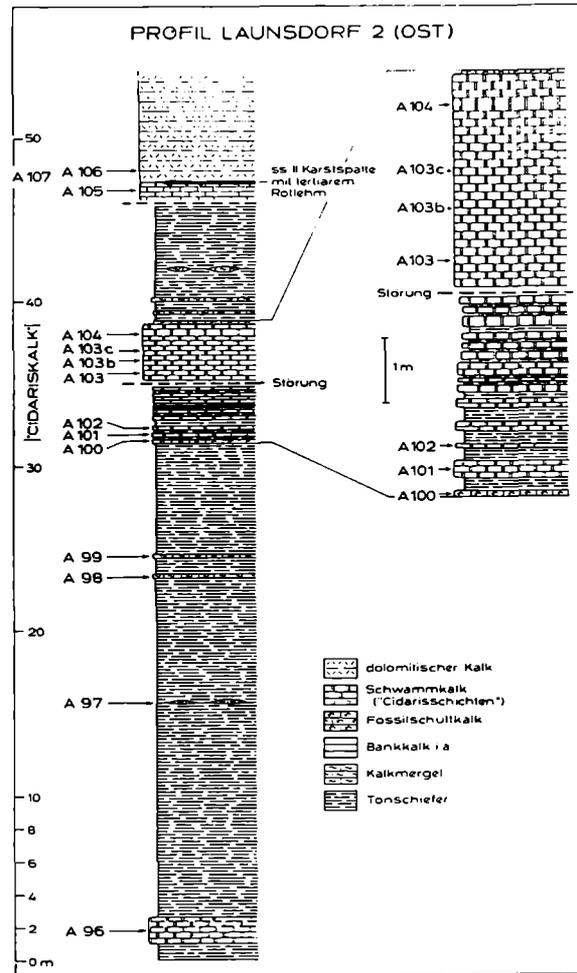
- Pölling-Kalk Pölling-Dolomit
- Mergel Fossilkalk Oolith
- Gletscherablagerungen / Störung

◀ A 5/2.
Steinbruch Launsdorf-West, Nordwand.

▼ A 5/3.
Profile aus dem Steinbruch Launsdorf (aus DULLO & LEIN, 1988).



Profil Launsdorf 1 (West) mit Schwammkalklage (A 94: *Precorynella cf. clavosa* [LAUBE])



Profil Launsdorf 2 (Ost). Typlokalität von *Amblyphonella carinthiaca* n. sp. (A 104) und *Calicia vesiculifera* n. gen. et n. sp. (A 103, A 103c)

Überschiebung wurden die liegenden Einheiten, besonders die Tonschiefer und Mergel der Raibler Schichten intensiv verschuppt.

Am Top des Steinbruches findet sich eine Lage mit Gletschersedimenten, die diesen Teil des Gebietes vollständig eingehüllen.

Der Steinbruch Launsdorf–Ost (Punkt 2*) ist von Launsdorf aus über die Zufahrt zum Steinbruch zu erreichen. Kurz vor der Brecheranlage zweigt ein kleiner Weg rechts ab (Abbildung A5/1).

Im obersten Teil des Weges ist ein sehr gutes Profil des oberen Tonschieferhorizontes aufgeschlossen, daß neben diversen Fossilkalcken wiederum die Leckkogel-schichten enthält. Allerdings ist auch dieses Profil im Detail stark gestört (Abbildung A5/3).

A6 St.Georgen (van HUSEN):

Überblick über das Zungenbecken des Längsees:

Im nördlichen, wahrscheinlich tiefsten Teil des Zungenbeckens, liegt der heutige Längsee, während der größere Teil im Süden bereits völlig verlandet ist.

Hier erschloß eine 17 m tiefe Bohrung unter ca. 4 m Torf noch 2 m Seekreide und Gytija über glimmerhaltigen Tonen. Im heute 21 m tiefen Seebecken sind diese Tone von 1,5 m Seekreide und Gytija und 1,5 m Sapropel überlagert.

Umrahmt wird das Seebecken von Hügeln des Grundgebirges und mehreren Moränenwällen im Norden. Die Abdämmung im Süden erfolgt durch die Moränen bei Krottendorf–Fiming.

A7/1 Das Alttertiär des Sonnberges – Profil durch die Schichtenfolge des Sonnberges entlang des neu erbauten Forstweges (WILKENS)

Wenige Meter westlich des Höhwirtes im Bereich des höchsten punktes der Verbindungsstraße zwischen Guttaring und Treibach–Althofen zweigt in nördlich Richtung ein neu erbauter Forstweg ab. Er quert den Sonnberg von Süden nach Norden in gesamter Länge und erschließt in seinen Böschungen große Teile der alttertiären Abfolge dieses Raumes.

Der am Beginn des Weges gelegene Parkplatz liegt im Bereich von paläozänen Rotsedimenten der Basis–Formation. Im Anschluß an die Querung mehrerer staffelförmiger Abschiebungen stehen an der westlichen Wegböschung höhere Anteile der unteren Nummulitenmergel sowie Nummulitenkalke der Sonnberg–Bank I an (unteres Cuis). Zwischen dem Schlagbaum und einer Störung unmittelbar südlich des morphologisch höchstgelegenen Teilstückes des Weges quert dieser einen stark rutschungsgefährdeten Bereich, verursacht durch wasserstauende, Großforaminiferen–führende Mergel an der Basis der hier anstehenden Wechsel-lagerungen von Kalksandsteinen mit Großforaminiferen–reichen sandigen Kalcken. Diese bilden die höchsten Anteile der im Bereich des Sonnberges erhaltenen alttertiären Abfolge.

Nach einer scharfen Wegbiegung wird die zwischen beiden Erhebungen des Sonnberges gelegene Einmündung erreicht. In den Böschungen stehen durch Störungen versetzte Großforaminiferenmergel unterschiedlicher lithostratigraphischer Position an. Jenseits der Einmündung folgt ein kontinuierliches Teilprofil der unteren Nummulitenmergel, welche durch 5 m mächtige Großforaminiferenkalke der Sonnberg-Bank I überlagert werden. Charakteristisch ist das Auftreten von geringmächtigen, diagenetisch stärker verfestigten Großforaminiferenanreicherungs-horizonten innerhalb der Mergel. Eine Ost-West gerichtete Störungszone mit eingeklemmten Nummulitenmergeln begrenzt die Verbreitung des Großforaminiferen-führenden Alttertiärs nach Norden. Es folgen erneut unreife, grobklastika beinhal-tende und teilweise rotgefärbte Lehme der Basis-Formation. Nach Überschreiten der Krappfeldnordrandstörung werden schließlich Gesteine der Phyllit-Gruppe erreicht.

A7/2 Höhwirt (THIEDIG)

Beim Gasthof "Höhwirt" hat man einen guten Überblick nach Osten und Norden zum Nordrand des Krappfeld, über das Görtschitztal und die Saualpe.

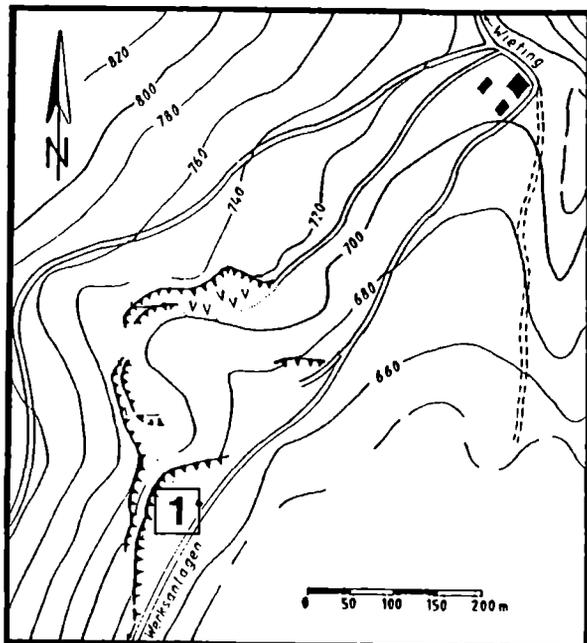
Geologisch befindet man sich im Alttertiär (siehe vorigen Exkursionspunkt), daß hier am Nordrand des Krappfeldes in einem Spezialgraben erhalten geblieben ist. Nach Norden bildet die Krappfeld-Nordrandstörung die Grenze zu den höher metamorphen Gesteinen der Phyllit-Gruppe. In der Störungszone selbst sind Späne von Altpaläozoikum (Magdalensbergserie) eingeklemmt. Am südlichen Rand des Grabens grenzt die Oberkreide an das Tertiär. Diese etwas härteren, kalkreichen Ablagerungen bilden den Höhenrücken am Westhang des Görtschitztales, auf dem die Wallfahrtskirche Maria Hilf steht. Südlich von Guttaring (im Vordergrund) ist die Oberkreide im Miozän stark eingeebnet worden. Vorkommen von (allerdings verschwemmtem) Rotlehm und Waitschacher Schottern in der Einkerbung nördlich von Maria Hilf weisen auf das tertiäre Flußsystem hin.

Im Hintergrund, auf der anderen Seite des Görtschitztales, sieht man die Ausläufer der Saualpe mit höher metamorphen Gesteinen, die durch das Görtschitztal-Störungssystem zum Krappfeldgraben hin mehr und mehr versenkt werden.

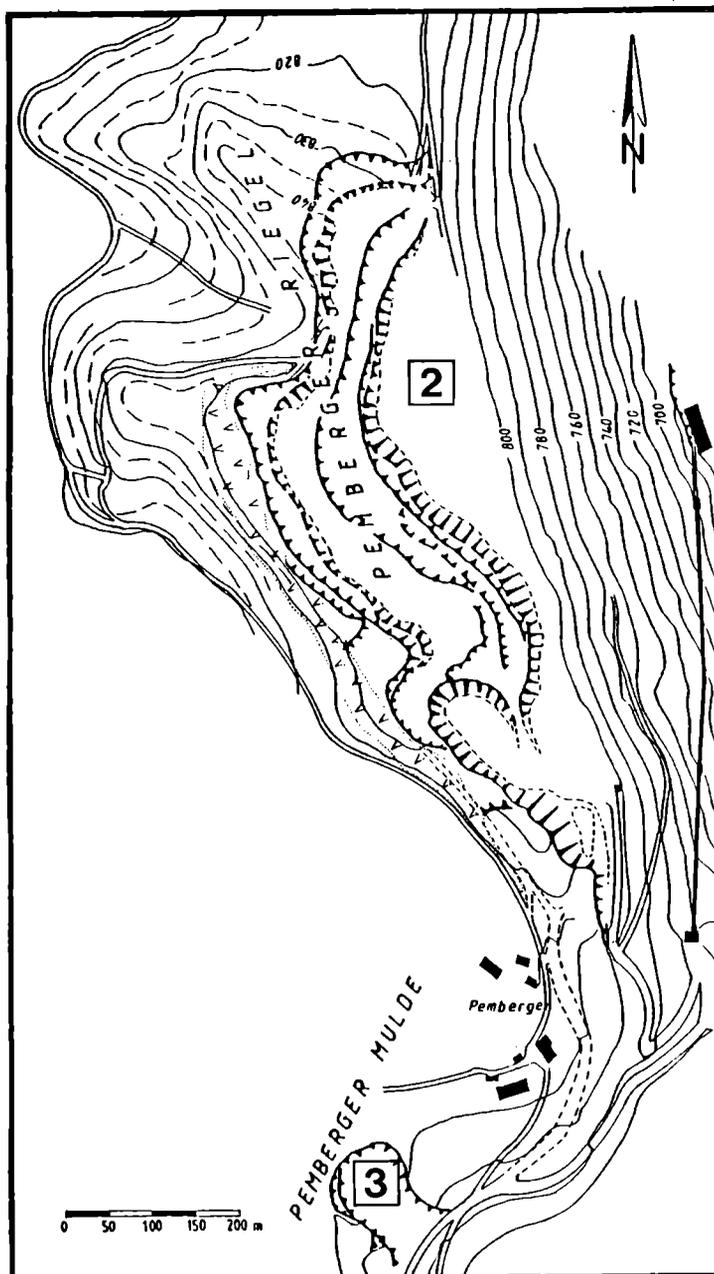
A8 Stbr. Wietersdorf – Oberkreidesteinbrüche (NEUMANN)

Einen guten Einblick in die Schichtfolge gibt der ehemalige Steinbruch III direkt westlich der Werkstraße in die oberen Steinbrüche (Punkt 1 – Abbildung A8). Hier ist die Knödelbreccie mitsamt dem im Hangenden daran anschließenden Megaturbidit aufgeschlossen. Die etwas steiler einfallenden Schichten im Nordteil des Steinbruches zeigen weitgehend turbiditische Merkmale (LOWE-Sequenzen; BOUMA-Sequenzen). Hier wird auch die typische Tektonik großer Teile der Kalksteinklastenfazies am Westrand des Görtschitztales deutlich. Viele Abschiebungen, die die Schichten in Winkeln von 50–90° durchschlagen, können über gewisse Strecken auch schichtflächenparallel verlaufen. Eine starke Verfaltung tritt in den Sedimenten der alten Steinbrüche nicht auf.

Über die Forststraße Wieting – Pemberg erreicht man die obere, noch in Betrieb befindliche Abbausohle (Punkt 2). Die Schichten fallen generell nach Südwesten ein, wobei liegende Falten, Flexuren und Störungen stellenweise davon abweichende Einfallrichtungen hervorrufen. In Nordteil beginnt die Schichtfolge mit vorwiegend mergelig-kalkigen Beckensedimenten in die "base cut out"-Turbidite eingeschaltet



A 8a.
Alte, aufgelassene Wietersdorfer Steinbrüche 450 m nördlich der Werksanlagen.



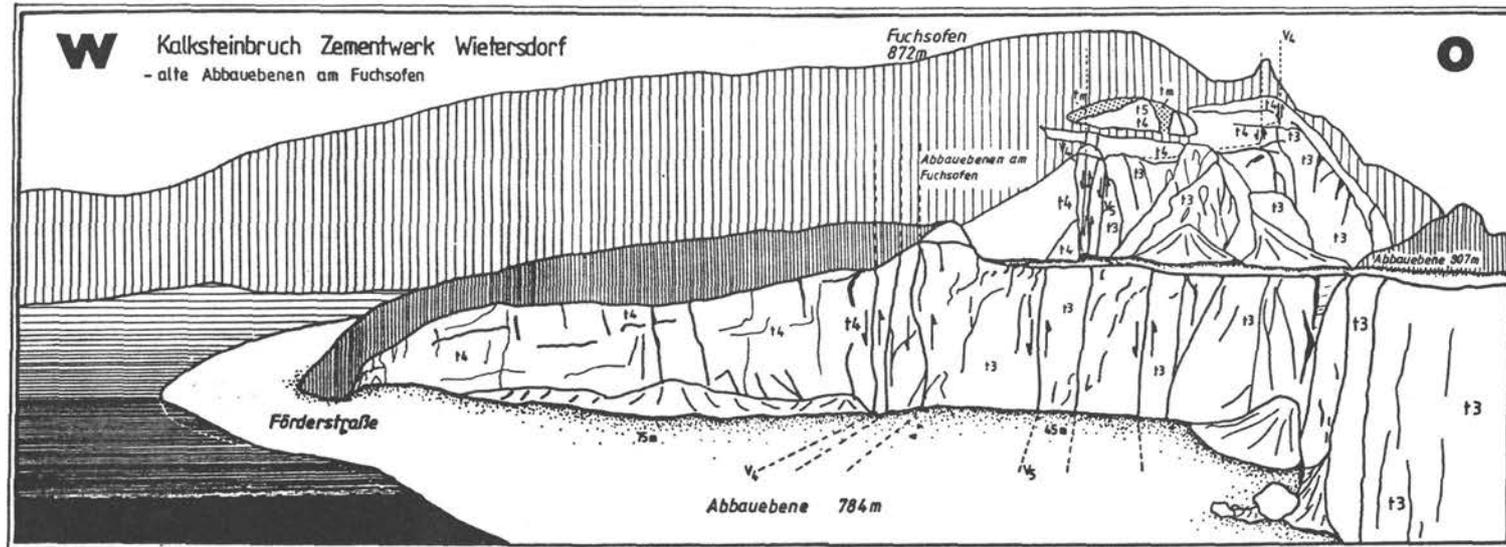
A 8b.
In Betrieb befindliche Steinbrüche am Pemberger Riegel westlich der Werksanlagen.
Abbaustand 1988; gestrichelte Linie = Abbauwände 1985, heute nicht mehr vorhanden.
Aufgelassener Mergelbruch südwestlich des Gehöftes Pemberger.

sind. In südwestlicher Richtung, das entspricht dem stratigraphisch Hangendem der zuvor beschriebenen Abfolge, treten zunehmend häufiger etwas gröbere Turbidite und gelegentlich auch "two layer sediment gravity flows" auf. Es folgt ein Abschnitt, in welchem hauptsächlich Schichtpakete aus Kalkareniten mit Komplexen aus Mergeln und mergeligen Kalken wechsellagern. Im Sütteil nimmt in den Resedimenten allmählich der Terrigen-Anteil zu (obere Orbitoidenfazies). Den Abschluß der Oberkreidesequenz bilden die Mergel (oberes Untermaastricht) im ehemaligen Mergelbruch in der Pemberger Mulde (Punkt 3*).

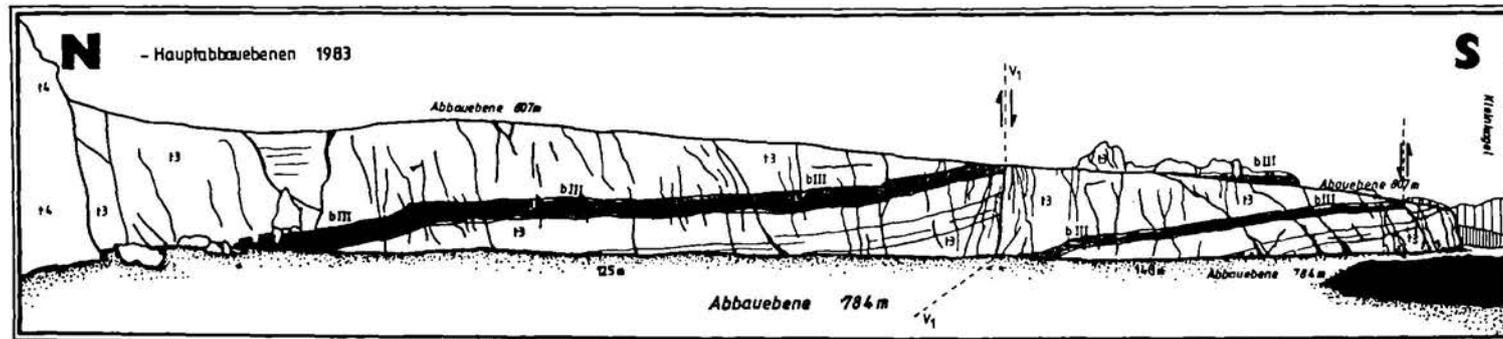
Typische Beispiele für die Tektonik in den jüngeren Oberkreidesequenzen sind in Abschnitt I – 4.4. Oberkreide (Abb. 3) dargestellt.

A9 Kalksteinbruch der Wietersdorfer Zementwerke , untere Abbauebene SE Fuchsofen bei 784 m (WILKENS)

Die untere Abbauebene des Kalksteinbruches beinhaltet ein nahezu komplettes Profil der Kalkabfolge I der Nummulitenkalk-Formation (unteres Eozän, Cuis). Charakteris-



Abbaustand 05.83



Abbaustand 05.83

E. Wilkens 1985

A 9.

Kalksteinbruch der Wietersdorfer Zementwerke, Abbaustand Mai 1983.

t3 = Kalkabfolge I; t4 = Kalkabfolge II; t5 = Macroid-Fazies; bIII = Bank III; V1 = Störung mit Nummer und Relativbewegung.

tisch ist der Gegensatz zwischen den dunkler gefärbten und aus extrem dicht gepackten, überwiegend aus nummulitiden Großforaminiferen bestehenden Nummulitenkalkbänken und den die Abfolge überwiegend aufbauenden hellen Alveolinenkalke (Abbildung A9).

Im derzeit bereits stillgelegten Südteil des Steinbruches sind Großforaminiferenführende Kalksandsteine als höchste Bestandteile der Großforaminiferenmergel-Formation und deren lithofazieller Übergang in die überlagernden Kalke aufgeschlossen. Die nördliche Abbauwand zeigt die diskontinuierliche Überlagerung der Großforaminiferenkalke durch Quarz-führende Sedimente der Corallinaceenschuttkalk-Fazies. Diese charakterisieren die basale Faziesentwicklung der Kalkabfolge II.

A10 Steinbruchgebiet am Fuchsofen (872 m) (WILKENS)

Eine nahezu Nord-Süd verlaufende Störungszone gliedert das Verbreitungsgebiet alttertiärer Abfolgen im Bereich des Fuchsofens in einen westlichen, aus den Kalkabfolgen 2 und 3 aufgebauten Anteil sowie einen aus der Kalkabfolge 1 aufgebauten östlichen Bereich.

Die oberen Abbauebenen sind über eine vom Fahrweg zum Gehöft vlg. Jauk abzweigende Förderstraße zu erreichen. Neben Faziestypen aus höheren Anteilen der Kalkabfolge 2 ist hier der kontinuierliche fazielle Übergang in die Kalkabfolge 3 (unteres Lutet) aufgeschlossen. Kennzeichnend ist das Auftreten einer durch einen extremen Generationsdimorphismus gekennzeichneten Nummulitenfauna. Deren mikrosphärische Exemplare können Durchmesser von bis zu mehreren Zentimetern erreichen.

Im höchsten Abbauniveau werden die alttertiären Kalke durch die miozänen Waitschacher Schotter überlagert. Ein unruhiges, durch Erosion und intensive postmitteleozäne lateritische Verwitterungserscheinungen gekennzeichnetes Relief charakterisiert die Oberfläche der alttertiären Sedimente. Im östlichen Teil dieses Niveaus ist eine mehrere Meter breite Karstschlotte aufgeschlossen.

Raum für Notizen

Exkursion B

Phyllit-Gruppe und Magdalensbergserie

Fahrtroute: Klein St. Paul – Prailing – Bernle – Jaxe – Straße Brückl–Launsdorf (Steinernes Brückel) – Ruine Taggenbrunn – Schloß Frauenstein/Kraiger Schlösser–/Kraig (Fußweg) – Kraiger See – Zensweg – Breitenstein – Lindenwirt Stbr. Aich – Klein St. Paul

B1 Prailing, 3 km Luftlinie NE von Klein St. Paul (THIEDIG)

Ausblick von einer östlichen Randscholle des Krappfeldgrabens auf das Krappfeld.

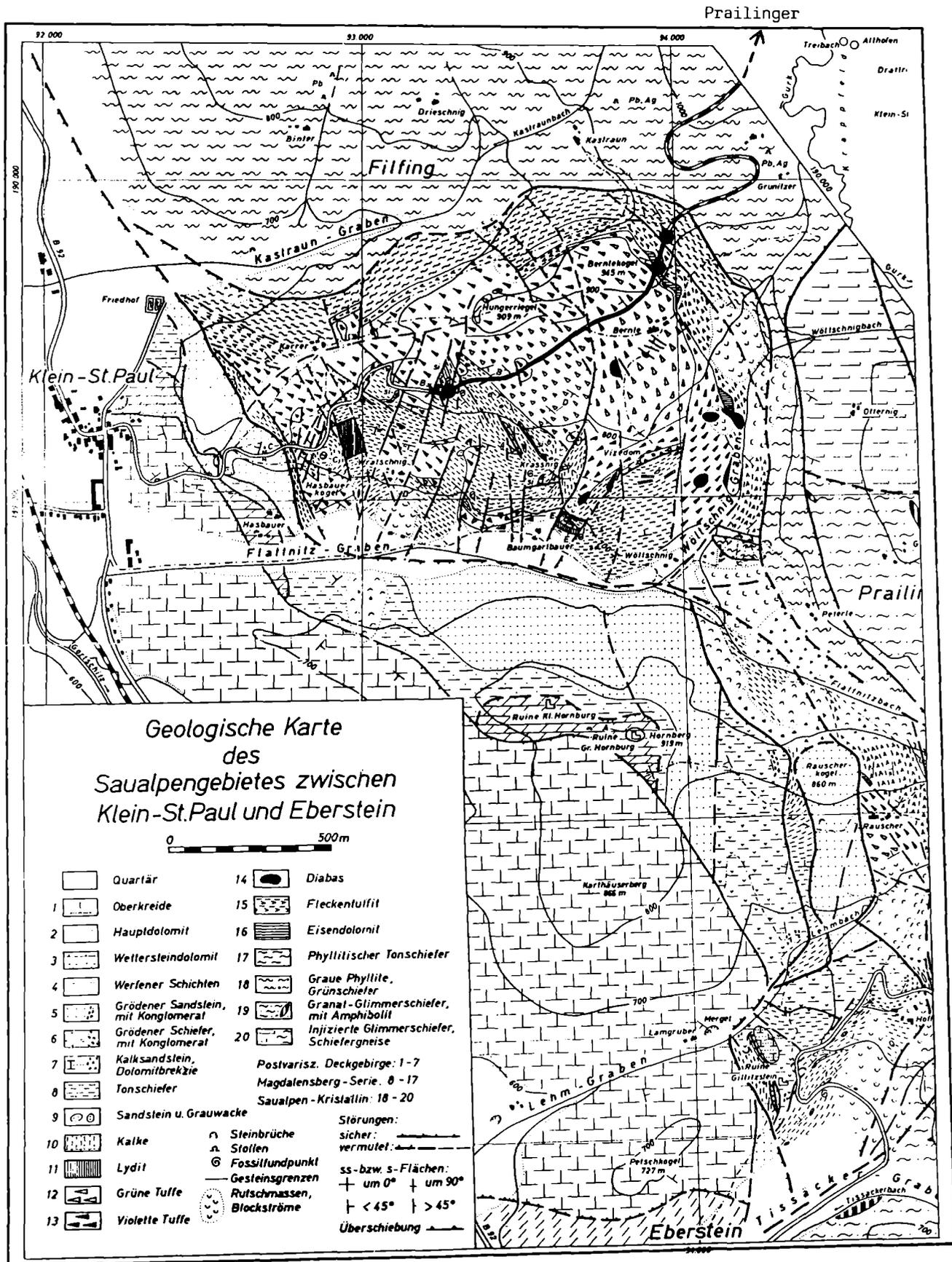
Über das Görtschitztal mit den Wietersdorfer Zementwerken hinweg sind die Mergelbrüche in der Oberkreide (nördlich) und die Kalkbrüche in den eozänen Nummulitenschichten (südlich) erkennbar. In südlicher Richtung hebt die Trias bei Eberstein (Hauptdolomit) heraus, in südwestlicher Richtung liegen die Burg Hochosterwitz und der Magdalensberg. In der Ferne taucht der Ulrichsberg aus dem Dunst des Klagenfurter Beckens heraus. An Tagen mit guter Sicht ist die Nordkette der Karawanken am Horizont sichtbar. In westlicher Richtung zeichnet sich die westliche Grabenschulter ab, die von den Gurktaler Alpen gebildet wird. In NW-Richtung bildet die Grebenze den Horizont.

B2 Aufschlüsse entlang der Straße Klein St. Paul – Prailing nördlich Bernle (THIEDIG)

Beginn des Weges bei der Abzweigung zum Gehöft Kastrun (920 m NN – Abbildung B2):

Zunächst stehen in einem kleinen Aufschluß phyllitische Tonschiefer aus dem unteren Teil der altpaläozoischen Magdalensbergserie an. Etwas weiter am Weg folgen grüne und violette Tuffe (vermutlich höheres Silur, Llandovery).

Am Waldrand ca. 700 westlich Bernle (860 m NN) finden sich innerhalb der paläozoischen Tonschiefer kleine Karbonatvorkommen mit Resten von Crinoiden und Korallen aus dem Silur (Grenzbereich ea_1/ea_2 oberes Llandovery nach STREHL 1962 bzw. BUCHROITHNER 1979).



Punkt B/2: Bernle.
Nach E. STREHL (1962).

B3 Jaxe (östlich Brückl in 730 m NN)

An der Straße von Brückl nach Gretschtz/Diex stehen in der Straßenkehre kurz vor dem Gehöft dunkle gebänderte kristalline Marmore ("Kalkschiefer") der "Haimburg–Trixener–Marmore" (Phyllit–Gruppe – Oberostalpin) an. Liegend folgen weiße, massige Marmore. Im Aufschluß sind sanfte bis offene Falten im 10er–Meter–Bereich zu sehen, verbunden mit kleinen NE–vergenten Aufschiebungen.

Oberhalb des Straßenaufschlusses steht eine kleine Kapelle: St. Lorenzen, Salzburgische Urfarre, wurde erstmals 927 urkundlich erwähnt.

B4 Aufschluß an der Straße Brückl – St. Veit a. d. Glan ca.3 km westlich Brückl, nahe der Bushaltestelle "Steinernes Brückel" (THIEDIG)

Der durch Straßenverbreiterung frisch aufgeschlossene ca. 8 m hohe Aufschluß besteht aus Metavulkaniten (Tuffe/Tuffite) der Magdalensbergserie (Stolzalpendecke/Oberostalpin. An der Basis ist ein Geröllhorizont aufgeschlossen, der gut gerundete, geplättete Vulkanit–Komponenten unterschiedlicher Größe enthält. Vergleichbare Horizonte am Landschadenkogel (RIEHL–HERWIRSCH 1970) haben vermutlich ein oberordovizisches Alter.

B5 Burgruine Taggenbrunn ca. 3 km ENE St. Veit a. d. Glan (van HUSEN/THIEDIG)

Der bis 640 m ü. NN reichende kegelförmige Berg mit der Ruine Taggenbrunn besteht überwiegend aus feinkörnigen grünlichen Tuffen der Magdalensbergserie. Tuffitische Horizonte mit Eisenkarbonat–Einlagerungen bilden eine intensiv verfaltete Wechselfolge innerhalb dieser Einheit (Aufschluß am Fahrweg zur Burg).

Von der Aussichtsplattform ist das übertiefte, breite, heute mit jungen Sedimenten aufgeschüttete Glantal zu überblicken. Die Hänge NW des Glantales zeigen schön die peripheren Umfließungsrinnen des Hochstandes und das ruckartige Zurückweichen des Gletscherrandes von den Endmoränen bei Kraig, das durch die Moränen um den Kraiger See und Eisrandterrassen (Überfeld, Puppitsch, Zenzweg) markiert wird. Nördlich Breitenstein ist die treppenartige Abfolge von Terrassen zu erkennen, die die Wimitz aufschüttete, solange sie ihren peripheren Lauf noch innehatte. Südlich Breitenstein schließen sich die ausgedehnten Eisrandterrassen an, die Auffüllungen von Eisstauseen darstellen, als die Wimitz wieder nach Süden abfloß.

Die Ruine Taggenbrunn wurde erstmals 1157 als Burg des Salzburger Erzbischofs (Salzburger Besitz seit 860) erwähnt.

B6 Kraiger Rinne – Kraiger Schlösser (van Husen/Thiedig)

Die Wanderung beginnt am Schloß Frauenstein ca. 3 km NNW von St. Veit und führt an den Kraiger Schlössern vorbei bis nach Kraig.

Die Hänge des Tales werden von Gesteinen der Phyllit–Gruppe aufgebaut. Zunächst werden quarzitisches Feldspat–Biotit–Phyllite durchquert. Jenseits der Kraiger Schlösser stehen nach einer Störung dunkle, silbrig glänzende Phyllite an, in die mehrere Züge von massigen Kalkmarmoren eingelagert sind. Darüber lagern mächtigen

ge Meta-Keratophyr-Tuffe. Vererzungen der Marmore wurden in mehreren Stollen abgebaut.

Die Talung bei den Kraiger Schlössern stellt die ehemalige periphere Abflußrinne entlang des Eisstromes im Glantal dar, die heute nur von einem sehr kleinen Gerinne benützt wird. Als an der Höhe zwischen Kulm und Freiberg der Eisrand lag, wurde sie von den Schmelzwässern durchströmt, die dann entlang der Endmoräne nördlich Kraig nach Osten abflossen.

B7 Kraiger See (van Husen)

Beim Wasserreservoir ist ein niedriger Moränenwall zu erkennen, der den Kraiger See umfaßt. Von ihm geht das breite Tal unterhalb Kriebel aus, das anzeigt, daß von der aktiven Eiszunge noch ein Abfluß nach Norden zur Wimitz und von hier nach Osten zur Gurk erfolgte. Der Kraiger See selbst ist ein Toteisloch in der Eisrandterrasse von Überfeld, die sedimentiert wurde, als der Eisrand weiter zum Glantal hin zurückgewichen war.

B8 Puppitsch – Schloß Hunnenbrunn bei Zensweg (van HUSEN)

Unterhalb der Eisrandterrasse bei Puppitsch (die Kiesgrube an der Staße zeigt schöne Deltaschüttung des groben, sandreichen lokalen Kiesmaterials, das wenig erratische Geschiebe enthält) erstreckt sich eine weite Mulde, die ein deutliches Gefälle von SW nach NE aufweist und ein ehemaliges kurzfristiges, peripheres Abflußtal darstellt. Sie wird von einer ebenen Fläche (Felder) begrenzt, der im SE ein Wall (Wald) aufsitzt. In der ehemaligen Kiesgrube oberhalb Hunnenbrunn ist die Sedimentabfolge aufgeschlossen. Der basale Anteil besteht überwiegend aus groben Sanden und Feinkiesen, die mit ca. 20° nach NE einfallen. Sie stellen eine feinkörnige Füllung eines Eisstausees (fore set) dar, die sehr rasch (climbing ripples) erfolgte. Überlagert werden diese Delta-schichten von horizontal geschichteten, wesentlich gröberen sandreichen Kiesen, die dieselbe Zusammensetzung (Gesteine der näheren Umgebung) aufweisen. Sie stellen das top set der Verfüllung des Sees dar, dessen Spiegel im Niveau der Ebenheit (Felder) lag. Überlagert werden diese lokalen Ablagerungen von Moränenmaterial, das den Wall (Wald) aufbaut. Es ist dies eine feinkornreiche Moräne, die viele gut bearbeitete und gekritzte Geschiebe und viel erratisches Material führt. Sie ist besonders in den liegenden Anteilen hoch konsolidiert. Abgelagert wurde sie vom Gletscher im Glantal (Draugletscher), als dieser die Eisrandterrasse während einer Oszillation noch randlich überfahren hat, wobei es kaum zu einer Aufarbeitung und Erosion der liegenden Sedimente kam (scharfe Grenze). Nur die Ansammlung grober Blöcke unter der Moräne am NE-Ende des Aufschlusses dürfte die Füllung einer Erosionsrinne sein, die während des Vorstoßes unmittelbar am Eisrand erfolgte.

B9 Breitenstein (THIEDIG)

Ungefähr 500 m westlich von Breitenstein liegt oberhalb des Feldweges nach Pörlinghof einen Crinoidenfundpunkt aus der Phyllit-Gruppe (Murauer Decke, Oberostalpin).

Bei dem Crinoiden-führenden Marmor handelt es sich um eine Wechsellagerung von bis zu 5 cm dicken, gelb verwitternden Karbonatlagen und dünnen (max. 1 cm)

phyllitischen Zwischenlagen. Die Crinoiden treten gehäuft, z.T. noch im Verband auf. Größere Einheiten sind durch die Schieferung Geldrollen-artig zerschert.

Aufgrund der Crinoiden wird ein devonisches Alter der Gesteine angenommen.

Etwa 700 m südlich bei Steinbrücken wird der Crinoidenmarmor von weißen, massigen Marmoren unterlagert.

B10 Wh. Lindenwirt (van HUSEN)

Im Westen ist die Hochfläche "Auf der Eben" gut zu erkennen, die wahrscheinlich Stauschotter der älteren Vereisungen (Riß, Mindel) darstellen, als der Draugletscher mächtiger war als zur letzten Eiszeit. Südlich davon schließt das Hügelland des Wolscharter Waldes an, dessen Nordrand auch ungefähr die Erstreckung des Draugletschers markiert. Dieser dürfte nur zur Zeit des Maximalstandes deutlich über diese Grenze nach N ins Krappfeld vorgedrungen sein.

Im Krappfeld wurde hauptsächlich vom Murgletscher im N ausgehend die Niederterrasse geschüttet, die das Becken bis auf das Niveau Althofen-Lind auffüllte. Die tieferen Terrassenstufen entlang der Gurk dürften Erosionsstufen aus dem beginnenden Spätglazial darstellen.

B11 Stbr. Aich (SCHÖNLAUB)

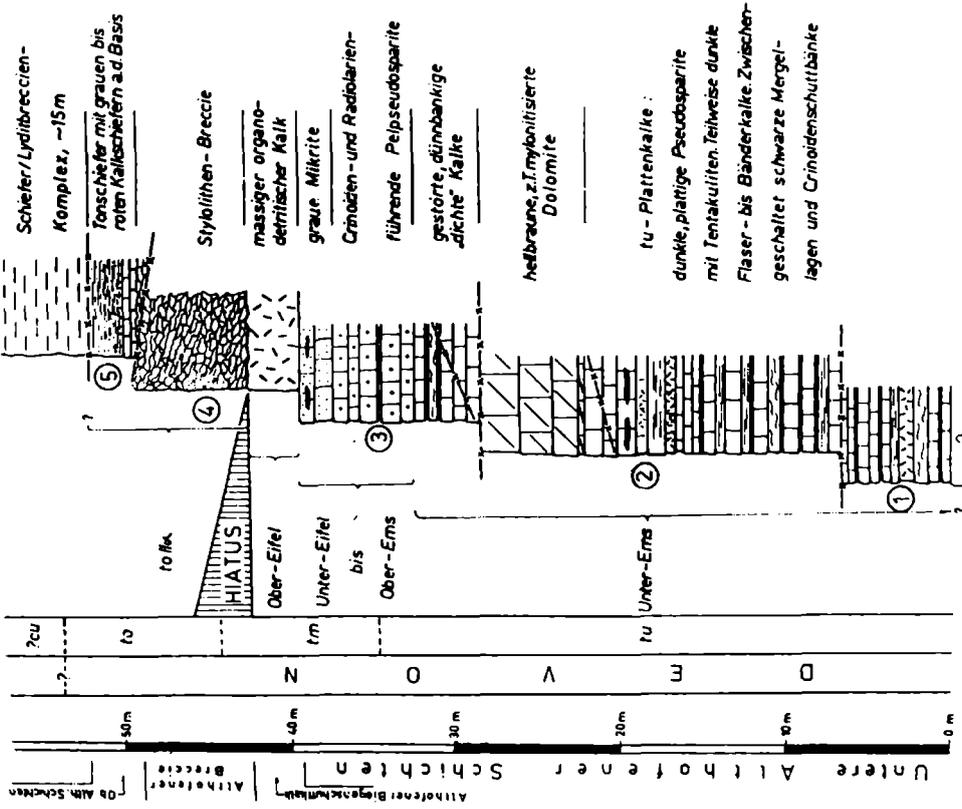
Der Steinbruch Aich liegt ca. 500 m NNW von Treibach-Althofen. Zu erreichen ist er über die Straße von Treibach nach Hirt sowie einen Feldweg, der ca. 150 m hinter der Ortsgrenze bei einem Gehöft nach rechts abzweigt.

Der Steinbruch Aich stellt die Typlokalität der Althofener Fazies des oberostalpinen Paläozoikums dar. Im Gegensatz zur Magdalensberg-Fazies mit mächtigen Vulkanit- und Tonschieferfolgen wird die Althofener Fazies überwiegend von karbonatischen Gesteinen aufgebaut. Das im Steinbruch erschlossene Profil wurde eingehend von SCHÖNLAUB (1971) untersucht (Abb. B11/1 und B11/2) und später in seinem Umfang durch BUCHROITHNER (1979) bzw. HERZOG & NEUBAUER (1985) ergänzt.

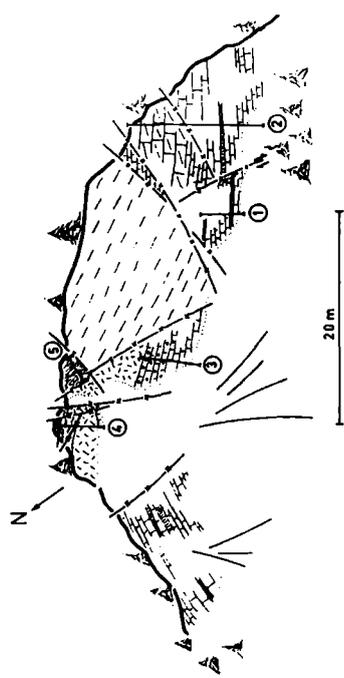
Die Schichtfolge des Steinbruches reicht vom Obersilur (Pridoli) bis ins Unterkarbon (cullß).

Die Althofener Gruppe beginnt mit dem Möblingkalk/Dolomit, dunklen zt. laminierten Kalken mit Biogendetritus und hellen, gelblichgrauen Dolomiten. Darüber folgen nach einer Schichtlücke gut gebankte Kalke der Unteren Althofener Schichten. Neben Hornstein-führenden Kalken treten Flaser- und Bänderkalke, in zwei Horizonten Crinoidenschuttkalke auf. Häufig sind schwarze Mergelschiefer eingeschaltet.

Über den Unteren Althofener Schichten folgen die massigen Althofener Biogenschuttkalke mit gehäuft auftretendem Crinoiden-Detritus. Sie werden transgressiv von der Althofener Breccie überlagert, die u.a. Aufarbeitungsprodukte der unteren Einheiten enthält. Die Oberen Althofener Schichten bestehen aus geringmächtigen dünnblättrigen mikritischen Kalken mit tonigen Zwischenlagen, die nach oben hin in graue Tonschiefer übergehen. Durch eine Störung vom übrigen Profil abgetrennt, in der Umgebung des Aufschlusses aber nachweislich konkordant, folgt im Hangenden eine Schichtfolge aus grauen kieseligen Tonschiefer und Lyditen. Außerhalb des Steinbruches wird die Schichtfolge von 50 m mächtigen Grauwacken abgeschlossen.



Untere Aithofer Schichten
 Aithofer Breccie
 Da Ahn-Säckchen



LEGENDE:

- Schiefer/Lyditbreccien-Komplex, to-7cu
 - to I - Tonschiefer, an der Basis to lk - Kalke
 - Styolithisierte to - Breccie
 - Ober- Eifel Biogenschuttkalk mit Stromatoporen, Korallen, Algen u. Crinoidenschutt
 - Bereich Ober- Ems bis Unter- Eifel: Pelseudosparit und Mikrite
 - Unter- Ems Dolomite
 - Unter- Ems Platten-, Flaser- und Bänderkalke, zwischengeschaltet Mergelagen und Crinoidenschuttbänke
- ① - ⑤ Einzelprofile

Punkt B/11: Steinbruch Aich.
 Nach H.P. SCHÖNLAUB (1971).

Der Steinbruch Aich ist durch die nahe Krappfeld–Nordrandstörung stark beeinflusst. Mehrere größere Störungen durchziehen den Aufschluß, so daß die Aufnahme der Schichtfolge in fünf Teilprofilen erfolgen mußte.

Raum für Notizen

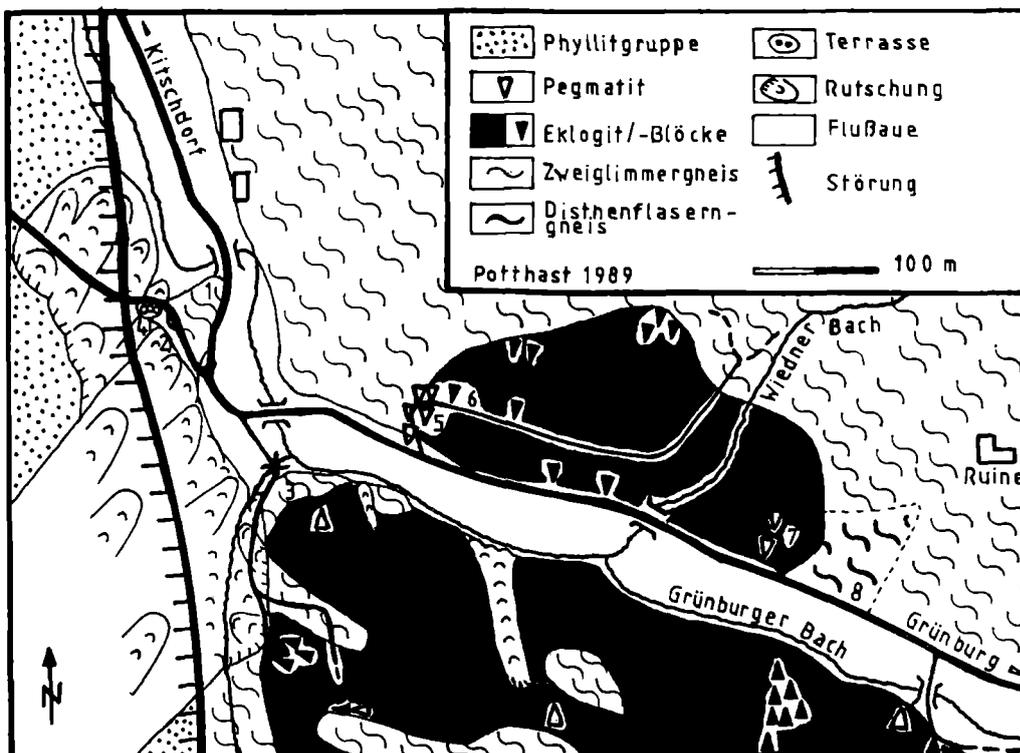
Exkursion C Kristallin

Fahrtroute: Klein St.Paul – Grünburger Graben – Minachberg – Hirt – Waitschach – Hüttenberg/Knappenberg – Gehöft Geier – Klein St.Paul

C1 Grünburger Graben (THIEDIG)

Man passiert bei vlg. Katschnigg den "Prailinger Sprung", eine Verwerfung des Görtschitztaler Störungssystems, die die oberostalpine Phyllit-Gruppe im Westen gegen die Schiefergneis-Gruppe des Mittelostalpins im Osten um mehrere Kilometer abschiebt. Das Mittelostalpin setzt sich aus verschiedenen Schiefergneisvarietäten, Eklogitkörpern und Pegmatiten zusammen.

Der Schiefergneis im Bereich der Straßengabelung des Grünburger Fahrweges gehört zur Zone der Zweiglimmergneise. Der Gneis kann sehr grobkörnig und massig ausgebildet sein (1). Das mittelkörnige, beige bis anthrazitgraue Gestein des Böschungsaufschlusses (3) zeigt die typische lagige Gneistextur, z.T. mit großen Muskovitporphyroblasten. Neben dem Hellglimmer sind Plagioklas (Andesin), Quarz und Biotit Hauptgemengteile. Die Granate bleiben klein. Rostbraune Verwitterungsfarben dokumentieren den Fe-Gehalt. Im frischen Anschlag sind tlw. grünschillernde Zoisite sichtbar.



Punkt C/1: Grünburger Graben.
Aufnahme: J. POTT-HAST (1988).

Dem Zweiglimmergneis (2) lagert eine Terrassenablagerung tertiären Alters auf (4). Die gerundeten Schotter stellen das Niveau des Grünburger Baches im Neogen (Miozän ?) dar.

Am Waldweg vom Grünburger Graben zum Wiedner Bach markiert eine Pegmatitinjektion (5) die Grenze zwischen Zweiglimmergneis und Eklogit. Der Pegmatitgang ist nicht anstehend, jedoch zeigen Gesteinsblöcke im Weg, daß es sich um einen Quarz–Feldspat–Pegmatit mit tlw. großen Muskovitschuppen handelt. Die Muskovitafeln können 6 cm Größe erreichen (7). Der Kontakt zum Eklogit (6) wird durch ein Salband aus Karinthin verdeutlicht. Die schwarze Hornblende umkrustet den Eklogit, der im Außenbereich amphibolitisiert ist (Retrometamorphose).

Der Eklogit ist im frischen Anschlag tiefgrün mit burgunderroten Granaten. Das fein- bis mittelkörnige, granoblastische, selten lagige Gestein enthält neben Granat Omphacit, Quarz, tschermakitische Hornblende, (Klino–)Zoisit, Ti–Erz und Plagioklas. Der Granat hat die chemische Zusammensetzung: 48% Almandin, 25% Pyrop, 25,5% Grossular und 1,5% Spessartin.

In einer Klippe unterhalb der Ruine Grünburg steht Disthenflaserngneis (8) aus der Zone der mittleren Disthenflaserngneise an. Das Lentikulargefüge wird durch große Feldspatäugen (Oligoklas–Andesin) in dem sonst feinkörnigeren Gestein hervorgerufen. Die Disthene bleiben klein und sind im Handstück mit bloßem Auge i.d.R. nicht erkennbar.

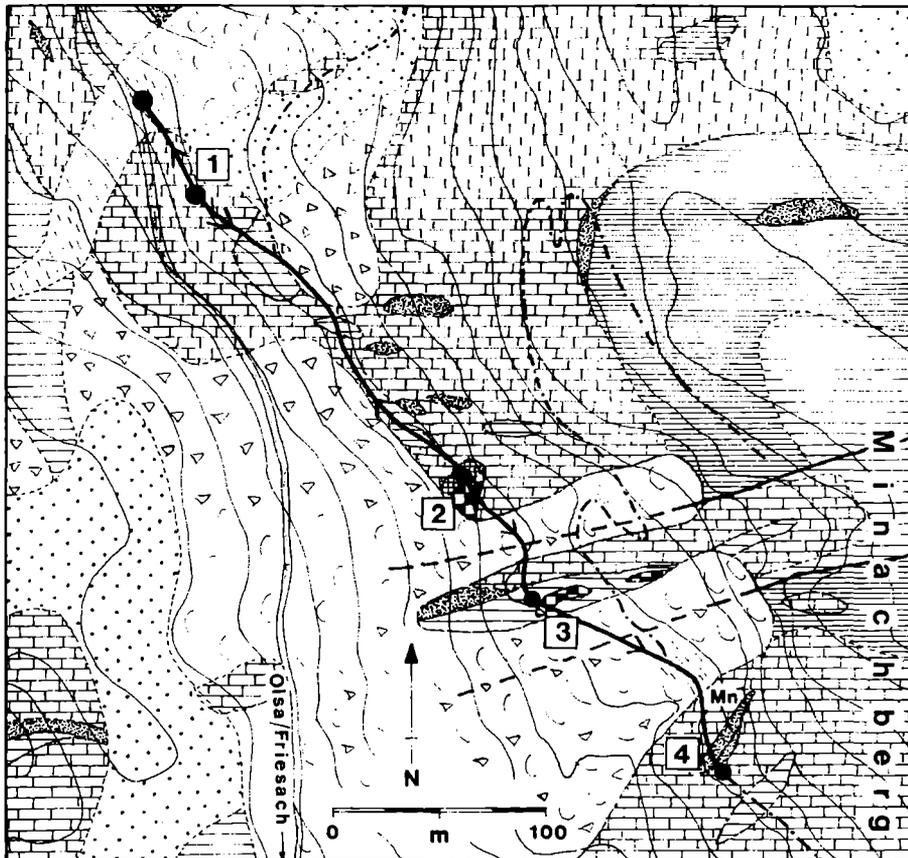
C2 Aussichtsweg am Minachberg (APPOLD)

Der Aufschlußpunkt C2 liegt ca. 2 km nordöstlich von Friesach am Westhang des Minachberges. Man fährt von Friesach aus zunächst in Richtung Olsa und biegt im Ort nach Gaisberg ab. Bei 800 m NN zweigt der Weg nach rechts ab. In den Aufschlüssen am Aussichtsweg soll die Plankogelserie vorgestellt werden (Abbildung C2).

Punkt 1: Ungefähr 100 m hinter der Schranke hat man einen guten Blick auf den westlichen Teil des Friesacher Halbfensters. Im Norden ragen im Hintergrund die paläozoischen Kalke der Grebenze auf. Die mittleren Höhen werden von Phylliten und Grünschiefern, z.T. auch Karbonaten aufgebaut. Beide Einheiten gehören zur Murauer Decke des Gurktaler Deckensystems (Oberostalpin). Die niedrigen Hügel direkt am Metnitztal bestehen bereits aus Gesteinen der Glimmerschiefer–Gruppe (Mittelostalpin). Hier folgt unter Ausfall der Kräuping– direkt die Plankogelserie. Verschleifte Kristallinschollen unterhalb der eigentlichen Deckengrenze, die hier mittelsteil nach Norden einfällt, werden als Schuppenzone zusammengefaßt.

Das Gebiet zwischen Metnitz– und Gurktal westlich von Friesach besteht aus Gesteinen der Glimmerschiefer–Gruppe. Die Erhebungen direkt bei Friesach werden – ähnlich wie am Plankogel und bei Waitschach – von mehrfach übereinandergestapelten Gesteinspaketen der Plankogelserie aufgebaut, wobei Marmore und typische Plankogel–Glimmerschiefer dominieren. An der Spitze der Erhebung findet sich eine schmale Lamelle aus hellen Glimmerschiefern der Kräupingserie. Darüber liegen noch Reste der Schuppenzone. Weiter südlich bis ungefähr nach Hirt dominieren nach wie vor Marmore, die hier allerdings von Biotit–Plagioklas–Glimmerschiefern aus dem unteren Teil der Plankogelserie begleitet werden. Bis zum Gurktal hin ziehen sich dann eintönige quarzitisches Glimmerschiefer der Kräupingserie.

Punkt C2: Minachberg



nach MÄDER (1983)

	Gra-Glimmerschiefer		Amphibolit
	Plankogel-Glimmerschiefer		Serpentin
	Marmor		Moränenmaterial
	Quarzit Mn-Spessartin		Hangschutt/Vernässung
	Störung		

Im Süden des Gurktales stoßen wir wieder an die Deckengrenze. Über hellen Glimmerschiefern folgen phyllitische Glimmerschiefer (Schupenzone) und zuletzt Phyllite der Murauer Decke. Bei Treibbach–Althofen (im Einschnitt des Tales gerade noch zu erkennen) liegen bereits Gesteine aus der Stolzalpen Decke (Althofener Paläozoikum), die die höhere Einheit des Gurktaler Deckensystems bildet.

Die Morphologie des Tales ist hauptsächlich durch den Murtal–Gletscher geprägt, dessen Ausläufer, durch das Olsa– und Metnitztal kommend, sich bei Friesach vereinigen. Besonders die West– und Nordwesthänge sind durch die Eistätigkeit übersteilt, so daß es dort immer wieder zu großen Gleitbewegungen kommt. An der Nordseite des Metnitztales finden sich große Stauschotterterrassen.

Der Großbau des Minachberges wird durch eine liegende isoklinale B_2 –Großfalte im km–Maßstab bestimmt (Abbildung C2/2), die sich nach Süden schließt. Der zentrale Teil der Erhebung wird dabei von mächtigen Marmoren der Plankogelserie bestimmt, die an mehreren Stellen mit Serpentinitten und Spessartin–Quarziten assoziiert sind. Sowohl im Hangenden, als auch liegend folgen typische Plankogel–Glimmerschiefer und dunkle Glimmerschiefer aus den höheren Teilen der Serie. Nachfolgende B_3 – und B_4 –Falten mit z.T. gleicher Achsenlage (um E–W) gliedern die Struktur in Syn–

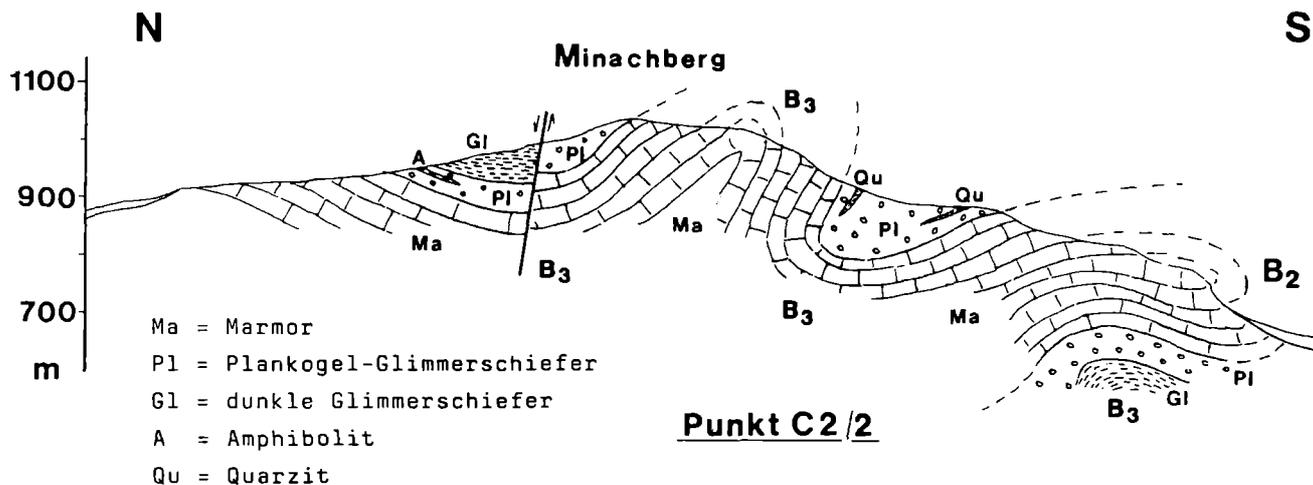
und Antiklinalbereiche, wobei immer wieder schmale Scherzonen mit Myloniten auftreten. Durch die glaziale Überformung wurden die Marmore herausgearbeitet, während die weicheren Glimmerschiefer meist ausgeräumt sind. Am Auftreten der Marmore entlang des Weges kann also direkt der Großbau des Gebietes abgelesen werden.

Die am Weg anstehenden Gesteine gehören in den Übergangsbereich von den Marmoren der Plankogelserie in die Glimmerschiefer. Es handelt sich um hellgrauglänzende Muskovit-Glimmerschiefer, die durchwegs karbonatisch sind und z.T. Karbonatbänder führen. Die Gesteine sind intensiv durch die D_3 -Deformation gefaltet. B_2 -Faltenreste finden sich in einzelnen Quarz-Lagen. Jüngere Einengungen (post- B_4 ?) führen zu flachen Scherbahnen.

Punkt 2: Hier findet sich ein ca 30 – 50 m mächtiger Serpentinikörper. Er wird am Südrand von einem Amphibolit überlagert. Darüber folgen Marmore. Im nördlichen Teil finden sich innerhalb des Serpentinites mehrere Scherbahnen, die vermuten lassen, daß der ganze Körper nach Norden aufgeschoben ist.

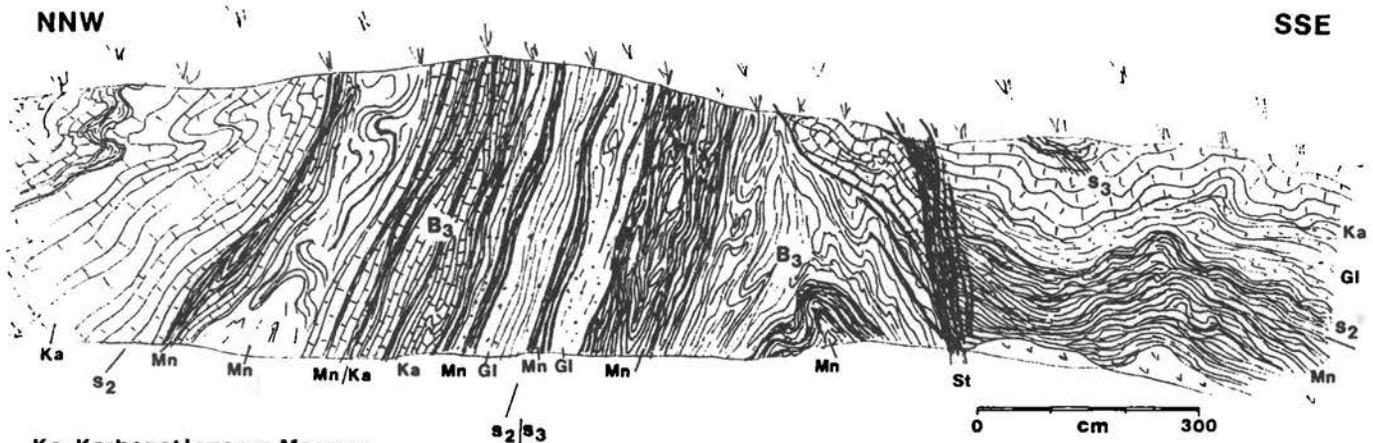
Der Meta-Ultrabazit wird vollständig von Antigorit aufgebaut. Chrysotil kommt fast ausschließlich als Kluftmineral vor. Reliktminerale fehlen hier, doch hat man in größeren Vorkommen (u.a. Hirt) reliktsch Pyroxen (hauptsächlich Bronzit) und Olivin nachgewiesen. Als Ausgangsgestein werden Harzburgite bis Lherzolite angenommen, wobei Stoffverschiebungen durch metasomatische Vorgänge zu veränderten normativen Mineralzusammensetzungen führen (SCHMEROLD 1988).

Die in Verbindung mit den Serpentiniten auftretenden Amphibolite haben nach SCHMEROLD (1988) tholeiitischen Charakter. Serpentinite und Amphibolite werden von ihm als Reste von Ophioliten gedeutet.



Punkt 3: Der Aufschluß wird wiederum von stark verfalteten Marmoren dominiert. Im südlichen Randbereich folgen auf karbonatische Glimmerschiefer dunkle Biotit-Glimmerschiefer mit kleinen Granaten. Sie leiten zu den typischen Plankogel-Glimmerschiefern über, die im Tälchen als Blöcke zu finden sind. Innerhalb der dunklen Glimmerschiefer findet sich eine Amphibolitlinse.

Punkt 4: In diesem Aufschluß finden sich am Rand des Marmores, z.T. in diesen eingefaltet, Spessartin-Quarzite. Sie sind leicht an den mm-dicken rosarot gefärbten Lagen zu erkennen. Diese enthalten massenhaft sehr kleine Mn-Granate (Spessartine). Der hohe Mn-Gehalt ist nach SCHMEROLD (1988) auf hydrothermale Vererzungen von Kieselschiefern und Tiefseetonen zurückzuführen.



Ka=Karbonatlagen u. Marmor

Mn=Spessartin-Quarzit

Gl=Glimmerschiefer

Punkt C2/3

Intensiv verfalteter Marmor und Mn-Quarzit (Punkt 4)

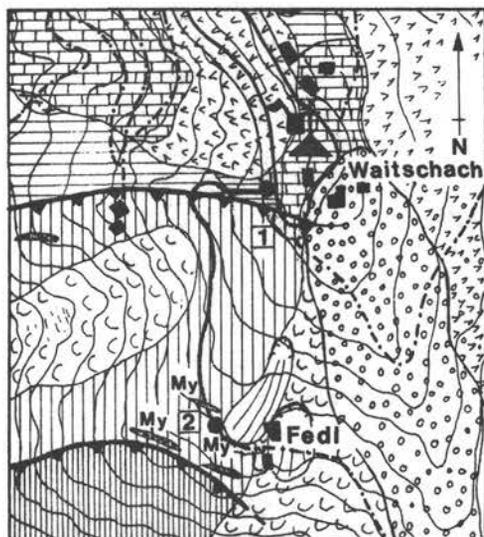
Marmore und Quarzite sind intensiv miteinander verfaltet. Dabei steigert sich die Intensität der Faltung innerhalb des Aufschlusses immer mehr, bis es im Bereich der Quarzite zur Ausbildung einer Zone mit lang ausgezogenen Isoklinalfalten kommt (Abbildung C2/3).

C3 Hirt (van Husen)

Am Beginn der Niederterrasse bei Hirt ist ein riesiges Todeisloch erhalten, das hier als Beleg für das Gletscherende dienen muß, da keine Reste von Endmoränen erhalten sind. Im Norden schließt der weite Talboden um Friesach an, der die Füllung eines Zungenbckens darstellt.

C4 Waitschach (THIEDIG/APPOLD)

Von der Straßenkehre südlich von Waitschach (Punkt 1 – siehe Abbildung C4) aus hat man einen guten Überblick über das gesamte Krappfeld, die östlich gelegene Saualpe und im Westen einen Teil der Gurktaler Alpen und die Grebenze.



- Glimmerschiefer Typ Plankogel
- " dunkel
- " karbonatisch
- phyllitische Glimmerschiefer
- Grünschiefer
- Marmor
- My Quarzit My = mylonitisch
- Waitschacher Schotter
- Rutschung, Hangschutt
- Hanggleitung
- Überschiebung

0 m 300

Punkt C4: Waitschach

Der Geländerücken direkt oberhalb der Straße wird teilweise von Waitschacher Schottern gebildet, die man im Wald und z.T. weiter südlich (als umgelagerte Blöcke) antrifft. Sie enthalten neben Kristallin-Material (Plankogel-Glimmerschiefer, Schiefergneis, Phyllite etc.) auch Permtrias- und Eozängerolle, die im Liefergebiet im Nordosten und Norden heute nicht mehr anzutreffen sind.

Ein Feldweg unterhalb des Parkplatzes des Gasthauses führt zunächst durch dunkle Glimmerschiefer der Plankogelserie. (Die Kirche von Waitschach steht auf Marmoren der Plankogelserie.) Nach einer scharfen Biegung nach Süden stehen im Weg unscheinbare, stark verwitterte Schiefer an. Hierbei handelt es sich um mürbe phyllitische Plagioklasschiefer aus der Schuppenzone. Härtere quarzitishe Typen bilden kleine Geländerippen. Kurz vor dem verlassenen Gehöft Fedl finden sich auf der Weide Quarz- und Quarz-Feldspat-Mylonite (Punkt 2). Sie zeigen im Schriff starke Quarz- und beginnende Feldspat-Rekristallisation. Vereinzelt auftretende Isoklinalfaltung der mylonitischen Foliation wurde unter unveränderten metamorphen Bedingungen angelegt. Direkt südlich anschließend folgen bereits Grünschiefer der Phyllit-Gruppe, so daß die Mylonitzone die Deckengrenze markiert. Die Grünschiefer sind gleichfalls stark durchbewegt und liegen z.T. als Phyllonite vor.

Alle hier auftretenden Einheiten sind nachfolgend durch großräumige, NE-vergente B_4 -Faltung steil gestellt worden. Die Deckengrenze läßt sich auf der anderen Seite des Urtl-Grabens weiter nach Westen verfolgen.

C5 Alte Erzbahntrasse von Knappenberg nach Heft (APPOLD)

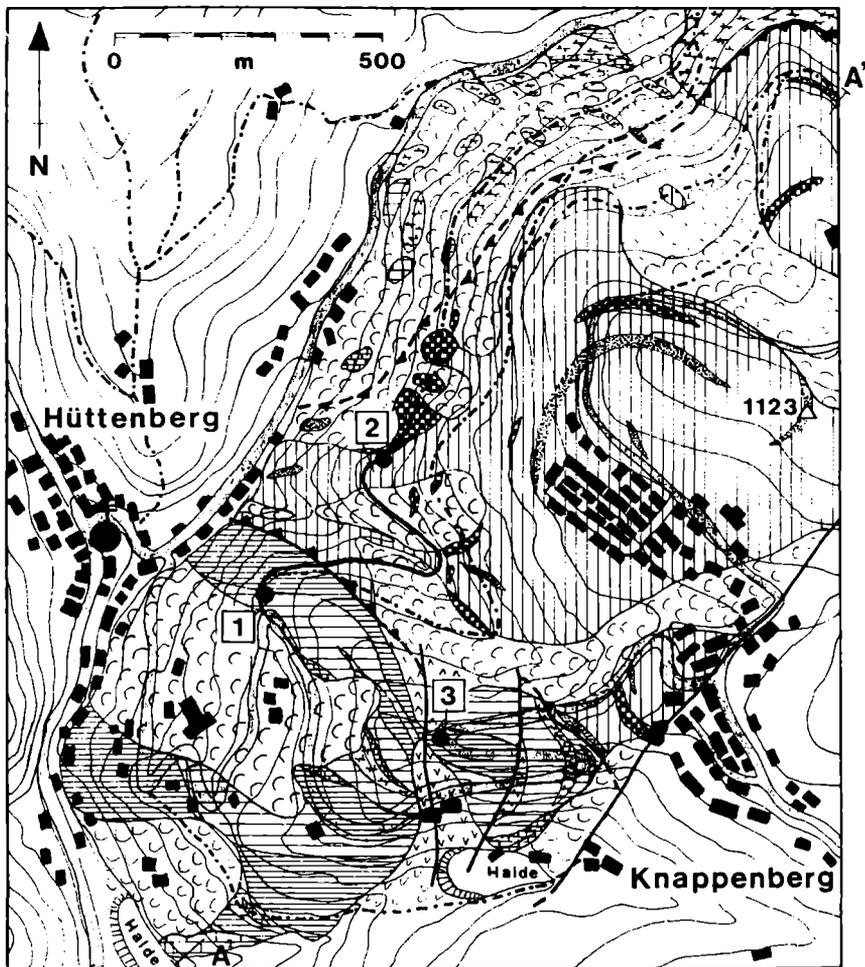
Die alte Erzbahntrasse – heute Teil des Montanhistorischen Lehrpfades – beginnt an der alten Globitschbremse ca. 600 m westlich von Knappenberg. Der erste Punkt der Führung liegt an der Kreuzung von Erzbahntrasse und der Straße Hüttenberg – Knappenberg.

An diesem Punkt soll kurz die regionalgeologische Situation erläutert werden (Abbildung C5/1). Im Bereich zwischen Knappenberg und Heft wird die Plankogelserie in "normaler" Lagerung von der Kräupingserie bedeckt. Beide Einheiten sind als tektonisch selbständig anzusehen, wobei die Kräupingserie immer als höhere Einheit auftritt. Im Gebiet von Knappenberg und Hüttenberg liegt diese Abfolge invertiert (Abbildung C5/2) vor. Der Grund ist eine große, im km-Maßstab auftretende B_4 -Faltenstruktur mit starker NE-Vergenz. Im Kurzschenkel dieser Falte, in dem der erste Aufschlußpunkt liegt, sind die überkippten Gesteinspakete – vor allem die Gesteine der Plankogelserie – als dünne Lamellen im 10er Meter-Bereich aufgeschoben. Hierdurch kommt es zu einer mehrfachen Wiederholung von typischen Plankogelglimmerschiefern, dunklen und karbonatischen Glimmerschiefern.

Plankogelglimmerschiefer sind wenige Meter weiter am und unterhalb des Weges anstehend. Kurz vor dem tiefen Taleinschnitt liegt die Grenze zu den hellen Glimmerschiefern der Kräupingserie. Im Bachbett sind diese Gesteine unterhalb des Weges aufgeschlossen.

Jenseits der Brücke durchquert man ein ausgedehntes Rutschungsgebiet, aus dem nur wenige kleinere Felsen herausragen. Bei Punkt 2 stehen in einem kleinen Vorkommen helle, silbrig glänzende Muskovit-Glimmerschiefer an, die kleine Granate führen. Sie bilden das wenig spektakuläre Hüllgestein der Kräupingserie, in dem neben den Ampiboliten nur einzelne Quarzite erwähnenswert erscheinen. Die Amphi-

**Punkt C5:
Erzbahntrasse**



Aufnahme: FETKÖTTER / APPOLD

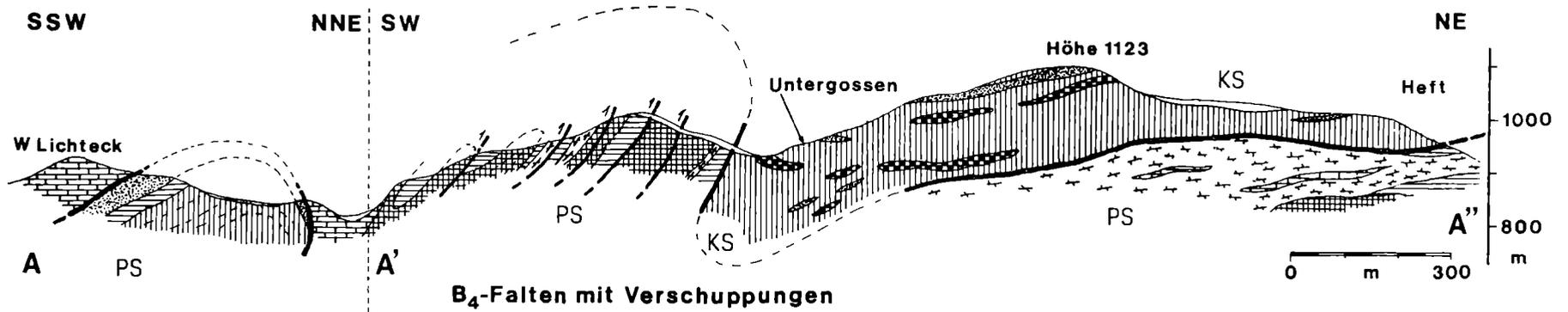
	Plankogel-Glimmersch.		Quarzit
	Glimmerschiefer dunkel		Amphibolit
	— " — hell		Hangschutt/Rutschmassen
	Marmor		Störung
	Marmor		Überschiebung

bolite stehen nur knapp 50 m weiter an. Sie bilden die Steilwand, in der der Weg verläuft.

Die Amphibolite der Kräupingserie haben alkalibasaltischen Charakter (SCHMEROLD 1988, mündliche Mitteilung). Petrographisch besitzen sie eine große Spannweite, die von dichten harten Epidot-Amphiboliten über Typen mit sehr großen Amphibolkristallen (mehrere cm) in feiner Grundmasse bis zu Amphibol-führenden Biotit-Plagioklas-Schiefern reicht.

Die Amphibolite sind eng, z.T. isoklinal verfaltet, wobei NE-Vergenz analog zu den Großfalten auftritt. B₃- und B₄-Falten haben in diesem Bereich nahezu gleiche Achsenlagen.

Bei der Rückfahrt über Knappenberg erfolgt in der letzten Kehre vor dem Ort ein kurzer Stop in den Plankogelglimmerschiefern (Punkt 3). Sie sind in diesem Bereich überwiegend stark quarzitisches ausgebildet, so daß Staurolith fehlt. Die Plankogel-



B₄-Falten mit Verschuppungen

- | | | | | | |
|---|-------------------------------|---|---|---------------------|--------------------|
|  | Glimmerschiefer Typ Plankogel |  | Glimmerschiefer hell | PS = Plankogelserie | |
|  | " | dunkel |  | Quarzit | KS = Kräupingserie |
|  | " | karbonatisch |  | Amphibolit | |
|  | Marmor | |  | Störung | |
| | | |  | Überschiebung | |

Punkt C5/2

glimmerschiefer sind bei genauer Betrachtung sehr heterogen zusammengesetzt. Neben primären Unterschieden wie Quarzgehalt, Graphitanteil oder Granatführung (große oder kleine; fehlender Granat) sind auch sekundäre Merkmale wie Ersatz des Staurolithes durch Serizit oder Chloritoid festzustellen. Typisch sind aber das flaserige Gefüge und der nahezu phyllitisch anmutende Habitus, hervorgerufen durch die geringen Korngrößen der Muskovite.

C6 Aufschlüsse unterhalb des Gehöftes Gehöft Geier (APPOLD)

Von der Görtschitztal-Bundesstraße biegt man bei Raffelsdorf in den Güterweg zum Gehöft Geier ein. Nach ca. 500 m zweigt in einer Kehre ein alter Forstweg ab, dem man ca. 100 m folgt. Der Aufschluß befindet sich auf einer schmalen Kristallinscholle, die zwischen zwei Ästen der Görtschitztalstörung liegt. Im Westen schließt sich direkt die Oberkreide an, die man beim Anmarsch passiert.

Die Kristallinscholle wird im wesentlichen von phyllitischen Biotit-Plagioklas-Glimmerschiefern aufgebaut (Abbildung C6), die von uns als Gesteine der Schuppenzone eingestuft werden. Im Westen werden sie von Phylliten der oberostalpinen Murauer Decke (Gurktaler Deckensystem) überlagert. Die Deckengrenze wird von Mylonit-Quarziten markiert. Diese enthalten lagenweise deutlich W-vergente Kleinfalten, mit zugeordneter Schieferung (B_4 -Falten?), die die mylonitische Foliation überprägen (vgl. Punkt C4).

Raum für Notizen

Exkursion D

Montandenkmäler im Gebiet von Hüttenberg

Die auf über 2000 Jahre Tradition zurückblickende Nutzung der einst schier unerschöpflich erscheinenden Erzlager des Hüttenberger Erzberges hat uns in diesem Gebiet nicht nur zahlreiche bergmännische Spuren in Gestalt von Stollen, Pingen und Halden zurückgelassen, sondern auch eine Fülle montanhistorisch bedeutsamer technischer und sonstiger Denkmäler aller Art, die in engstem Zusammenhang mit dem Bergbau und der Verhüttung der Erze stehen.

Im einzelnen handelt es sich um Kirchen und Kapellen, Berggerichtsgebäude, Gewerkeansitze, Berg- und Grubenhäuser, Bergämter, Spitalshäuser, Einzelwohnhäuser der Knappen und geschlossene Knappensiedlungen, Bremsenhäuser, Bremsberge und Rollbahnen der obertägigen Förderanlagen, Pulvertürme, Erzmagazine, Floßöfen bzw. Floßofenanlagen und noch manch anderes Gebäude, die in ihrer Gesamtheit, in ihrem gehäuften Auftreten rings um und auf dem Erzberg einen einmaligen, unverwechselbaren Eindruck machen. Vieles ist zwar in der Vergangenheit schon zer- und verfallen oder mutwillig demoliert worden, aber noch immer ist eine Fülle verschiedenartiger Anlagen in unterschiedlichem Erhaltungszustand vorhanden, die insgesamt ganz Hüttenberg zu einem montangeschichtlichen Freilichtmuseum, einem technischen Denkmal von hoher kultureller Bedeutung machen.

Prunkstück und Schwerpunkt ist die überwiegend in den Fünfziger-Jahren des 19. Jahrhunderts entstandene Floßofenanlage in Heft, die – aus einem neuen Kulturverständnis heraus – ab 1983 mit großem Aufwand restauriert wurde.

Weitere besonders lohnenswerte und unbedingt zu besichtigende Montandenkmäler sind der aus der 2. Hälfte des 18. Jahrhunderts stammende Fuchsfloßofen im Mosinzgraben, Röstanlage und Erzquetsche des ehemaligen Eisenwerkes Lölling (errichtet 1845–48), verschiedene Förderanlagen im Gebiet Hüttenberg – Knappenberg, die Pfarrkirche in Hüttenberg, die 1921–23 errichtete Siedlung in Knappenberg sowie das Schaubergwerk in Knappenberg, das in einem kleinen Teil der ehemaligen Grube im Horizont des Knappenberger Erbstollens eingerichtet wurde.

Mehrere seit 1981 erschienene Veröffentlichungen erschließen Hüttenberg und seine Montandenkmäler der Fachwelt ebenso wie allen übrigen Besuchern (zuletzt: F. Učík: Hüttenberg – ein Denkmal der Technikgeschichte. – Die Brücke, 14. Jg., H. 2, 9–16, Klagenfurt 1988).

Raum für Notizen

Nachtrag

Geologie der Schiefergneisgruppe des ÖK-Blattes 186 St. Veit/Glan

Von N. WEISSENBACH

Mit 1 Abbildung

1. Abgrenzung

Der östliche Teil des Blattes St. Veit a. d. Glan überdeckt einen maximal 4 km breiten und etwa 22 km langen Streifen des Areals der Schiefergneisgruppe am Westrand des Saualpenblockes und nördlich anschließender Gebiete. Die Westgrenze des Kristallins bilden dabei die jungen, steilstehenden N-S Störungen der Görtschitztallinie.

Das östlich der Görtschitztallinie gelegene Hochkristallin selbst ist von weiteren Störungssystemen durchzogen, und zwar derart, daß ein nordabstaffelndes etwa nordöstlich streichendes Störungssystem im Norden (Gebiet Kirchberg-Lölling) über N-S Störungen (Gebiet Kirchberg-Grünburg) in ein südabstaffelndes etwa südöstlich streichendes Störungssystem im Süden (SE Grünburg und östlich Eberstein) übergeht. Dadurch wird in der Mitte des Kristallinstreifens ein Segment ausgeschnitten, welches gleichzeitig den Westteil des am stärksten herausgehobenen Blockes mit dem Zentralteil der östlich anschließenden Saualpe bildet. Bemerkenswert ist, daß die Begrenzungsstörungen an der Westseite dieses Blockes nicht mit der Görtschitztallinie zusammenfallen sondern von dieser durch Zwischenschollen getrennt sind.

Durch das Zusammenspiel der Großstörungen verschiedener Richtungen und deren kleineren Begleitstörungen ist das ganze Areal der Schiefergneisgruppe also stark gestört und in Großblöcke, Kleinschollen und Streifen zerlegt.

Alle auf der Karte verzeichneten Störungen sind durch Lettenzonen nachgewiesen und in der Morphologie des Geländes verfolgbar. Dabei darf man davon ausgehen, daß die generell schlechten Aufschlußverhältnisse sicherlich nur den kleineren Teil der vorhandenen Bruchstörungen zu lokalisieren gestatten. Andererseits läßt es sich nicht nachweisen, daß die junge Bruchtektonik, abgesehen vom unmittelbaren Störungsbereich mit Steilstellungen und Rotation, die Lagerung innerhalb der Schollen der Schiefergneisgruppe merklich beeinflußt hat, so daß außerhalb der Störungszonen von durchaus ungestörten Verbandsverhältnissen ausgegangen werden kann.

2. Gesteinsinhalt der Schiefergneisgruppe

Mehr als 3/4 des Gesteinsinhalts der Schiefergneisgruppe bestehen aus Abkömmlingen tonig-sandig-arkosischer Sedimente, der Rest setzt sich aus Metamorphiten von karbonatischen Sedimenten und basischen Magmatiten nebst deren Klastiten zusammen.

Die Metamorphite der tonig-sandig-arkosischen Sedimente treten in Form von Disthenflasergneisen und Schiefergneisen auf. Diese beiden Gesteinsarten sind im Handstück und im Mikrogefüge völlig verschieden, in Chemismus, Mineralbestand und in der Konfiguration der Makrogefüge im Meterbereich jedoch weitgehend gleich.

Die Schiefergneise sind vergleichsweise grobkörnige, jedoch gleichkörnige Gesteine (Kornzahl $n \times 10^3/\text{cm}^3$) mit einem granoblastischen, bezüglich aller Komponenten offenen Gefüge. Auffälligstes Merkmal sind die großen, schlecht bis ungerichteten Glimmerplättchen. Trotz sichtlich nur loser Orientierung der den Gesteinshabitus bestimmenden Glimmer ist in der Regel ein ebener Hauptbruch entwickelt der der metamorphen Bänderung, sofern vorhanden, und den Restinhomogenitäten in Verteilung und Orientierung der Minerale im Gefüge parallel läuft.

Die Disthenflasergneise sind sehr feinkörnige Gesteine (Kornzahl $n \times 10^6/\text{cm}^3$) mit blastomylonitischem Gefüge. Aus der fast dicht wirkenden Grundmasse heben sich dabei rundliche Feldspäte ab. Eine ebenflächige Bänderung bis hin zur Feinlagigkeit ist häufig vorhanden, der der Hauptbruch der Gesteine folgt. Die namensgebenden Disthenflaser sind makroskopisch als wenige mm bis cm große graue Disken meist auf angewitterten Bruchflächen erkennbar. Gelegentlich finden sich auch noch idiomorphe Paramorphosen von Disthen nach Andalusit.

Die Unterscheidung Schiefergneis-Disthenflasergneis entspringt nicht etwa mikroskopischen Untersuchungen sondern beruht grundsätzlich auf den im Gelände augenfälligen Merkmalen, ist also kartierbar. Da es zwischen beiden Gesteinsgruppen jedoch Übergänge gibt, soll nicht verschwiegen werden, daß dann bei weniger auffälligen Merkmalen, die aber gerade zur Ansprache der auszukartierenden Gesteinstypen wesentlich sind, ein gewisses Einsehen aufgrund von Mikroskopierergebnissen nötig aber, auch möglich ist.

Solange Disthenflaser als geschlossene Aggregate bei gleichzeitigem Vorhandensein von Resten des blastomylonitischen Gefüges vorliegen wird das Gestein als Disthenflasergneis angesprochen. Wenn nur noch Reste von Disthenflaser als zeilenförmiges Interngefüge in darübergroßen Glimmern vorhanden sind, bei gleichzeitig granoblastischem Gesamtgefüge, wird das Gestein als Schiefergneis angesprochen.

Die Hangengrenze der einzelnen Disthenflasergneishorizonte ist in der Regel scharf, während zum Liegenden hin sich eine Wechsellagerung zwischen Schiefergneisen und Disthenflasergneisen mit zunehmenden Anteil an Schiefergneisen und allmählichen Verschwinden der Disthenflasergneise einstellt.

Generell nimmt die Menge an Übergangstypen von Disthenflasergneisen zu Schiefergneisen mit der Teufe zu was auf einer zunehmenden Verglimmerung der Disthenflasergneise aufgrund zunehmender Rekristallisation und Korngröße, vor allem der Hellglimmer, beruht. Auch innerhalb der Schiefergneisfolgen werden die Disthenflasergneiseinlagerungen darin zur Teufe hin immer unbedeutender und unter Angleichung an ihre Umgebung immer schiefergneisähnlicher.

Das typische Übergangsgestein ist ein feinkörniger Schiefergneis durchsetzt mit auffälligen Großblasten von ungerichteten Querbiotiten.

Eine Auskartierung von Übergangstypen zwischen Disthenflasergneisen und Schiefergneisen ist wegen der unsicheren Abtrennung gegen die Haupttypen und aufgrund der Beobachtung, daß sich stets Schiefergneise aus Disthenflasergneisen aber nicht Disthenflasergneise aus Schiefergneisen entwickeln bisher nicht vorgenommen worden.

Im obersten Teil der Schiefergneisgruppe finden sich ferner Gesteine, die in Mineralbestand und Gefüge einen Übergang von Glimmerschiefern zu Disthenflasergneisen darstellen. Diese enthalten die typischen Disthenflaser als geschlossene Disthenaggregate in einem blastomylonitischen Grundgefüge in dem jedoch reichlich Hellglimmer geschlossene Streifen und Lagen bilden, wohingegen Feldspäte nur sehr untergeordnet auftreten. Die Herleitung der Disthenflaser ist dabei aus Stauolith gelegentlich nachweisbar. Diese Gesteine werden als Disthenflaser-glimmerschiefer bezeichnet. Im Handstück und unter dem Mikroskop sind gewisse Spielarten der Disthenflaser-gneise und der Disthenflaser-glimmerschiefer in Mineralbestand und Gefüge einander gleich.

Zu den Metamorphiten der übrigen Ausgangsgesteine auf die in diesem Rahmen nicht weiter eingegangen werden soll seien lediglich einige Anmerkungen bezüglich wesentlicher Tendenzen gemacht.

Die Metamorphite von karbonatischen Sedimenten treten in Form von verschiedenen Kalksilikatgesteinen und Marmoren in bestimmten Horizonten gehäuft auf. Dabei zeigt sich, daß die gleichen Tendenzen in der Ausbildung der Gefüge bestehen wie im jeweils umgebenden Gestein - grobkörnige karbonatische Kalksilikatschiefer-gneise bis grobkörnige Marmore in Schiefergneisumgebung, feinkörnige Kalksilikatfelse in Disthenflaser-gneisumgebung.

Die Metamorphite basische Magmatite liegen innerhalb der Schiefergneisgruppe überwiegend als Eklogite vor, die mehr oder weniger stark in Amphibolite umgewandelt sind. Zur Teufe nimmt die Amphibolitisierung generell zu. Im obersten Disthenflaser-gneishorizont östlich Eberstein treten Primäramphibolite, Übergangsgesteine von Amphiboliten zu Eklogiten neben umgewandelten Eklogiten auf. Im Nordostteil des Kartenblattes liegt im Grenzbereich zur Glimmerschiefergruppe ein Primäramphibolit der noch keine Eklogitbildung zeigt.

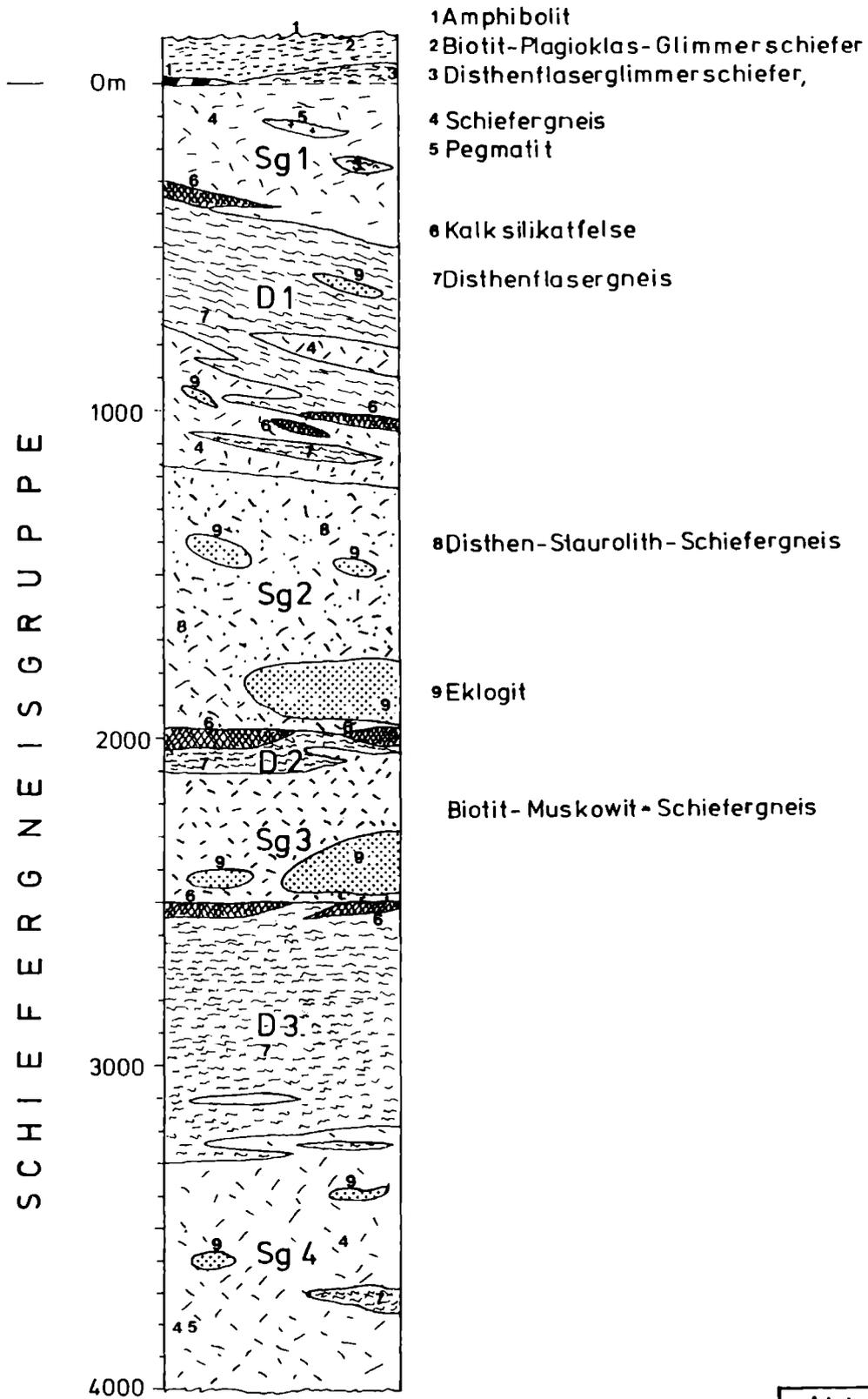
Pegmatite sind in der gesamten Schiefergneisgruppe verbreitet, jedoch lokal und vor allem in der Nähe von kalksilikatischen und karbonatischen Gesteinen ange-reichert. Die Hauptmenge der Pegmatite bildet unterschiedlich große Kleinst-intrusionen von mm bis m Dimension in Form von schichtparallelen Lagen und ptygmatischen Falten deren Achsen dem B der umgebenden Gesteine parallel liegen. Diese Pegmatite weisen dieselben Formungs- und Kristallisationsmerkmale auf wie ihre Umgebung. Pegmatite in Disthenflaser-gneisen entwickeln sich nicht selten diffus aus Anreicherungen und Kornvergrößerungen von Feldspatblasten anscheinend aus dem umgebenden Gestein. Auch sie zeigen denselben qualitativen Mineralbestand und die gleiche Formung wie das Muttergestein.

Neben diesen eingeformten Pegmatiten findet man vereinzelt meist wenig cm breite Querpegmatite, die sowohl in Schiefergneisen als auch in Disthenflaser-gneisen glattbegrenzte Zerrfugen ausfüllen.

3. Lithostratigraphie der Schiefergneisgruppe auf Blatt St. Veit

Anhand der blockweisen Korrelation der Grenzen zwischen eindeutig identifizierbaren lithologischen Einheiten innerhalb der in den einzelnen Blöcken jeweils angetroffenen Gesteinsfolge läßt sich die komplette lithostratigraphische Abfolge des auf Blatt St. Veit zu Tage tretenden Teils der Schiefergneisgruppe zu untenstehendem Normalprofil zusammenfassen (Abb. 1). Bezogen auf die Linie Mirnig - St. Oswald - Kirchberg - Lölling - Heft - St. Martiner Hütte umfaßt es einen etwa 4 km mächtigen Gesteinsstapel und damit einen wesentlichen Teil der Schiefergneisgruppe des östlich anschließenden Saualpenkristallins ohne jedoch deren Tiefstes zu erreichen.

Vereinfachtes lithostratigraphisches Normalprofil
 der Schiefergneisgruppe auf Blatt St Veit a.d. Glan



J. 11. 87

Abb.: 1

Die verschiedenen, anhand der Geländebefunde unterscheidbaren Einzelabschnitte der oben kurz umrissenen Gesteinsgruppen sind, von oben nach unten gesehen, daran wie folgt beteiligt.

Schiefergneis (Sg 1)

Der oberste Schiefergneis, der früher auch als Injizierter Glimmerschiefer bezeichnet wurde, ist nur im äußersten Norden und im Süden aufgeschlossen, Seine Mächtigkeit beträgt sowohl im Bereich St. Johann - Zosen - Heft etwa 300 m, im Süden im Bereich St. Oswald - Mirnig 400 - 600 m. Die sogenannten injizierten Glimmerschiefer treten darin nur in kleinen Arealen auf und stehen den Disthenfaserglimmerschiefern nahe. Die Schiefergneise selbst sind generell reich an Hellglimmer und verhältnismäßig feldspatarm. Im Einzelstück lassen sie sich nicht von Schiefergneistypen wie sie in allen anderen Profilabschnitten vorkommen können unterscheiden. Sie sind daher nur im Verband und durch ihre Begrenzung im Hangenden durch feinkörnige Plagioklas-Biotitglimmerschiefer und durch die obersten Disthenflasergneise im Liegenden faßbar. Bezüglich der Einschaltungen sind hauptsächlich die Injektionen von Pegmatiten zu erwähnen, die besonders im oberen Bereich gehäuft auftreten.

Karbonatische Einlagerungen sind selten. Im untersten Teil bilden diese jedoch lokal einen geschlossenen Horizont an der Grenze zu den darunterfolgenden Disthenflasergneis. Dabei ist es häufig nicht klar, ob diese, meist als Kalksilikatgesteine verschiedenster Zusammensetzung ausgebildeten kalziumreichen Abschnitte dem Schiefergneis- oder schon dem Disthenflasergneisabschnitt zugezgerechnet werden sollen.

Oberer Disthenflasergneis (D 1)

Das Verbreitungsgebiet ist geteilt. Im nördlichen Teil (Gebiet Heft-St. Johann) wird eine Mächtigkeit von etwa 300 m, im südlichen Teil (St. Oswald) von etwa 600 m erreicht. Die besten Aufschlüsse finden sich zwischen Heft und Zosen. Die Gesteine sind sehr typisch ausgebildet mit lagigem mattblauvioletten Grundgefüge und rundlichen hellen Feldspatblasten. Die namensgebenden Disthenflaser sind meist klein und nur in Pegmatitanreicherungen gelegentlich als Paramorphosen von Disthen nach Andalusitkristallen erkennbar.

Die Obergrenze zum Schiefergneis Sg 1 ist sehr deutlich. Im unteren Teil besteht jedoch eine Wechsellagerung mit Schiefergneisen unter Auskeilen der einen oder der anderen Gesteinsart. Gleichzeitig treten im untersten Teil wiederum reichlich verschiedene Typen von Kalksilikatgesteinen und damit vergesellschafteten Marmoren und Pegmatiten auf.

Übergangszone

Aus der Wechsellagerung zwischen Schiefergneisen und Disthenflasergneisen im untersten Teil des geschlossenen Oberen Disthenflasergneises entwickelt sich zum Liegenden hin eine Zone von etwa 200 m Mächtigkeit in der Schiefergneistypen ähnlich denen des Schiefergneises 1 überwiegen und mit verglimmerten Disthenflasergneisen, Eklogiten, Pegmatiten und Kalksilikatgesteinen in untergeordneter Menge gemischt sind. Ob diese Zone im Norden mächtiger ist (Gebiet Heft) oder weitere nach untenfolgende Profilabschnitte vertritt ist aufgrund der natürlichen Begrenzung der Verbreitung durch den Erosionsanschnitt nicht erkennbar.

Disthen-Staurolith-Schiefergneis (Sg 2)

Unter der Übergangszone liegt ein etwa 800 m mächtiges Paket von grobglimmerigen, eintönigen Schiefergneisen auf deren ausgewitterten Schichtflächen idio-

morphe Staurolith und Disthen Einzelkriställchen und erbsengroße, abgerundete Granatkörner verstreut sind, wodurch ein sehr typisches Aussehen und eine eindeutige Ansprache gegeben ist. Innerhalb dieses Abschnittes liegen große Eklogitkörper wie z. B. im Grünburger Graben. Das Verbreitungsgebiet von Eklogiten östlich Kirchberg besteht dagegen im wesentlichen aus Hangrutschmassen.

Mittlerer Disthenflasergneis (D 2)

Im Liegenden des geschlossenen Paketes der Disthen-Staurolith-Schiefergneise finden sich teils als geschlossener Horizont, teils in Form von Einzellinsen bis 100 m mächtige Disthenflasergneise. Die Gesteinsvarietäten sind teilweise sehr typisch und dem oberen Disthenflasergneis gleich, teilweise aber auch sehr stark verglimmert, mit vielfältigen Übergängen zu Schiefergneisen, so daß eine Abtrennung dann nur sehr ungenau erfolgen kann. Insgesamt bildet dieser Horizont einen wichtigen Bezugsabschnitt und eine Trennlinie zwischen zwei typischen Schiefergneispaketeten zur Auflösung der Bruchtektonik.

Biotit-Muskowit-Schiefergneis (Sg 3)

Dieser Schiefergneis ist besonders gleichkörnig und feldspatreich. Anhand des hohen Biotitanteils der häufig den des Muskowits überwiegt und seiner ebenplattigen Ausbildung ist dieses Gestein im Gelände eindeutig ansprechbar. Als Einlagerung finden sich darin ebenfalls große Eklogitkörper sowie sehr verbreitet kleinere Marmore, zum Teil mit Pegmatiten. Die Zone ist etwa 400 m mächtig.

Unterer Disthenflasergneis (D 3)

Unter dem Abschnitt der sehr charakteristischen Biotit-Muskowit-Schiefergneise folgt mit relativ scharfer Grenze erneut ein Paket von Disthenflasergneisen. Dieses bildet einen teils geschlossenen, teils mit Schiefergneiseinlagerungen gemischten Abschnitt von etwa 800 m Mächtigkeit. Die Disthenflasergneise dieses Horizontes sind in der Regel stark verglimmert und unterscheiden sich dadurch von denen der höheren Horizonte, vor allem von den Typen des Oberen Disthenflasergneises. Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen die zum Teil geschlossene Horizonte bilden finden sich vor allem im obersten Teil und markieren dann besonders die Grenze zum darüberliegenden Biotit-Muskowit-Schiefergneis und den damit vergesellschafteten Eklogitkörpern.

Unterer Schiefergneis (Sg 4)

Im Liegenden des geschlossenen oder wenigstens weitgehend einheitlichen Paketes der Disthenflasergneisfolge D 3 ist erneut eine geschlossene Schiefergneisfolge entwickelt. Die Schiefergneise darin sind abgesehen von einer lokalen auffälligen Grobkörnigkeit, ohne besondere Merkmale. Zwischengeschaltet liegen einzelne, teilweise mächtige Körper von glimmerigen Disthenflasergneisen. Ebenfalls finden sich darin kleinere, besonders stark umgewandelte Eklogitkörper. Das Liegende dieser Folge welches weiter östlich durch die geschlossene Marmorplatte des Gebietes Stelzing gekennzeichnet ist wird im Bereich des Blattes St. Veit nicht mehr erreicht.

4. Abgrenzung Schiefergneisgruppe - Glimmerschiefergruppe

Ein ungestörter, oder wenigstens nur gering gestörter Verband zwischen Schiefergneisgruppe im Liegenden und Glimmerschiefergruppe im Hangenden findet sich in drei Gebieten.

Im Gebiet Mirnig-St. Oswald östlich Eberstein bilden muskowitzreiche Schiefergneise unter Ausbildung von Übergangsschichten mit den Merkmalen beider Gesteine und konformer Lagerung das unmittelbare Liegende von Disthenflaser-glimmerschiefern des tiefsten Teils der Glimmerschiefergruppe.

Im Gebiet Heft und Löllinger Erzberg gehen Biotit-Plagioklasglimmerschiefer, die das typische Begleitgestein des Löllinger Marmors in dessen Liegenden bilden und noch zur Glimmerschiefergruppe gestellt werden müssen in muskowitzreiche Schiefergneise des Hochkristallins über.

Im Gebiet nördlich Zosen-St. Johann am Pressen, in der äußersten NE-Ecke des Blattes, werden grobkörnige, muskowitzreiche Schiefergneise von Biotit-Plagioklasschiefern und Disthen-Staurolithglimmerschiefern und Granat-Staurolithglimmerschiefern überlagert.

In allen drei Gebieten sind Übergangsgesteine in Form von Disthenflaser-glimmerschiefern entwickelt, die anscheinend aus solchen Granat-Staurolithglimmerschiefern entstanden sind, wie sie auch in der darüberliegenden Glimmerschiefergruppe, in der Plankogelserie vorkommen. Gleiche oder zumindest denen des Grenzbereiches sehr ähnliche Disthenflaser-glimmerschiefer treten auch als Einlagerungen und mit Übergängen im ungestörten Schichtverband innerhalb der obersten Schiefergneisgruppe auf.

Es besteht also zumindest in dem hier besprochenen Raum kein Hinweis auf einen grundsätzlichen Hiatus zwischen Schiefergneis- und Glimmerschiefergruppe. Zum Zwecke der Kartendarstellung wird die Grenze an die Oberkante der obersten Schiefergneise gelegt.

5. Lagerung der Schiefergneisgruppe auf Blatt St. Veit

Analyse und Interpretation des Großbaues der Schiefergneisgruppe beruhen auf den Messungen des jeweiligen Hauptbruchs in den Gesteinen der Einzelaufschlüsse als Bezugs-s-Fläche (sH). Der Hauptbruch entspricht der jüngsten Vergneisungsfläche die gleichzeitig der metamorphen Bänderung und den stofflichen Grenzen parallel verläuft. Diese Fläche ist in allen Gesteinstypen wenn auch in unterschiedlicher Ausbildung vorhanden. Das lokal gemessene sH ergibt die generelle Lagerung der lithostratigraphischen Einheiten. In der Übereinstimmung von Kartierung und Konstruktion findet sich dies immer wieder bestätigt. Interne lokale Verformungsbilder, die älter als die Hauptvergneisung und damit als das sH sind, innerhalb einzelner lithografischer Abschnitte werden dabei nicht berücksichtigt, zumal sich diese nicht im Großbau abbilden.

Die Groseinheiten, bezogen auf ihre Mächtigkeit von beispielsweise 500 m und ihre Verbreitung im hier besprochenen Streifen auf 20 km Länge, ergeben ein Schichtgebäude das aus relativ dünnen Einheiten in sH parallel übereinander gestapelt ist. Das ehemals flachliegende sH und der dazugehörige Schichtstapel sind zu einem weitgespannten, flachen Kuppelbau in der Größenordnung von einigen Kilometern umgeformt. Der Kuppelbau wird von einem ebenfalls überwiegend flach-welligen Faltenbau gleicher Achsenlage in der Größenordnung von einigen 100 m modifiziert. Internfalten, ebenfalls gleicher Achsenlage, im Meterbereich zeigen häufig NE-Vergenz.

Das Generalstreichen der Faltenachsen und der sH-Flächen ist WNW-ESE. Die allgemeine Achsenlage ist, flach oder schwach gegen NW geneigt, abgesehen vom Einwirkungsbereich der Görttschitztallinie, an der ein stärkeres Abtauchen bis zur Steilstellung verbreitet ist. Das mittlere Einfallen der sH-Flächen auf den Faltenflanken liegt abgesehen von lokalen Einfaltungen um ein Maximum von 30 Grad.

Der Großkuppelbau zeigt sich eindeutig in der überwiegenden Einfallrichtung des sH. Von S nach N gesehen herrscht von der Breite östlich Eberstein bis etwa östlich Wieting SW-einfallen. Dadurch gelangt man von Mirnig, im äußersten S, nordwärts wandernd in immer tiefere der lithostatigraphischen Einheit. In Oberwietingberg werden dabei als Tiefstes der oberste Teil der Disthenflasergneisfolge D3, und östlich davon, jenseits des Grünburger Verwurfs, in den tiefsten der überhaupt vorhandenen Aufschlüsse, die Schiefergneise der Folge Sg4 erreicht. Das nach N anschließende Synklinorium östlich Kirchberg wird von dem oben erwähnten NE-Sprüngen des Löllinger Verwurfsystems abgeschnitten, nordwärts davon herrscht wieder SW-Einfallen. Das Zentrum des sich daran nordwärts anschließenden Gewölbes liegt im Mosinzgraben bei Heft. Nördlich davon herrscht bis zum Nordostrand des Blattes generell NE-Einfallen. Dabei ist der Schichtstapel vom Niveau der Übergangszone oder evtl. der obersten Teile des Sg2 bis an die Grenze zur Glimmerschiefergruppe aufgeschlossen. Insgesamt werden also die oberen Abschnitte der lithographischen Abfolge zweimal, nämlich im N und im S durchlaufen, während die tiefsten Teile nur im Zentrum des südlichen Großgewölbes, das gleichzeitig dem Saualpenblock entspricht, aufgeschlossen sind.

6. Bemerkungen zur Metamorphose

Der hier besprochene Streifen des Hochkristallins kann bezüglich der Metamorphose, bzw. der Metamorphosen, nicht von dem übrigen Teil des Saualpenkristallins getrennt gesehen werden. Der merkwürdigste Problemkreis des gesamten Hochkristallins dürfte dabei das Miteinander in mehrfacher Wiederholung der zwei in der Kristallisationsgeschichte so unterschiedlicher Gesteine, der Schiefergneise einerseits und der Disthenflasergneise andererseits sein.

Die Disthenflasergneise und die mit Ihnen vergesellschafteten Gesteine anderer chemischer Zusammensetzung weisen in Mineralbestand und Gefüge auf den Zustand während einer thermisch betonten Metamorphose hin. Dazu gehören die Paramorphosen von Disthen nach Andalusit, Orthoklas, Bytownit und Augit. Besonders diese Minerale zeigen eine extreme Längung im s. Die Schiefergneise sind hingegen mit ihrer typischen Mineralparagenese Disthen-Plagioklas-Muskowit vollkommen postdeformativ kristallisiert. Demnach sind die Disthenflasergneise die relativ älteren, die Schiefergneise die relativ jüngeren Gesteine wenn man sich auf die prägende Hauptdeformation bezieht. Dies wird auch dadurch deutlich, daß in dem am besten postdeformativ durchkristallisierten Schiefergneistyp, den Disthen-Stauroolith-Schiefergneisen des Sg2, die postdeformative Kristallisation bis hin zur Chloritbildung weiterläuft, während in den Disthenflasergneisen Vergleichbares völlig fehlt.

Die Produkte des Maximums der thermischen Metamorphose, die Pegmatite, sind in beiden Gesteinsgruppen vergneist und gemäß dem Gesamtkristallisationszustand des jeweils umgebenden Gesteins eingeformt. Die Ausbildung und Angleichung der Schiefergneise und Disthenflasergneise müssen also nach der Pegmatitkristallisation, aber vor einer letzten postkinematischen pegmatitischen Phase erfolgt sein, da in beiden unvergneiste Querpegmatite vorkommen, die die Grenze zwischen beiden Gesteinen durchschlagen.

Die Hochdruckmetamorphose mit der Eklogitbildung in den Abkömmlingen basischer Magmatite ist ebenfalls zwischen der älteren, prätektonischen Pegmatitbildung und der posttektonischen Pegmatitbildung mit den Querpegmatiten abgelaufen.

Worauf die Unterschiede zwischen den Hauptgesteinsgruppen, Disthenflasergneisen und Schiefergneisen, primär beruhen muß derzeit als ungeklärt angesehen werden. Es können allerdings verschiedene Modelle angeboten werden. Das eine geht davon aus, daß eine unterschiedlich starke Durchbewegung eine unterschiedlich starke Rekristallisation zur Folge gehabt hat. Dabei könnten also weniger

stark durchbewegte Teile, die wir in den Disthenflasergneisen sehen, durchaus als Restkörper in Schiefergneisumgebung gedeutet werden, wobei die Schiefergneise das ehemals stärker durchbewegte und deshalb stärker rekristallisierte Gestein darstellen. Das gleiche Verteilungsbild könnte allerdings auch einfach auf die unterschiedliche Verteilung und Migration von Fluiden gedeutet werden. Eine grundsätzliche tektonische Trennung von Disthenflasergneisen und Schiefergneisen kann anhand der bisherigen Befunde nicht festgestellt werden.

Der letzte Akt der Polymetamorphose ist aufgrund der Bildung von Querpegmatiten mit Andalusiten als Ausdruck einer postkinematischen Thermometamorphose aufzufassen.

Raum für Notizen

Teilnehmerliste

AISTLEITNER, Eyjolf, Mag.	Kapellnerweg 37/1 A-6808 Feldkirch
APPOLD, Thomas, Dipl.Geol.	Geol.Paläont.Inst. Univ. Münster Corrensstr. 24 D-4400 Münster
AUGUSTIN-GYURITS, Katalin, Dr.	BVFA-Arsenal, GTI Faradaygasse 3 A-1030 Wien
BAK, Richard, Dr.	Amt d. Kärntner Landesreg. Jesernigstr. 3 A-9021 Klagenfurt
BAUER, Franz, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskyg. 23 A-1031 Wien
BECK-MANNAGETTA, Peter, HR Dr.	Kornhäuslerstr. 11 A-2500 Baden
BERNHARDT, Barnabas	MAFI Nepstadion ut. 14 H-1143 Budapest
BOROVICZENY, Franz, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskyg. 23 A-1031 Wien
BRIX, Friedrich, Prof. Dr.	Donhartgasse 98 A-1140 Wien
BRIX, Hildegard	Donhartgasse 98 A-1140 Wien
BUCHALLA, Ingrid	Dennerstraße 11B D-2000 Hamburg 60
BULLA, Andreas	Nelkenweg 2 D-8450 Amberg
CLAR, Eberhard, Prof.Dr.	Wilh.-Exnerg. 15/26 A-1090 Wien
DOBMEIER, Christoph	Nelkenweg 2 D-8450 Amberg
EGGER, Anton, Dr.	Donaustraße 101/4 A-2344 Maria Enzersdorf
EGGER, Ilse	Donaustraße 101/4 A-2344 Maria Enzersdorf
EGGER, Hans, Dr.	Lindenweg 1 A-5061 Elsbethen
EISENHUT, Max, Dr.	Präbichweg 18 A-8301 Laßnitzhöhe
EL-CHAIR, Mehimed	University of Sabha Libyen
ELSNER, Regina, Dipl.Geol.	Senckenberganlage 32 D-6000 Frankfurt/Main 1

EPPENSTEINER, Walter, Doz. Dr.	Inst.f.Grundbau,Geol.u. Felsbau, TU Wien Karlsplatz 13 A-1040 Wien
EYNER, Christof, Prof. Dr.	Friedlgasse 60 A-1190 Wien
FARNBACHER, Kerstin	Nelkenweg 2 D-8450 Amberg
FEHLEISEN, Friedrich, Dr.	Geol.Bundesanst. Raumofskygasse 23 A-1031 Wien
FRISCH, Wolfgang, Prof.Dr.	Inst.f.Geologie Sigwartstraße 10 D-7400 Tübingen
GABLER, Anita	Geol.Bundesanstalt Raumofskyg. 23 1031 Wien
GAMERITH, Walter, Dr.	Katzianergasse 9 A-8010 Graz
GOSEN, Werner. v., Dr.	Geol. Inst. Schloßgarten 5 D-8520 Erlangen
GRAAFF, Leo W.S. de	Fys. Geograf.Bodenk.Lab. Univ. Amsterdam Dapperstraat 115 NL-1093 BS Amsterdam
GRUBER, Dipl.-Ing.	Treibacher Chemische Werke AG A-9330 TREIBACH
HALAMIC, Josip	Inst. of Geology Sachsova 2 YU-41000 Zagreb
HANSEN, Holger	Dennerstraße 11B D-2000 Hamburg 60
HEEDE, Hans-Uwe	Geol.Paläont.Inst. Univ. Münster Corrensstr. 24 D-4400 Münster
HEINISCH, Helmut, Doz.Dr.	Inst.Allg.Angew.Geol. Luisenstr. 37 D-8000 München 2
HEINZ, Herbert, Dr.	Geol.Bundesanst. Raumofskygasse 23 A-1031 Wien
HEISSIG, Kurt, Prof. Dr.	Bayer.Staatsf.Paläont. Richard-Wagner-Str. 10/II D-8000 München 2
HERZOG, Uwe, HR Dr.	Amt d.Kärntner Landesreg. Jössernigstr. 3/I A-9021 Klagenfurt
HILDEBRANDT, Margrit	Hannover
HOLL, Alfred, Dr.Ing.	Jupiterweg 1 D-2000 Hamburg 65
HOLL, Marlise, Dr.	Jupiterweg 1 D-2000 Hamburg 65
HOMANN, Oskar, HR Dr.	Rohrbachhöhe 76 A-8010 Graz
HOMANN, Frau	Rohrbachhöhe 76 A-8010 Graz
HUBER, Andrea, Dr.	Elisabethstr. 5/I A-8010 Graz

HUSEN, Dirk van, Doz. Dr.	Wlassakstr. 76 A-1130 Wien
IRRLITZ, Wolfgang, Dr.	Niedersächs.LA Bodenfor. Stilleweg 2 D-3000 Hannover 51
JANOSCHEK, Werner, HR Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
JANOSCHEK, Margit	Slattingasse 8 A-1130 Wien
JOCHA-EDELENYI, Emöke	MAFI Nepstadion u.14 H-1143 Budapest
JURITSCH, H., OSR	9376 Knappenberg
KAHLER, Franz, HR Prof.Dr.	Linsengasse 29 A-9020 Klagenfurt
KLEIN, Peter, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
KLEINSCHMIDT, Georg, Prof.Dr.	Geol.Pal.Inst.Univ. Senckenberganlage 32 D-6000 Frankfurt/Main1
KOLLMANN, Walter, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
LEDOLTER, Monika	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
MANBY, Geoff, Dr.	Dep.of Earth Sciences Univ.of London Goldsmiths College Creec Road London SE 83BU
MANDL, Gerhard, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
MAURITSCH, Hermann, Prof.Dr.	Inst.f.Geophysik Montanuniversität A-8700 Leoben
MOHN, Joachim, Dr.	Ungererstr. 19 D-8000 München 40
MORTL, Josef, HR Dr.	Amt d.Kärntner Landesreg. Jesernigstr.3/I A-9020 Klagenfurt
NEMES, Franz, Dr.	Rustengasse 5/14 A-1150 Wien
NEMES, Frau A.	Rustengasse 5/14 A-1150 Wien
NEUMANN, Hans-Hermann	Geol.Paläont.Inst. Univ. Münster Corrensetr. 24 D-4400 Münster
NIEVOLL, Josef, Dr.	Magnesitstr. 4 A-8700 Leoben
PARLOW, Eduard, Dr.	Radeckgasse 3/11 A-1040 Wien
PASCHER, Günther, Dr.	Eisenstädterstr. 19 7062 St. Margarethen
PERSY, Kurt, MR DI Dr.	Bundesmin.f.Wiss.Forsch. Freyung 1 1010 Wien

PIRKL, Herbert, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
PISTOTNIK, Julian, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
POLTNIG, Walter, Dr.	Inst.f.Geoth.u.Hydrogeol. Elisabethstr. 16 A-8010 Graz
POSCH, Elmar, Dipl.Ing.	Inst.f.Geophysik Montanuniversität A-8700 Leoben
POSCHER, Gerhard, Mag.	Mitterweg 95 A-6020 Innsbruck
POTTHOST, Ina	Studtstraße 51 D-4400 Münster
RATAJ, Wilfried	Neulerchenfelder Str. 9/9 A-1160 Wien
REINSDORFF, Ingo	Tschachoritsch 51 A-9071 Köttmannsdorf
REISINGER, Johannes, Dr.	Inst.f.Geophysik Montanuniversität A-8700 Leoben
RÖSING, Franz, Dr.	Helmholtzstr. 35 D-6200 Wiesbaden-Kohlheck
RÖSING, Frau	Helmholtzstr. 35 D-6200 Wiesbaden-Kohlheck
ROTTENBACHER, Klaus, Dr.	Büro f.Geotechn.u.Lag.st. Viktoriastr. 5 D-6242 Kronberg/Taunus
RUTTNER, Anton,HR Dr.	Seehof 19 3293 Lunz am See
SCEVIK, Friederike	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
SCHARBERT, Susanne, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
SCHERMANN, Otmar, Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
SCHEURICH, Petra, Dr.	Geol.Paläont.Inst. Schnittspahnstr. 9 D-6100 Darmstadt
SCHÖNLAUB, Hans-P., Doz.Dr.	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
STRAUSS, Franz	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
STREHL, Eberhard, Dr.	Mühlenberg 27 D-2306 Schönberg
STUKOWSKI, Bert	Bremer Str. 203 A D-2100 Hamburg 90
THALMANN, Friedrich, Berginsp. Dr.	VOEST ALPINE Mineralwirtschaft Hieflauer Str. 20 A-8790 Eisenerz
THIEDIG, Friedhelm,Prof.Dr.	Geol.Paläont.Inst. Univ. Münster Corrensstr. 24 D-4400 Münster

UCIK, Friedrich, Dr.	Landesmuseum Museungasse 2 A-9021 Klagenfurt
UHER, Gisela	Seeadlerweg 11 A-1220 Wien
UHER, Kurt	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien
WALACH, Georg, Ass.Prof.Dr.	Inst.f.Geophysik Montanuniversität A-8700 Leoben
WANK, Max	Elsenweg 14 A-9400 Wolfsberg
WEIDICH, Konrad F., Dr.	Inst.Pal.u.Hist.Geol. Richard-Wagner-Str. 10/II D-8000 München 2
WEIDICH, Beate	D-8000 München
WEISSENBACH, Norbert, Dr.	Steeborstr. 167. D-4300 Essen 1
WILKENS, Eibe, Dipl.Geol.	Geol.Paläont.Inst. Univ. Münster Corrensstr. 24 D-4400 Münster
WOLF, Sabine	Geol.Paläont.Inst. Univ. Münster Corrensstr. 24 D-4400 Münster
ZIEGENFUSS, Jochen, Dir. Dipl.-Ing.	Zementwerke W & P 9373 Klein St. Paul
ZOLNARITSCH, Veronika	Geol.Bundesanst. Rasumofskygasse 23 A-1031 Wien

Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt:

- Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt
(ab 1850)
- Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt
(ab 1852)
- Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt
(1867 – 1982)
- Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt
(ab 1982)
- Bundesländerserie
(Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen)
- Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geologischen Bundesanstalt
(ab 1984)
- Führer zu den Arbeitstagungen der Geologischen Bundesanstalt
- Jahresbericht der Geologischen Bundesanstalt
- Berichte der Geologischen Bundesanstalt
(ab 1986)
- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 mit Erläuterungen
- Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 25.000 mit Erläuterungen
(wird nicht fortgesetzt)
- Geologische Gebiets- und Themenkarten mit Erläuterungen

Bitte verlangen Sie das Verzeichnis der lieferbaren Veröffentlichungen aus dem Verlag der Geologischen Bundesanstalt.

Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, A-1031 Wien
Telefon: 0222/725674-0; 0222/755962-0; Telex: 132927

Exkursionen

- A ●●●● 19.09.1989
- B ——— 20.09.1989
- C ▲▲▲▲ 21.09.1989
- D ——— 22.09.1989

