

Zur Schichtfolge und Fossilführung des zentralalpinen (unterostalpinen) Rhät der Tarntaler Berge in Tirol

Von Edith KRISTAN-TOLLMANN, Alexander TOLLMANN und
Jacques GEYSSANT *)

mit 7 Tafeln und 1 Abbildung

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung	1
Sommaire	2
Summary	2
Einleitung	2
Stratigraphische Gliederung des Rhät der Tarntaler Berge	3
1. Die bisherige Kenntnis des Tarntaler Rhät	3
2. Position, tektonische Verformung und Metamorphose der unterostalpinen Rhätprofile	4
3. Die Schichtfolge in den beiden untersuchten Profilen	6
4. Überblick über die Rhätschichtfolge	10
Fossilinhalt	13
1. Historische Bemerkungen	13
2. Liste der neu aufgesammelten Formen	14
3. Paläontologische Anmerkungen	14
Literatur	24
1. Geologische Literatur	24
2. Paläontologische Literatur	25

Zusammenfassung

Aus der unterostalpinen Recknerdecke der Tarntaler Berge in Tirol wird aus den beiden fossilreichsten Abschnitten dieses Raumes die metamorphe rhätische Schichtfolge und ihr Fossilinhalt beschrieben. Trotz der Verfaltung und trotz Fazieswechsels innerhalb der einzelnen Horizonte ließ sich die primäre Normalabfolge des Rhät erstellen. Die in ihrem tieferen Teil aus Basalbrekzien, Thecosmiliendolomit und -riffkalk und im höheren Abschnitt aus Schiefen und Kalken bestehende Folge wurde in sieben im Gesamt- raum wiedererkennbare Horizonte gegliedert.

*) Adressen der Autoren:

Jacques Geyssant — Département de Géologie structurale; 11, Quai St-Bernard,
Tour 26—0 E 1, Paris V^e, France.

Edith Kristan-Tollmann — A-1180 Wien, Scheibenbergstr. 53/6.

Alexander Tollmann — A-1010 Wien, Geologisches Institut der Universität Wien,
Universitätsstr. 7.

Die Fauna des Gebietes wurde in dieser Folge erstmals horizontmäßig getrennt aufgesammelt. Trotz der in der zentralalpiner Fazies meist herrschenden Fossilarmut konnten zu den aus dem Tarntaler Rhät schon bekannten 10 Arten 16 weitere Arten hinzugefügt werden, von denen eine *Triadocidaris*-Art neu beschrieben wird. Verteilung und Häufigkeit der Arten zeigen ein eigenes Gepräge, das nur jenem der anderen zentralalpiner Rhätfauen entspricht und durch den Begriff „Lungauer Fazies“ gekennzeichnet worden ist. Es ergibt sich daher nach Untersuchung der Tarntaler Rhätfazies ein neuer Hinweis auf die enge facielle Verknüpfung der zentralalpiner Teilfaziesräume des Unter- und Mittelostalpins.

Sommaire

Il s'agit de la description de deux coupes fossilifères dans les couches rhétiennes métamorphiques (et des fossiles qu'elles contiennent), de la nappe austro-alpine inférieure de Reckner, des Alpes de Tarntal au Tyrol.

En dépit des plissements et des changements de faciès dans l'horizon intéressé, la succession normale originelle du Rhétien a pu être reconstituée. Cette série est formée, dans sa partie inférieure, par des brèches basales, une dolomie à *Thecosmilia* et des calcaires récifaux et, dans sa partie supérieure, par des schistes et des calcaires, au total plusieurs horizons bien reconnaissables.

La faune de ce niveau, dans cette série, a été pour la première fois récoltée en place dans des horizons séparés. Malgré la pauvreté en fossiles, qui est de règle dans les faciès centralpins, on a pu ajouter, aux 10 espèces déjà connues du Rhétien de Tarntal, 16 autres espèces dont une nouvelle espèce décrite de *Triadocidaris*. La répartition et la fréquence des espèces ont un caractère particulier qui correspond seulement aux autres faunes rhétiennes centralpines et à la notion de « faciès de Lungau ». Il résulte de ces recherches sur les faciès du Rhétien des Alpes de Tarntal une nouvelle allusion à la liaison étroite existant entre les faciès de l'Austro-alpin moyen et inférieur dans le domaine des faciès centralpins.

Summary

The study is concerned with the metamorphic Rhaetic series as well as the fossils of two localities especially rich in fossils, belonging to the Reckner Nappe in the Tarntal Mountains (Tyrol), which are part of the Lower Austroalpine unit. Though change of facies and though intensive folding in the different horizons occur, it was possible to establish the original sequence of the Rhaetic beds. This sequence, which comprises in its lower part breccias, dolomite and limestone of *Thecosmilia* and in its upper part slates and different limestones, was divided into seven horizons which could be traced in the whole of the massif.

For the first time, the fauna of this region was sampled according to horizons. In spite of the relative scarcity of fossils in the Centralalpine facies 16 species could be added to the 10 species already known from the Rhaetic beds of the Tarntal Mountains. One species of *Triadocidaris* is new. In regard to distribution and relative frequency of species the fauna shows its specific character which only allows for a comparison with the other Centralalpine Rhaetic faunas and is generally denoted by the term of "Lungauer Fazies". This investigation of the facies of the Tarntal Rhaetic beds yielded further hints for a close connection between the different regions of the Centralalpine facies (Lower and Middle Austroalpine sections).

Einleitung

Das im folgenden beschriebene Rhät der Tarntaler Berge in den Tuxer Alpen in Tirol gehört dem Verband des unterostalpinen Deckensystems an, also einem tiefen Stockwerk der Zentralalpen, in dem die Gesteinsserien bereits eine deutlich merkbare Metamorphose zeigen. Der Erhaltungszustand der Fossilien ist hiedurch ebenfalls in Mitleidenschaft gezogen, zum Teil aber sind die Arten trotz der tektonischen Beanspruchung doch gut bestimmbar geblieben.

Eine nähere Untersuchung dieses metamorphen Tarntaler Rhäts und seiner Fossiliführung war aus verschiedenen Gründen von erhöhtem Interesse. Zunächst ließen die Beobachtungen von J. GEYSSANT im Zuge der Bearbeitung von Stratigraphie, Fazies und tektonischer Stellung der Serien am Westrand des Tauernfensters wünschen, diese gegenüber anderen zentralalpinen Folgen relativ fossilreichen Rhätschichten näher zu studieren. Ferner aber war eine Bestandesaufnahme der Rhätfossilien der Tarntaler Berge und der Vergleich dieser Fauna mit den übrigen bereits bekannten zentralalpinen Rhätfauen interessant, seitdem in neuerer Zeit die fazielle Eigenständigkeit des Charakters der rhätischen Faunen der zentralalpiner Fazies („Lungauer Fazies“) gegenüber kalkalpinen und südalpinen Faunen durch die Arbeit von E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN (1964) über das Rhät des mittelostalpinen Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten) und des unterostalpinen Radstädter Mesozoikums (Radstädter Tauern, Salzburg) zum Ausdruck kam.

Aus diesem Grunde wurde eine gemeinsame Aufsammlung und eine Bearbeitung der Rhätfaua der Tarntaler Berge an den zwei fossilreichsten Lokalitäten durchgeführt, deren Ergebnisse hier dargelegt werden.

Die Durchführung dieser Untersuchung — in Bezug auf den Anteil von E. & A. TOLLMANN — wurde durch die Unterstützung seitens des Österreichischen Forschungsrates ermöglicht, wofür die genannten Autoren herzlich danken.

Stratigraphische Gliederung des Rhäts der Tarntaler Berge

1. Die bisherige Kenntnis des Tarntaler Rhäts

Besonders durch die Arbeit von E. HARTMANN (1913, S. 241—246) ist die lithologische Zusammensetzung des Rhäts der Tarntaler Berge bekannt geworden. HARTMANN gab dort eine sehr gründliche Beschreibung der vorhandenen Typen an rhätischen Gesteinen, konnte von ihrer Stellung innerhalb des Rhäts aber nur aussagen, daß sich die „Kössener Kalke“ (durchschnittlich bis zu 30 m mächtig), die mit Mergeln und Tonschiefern wechselagern können, mehr im Liegenden, die „Kössener Dolomite“ (bis zu 40 m mächtig angenommen) und kalkigen Dolomite mehr im Hangendteil des Rhät einstellen, gelegentlich aber auch mit den Kössener Kalken wechselagern. Der Autor gliederte unter den Kössener Kalken drei Typen ab (schwarze, tonfreie Kalke; schwarzgraue bis rötlichgraue tonige Kalke; helle graue Lumachellekalke) und teilte die „Kössener Dolomite“ in sechs Varietäten ein (massige, gebankte, flatschige und andere Typen).

M. ENZENBERG betonte (1967, S. 15), daß das Rhät der Tarntaler Berge im Gegensatz zu dem in der Stellung gleichen unterostalpinen Rhät der Radstädter Tauern in seinen tiefen Partien stark dolomitisch sei. Zur Untergliederung des Tarntaler Rhäts gab M. ENZENBERG folgende Hinweise: „Im großen ist in den Kössener Schichten eine Entwicklung von meist stark dolomitischen Kalken mit einzelnen Kalktonschiefer- und Tonschieferlagen über fossilreiche Kössener Kalke und Mergel (zum Teil richtige Lumachellen) zu dunklen, meist etwas verunreinigten Kalkschiefern zu beobachten, die ihrerseits in die jurassischen Kalkschiefer überleiten. Die Parallelisierung der verschiedenen Rhätaufschlüsse auf Grund einzelner Schichtglieder dieser Abfolge stößt jedoch auf sehr große Schwierigkeiten.“

Faziesänderungen und tektonische Verformung werden zurecht als Ursache dieser Schwierigkeit angeführt. Die von M. ENZENBERG gegebene grobe Interngliederung der Rhätschichtfolge trifft insofern nicht zu, als von ihr der Hauptdolomit, der im Hangenden der Profile auf den Isslköpfen und auf der NE-Seite des Reckners nochmals über dem Rhät auftaucht, nicht als solcher aufgefaßt, sondern als Rhätdolomit kartiert worden ist (Karte Taf. 1). Damit aber wurde nicht die verkehrte Lagerung der mit diesem Dolomit verbundenen hangenden Abschnitte dieser fossilreichen Rhätprofile beachtet. Durch die von uns durchgeführte Profilaufnahme kann nun auch an der verkehrten Reihenfolge der Rhäthorizonte in den jeweils hangenden Flügeln der erwähnten Profile die Synklinalstruktur der in Betracht gezogenen Rhätserien gezeigt werden und damit zugleich nachgewiesen werden, daß es sich bei den Dolomitvorkommen im Hangenden jeweils tatsächlich um echten Hauptdolomit und nicht um Rhätdolomit handelt (s. S. 10 und Abb. 1).

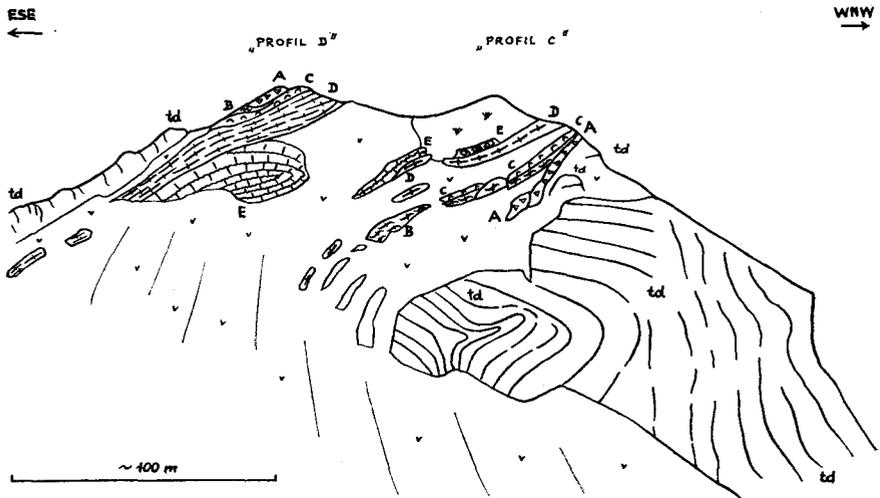


Abb. 1

Ansicht des Rhätprofiles S vom Oberabschnitt des Isslgrabens in den Tarntaler Bergen. Blick von NE. Das Profil zeigt aufrechte (rechts) und verkehrte Folge (links) der Rhätmulde. Der Dolomit darüber ist nicht — wie bisher angenommen — Rhätdolomit, sondern verkehrt lagernder norischer Hauptdolomit. Die Diskordanz des Rhät zum unterlagernden Dolomit ist prägnant. — Signatur und Schichtbezeichnung durch Buchstaben wie auf Tafel 7. Ferner: td = Hauptdolomit.

2. Position, tektonische Verformung und Metamorphose der untersuchten Rhätprofile

Da es Hauptzweck der Untersuchung war, eine Faunenanalyse des Tarntaler Rhät durchzuführen, wurde die Aufnahme in den beiden fossilreichsten Tarntaler Rhätprofilen vorgenommen, nämlich auf der Reckner-NE-Seite und auf den Isslköpfen im NW des Tarntaler Hauptstockes. Beide Profile — wie aber auch der Hauptteil des Rhät in den Tarntaler Bergen überhaupt —

haben den Nachteil, daß sie gegen oben hin tektonisch begrenzt sind. In beiden Abschnitten ist die Rhätserie so zusammengefaltet, daß man von unten gegen oben vom Hauptdolomit weg sich zunächst in einer aufrechten Serie bewegt, bald aber den Muldenkern erreicht und darüber in der verkehrten Folge wieder in das tiefere Rhät gelangt und zuoberst noch den Hauptdolomit des Hangendschenkels antrifft. In beiden untersuchten fossilreichen Serien wird im Muldenkern nirgends Lias oder auch nur sicheres Oberrhät erreicht, sodaß nur der tiefere Teil des Rhät zur Aufnahme gelangte.

Die Durchbewegung der mesozoischen Serie der Tarntaler Berge während der kretazischen alpinen Gebirgsbildung war so kräftig, daß neben der engen, im wesentlichen nordvergenten liegenden Verfaltung und Querfaltenbildung auch eine deutlich merkbare Metamorphose eintrat, sodaß die Tonschieferlagen in den Kalken bereits phyllitisches Aussehen zeigen. Die Fossilien erlitten hierbei eine lokal stark wechselnde Deformation (vgl. Taf. 2, Fig. 5—6).

Materialunterschiede machten sich bei dieser Art der Durchbewegung oft auch dadurch geltend, daß sie zur Ausbildung interner tektonischer Diskordanzen führten: Das Rhät als Ganzes ist z. B. einschließlich seiner Basalbrekzie häufig gegenüber dem unterlagernden Hauptdolomit bewegt, der oft mit kräftiger Diskordanz und durchschnittenen Falten an das Rhät grenzt (vgl. Abb. 1).

Während im Rhät der Isslköpfe der verkehrte, hangende Faltenschenkel vollkommen parallel zum liegenden orientiert ist, tritt beim Rhät auf der NE-Seite des Reckners im untersuchten Profil eine stark verfaltete, aber offene Muldenstruktur auf. Die Verhältnisse werden hier deshalb so unübersichtlich, weil das Rhät in zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen verfault ist, von denen die Längsfaltenachse eine Richtung von 070° , die Querfaltenachse eine solche von 340° aufweist. Diese tektonische Komplikation wird im Profil noch durch einen recht raschen seitlichen Fazieswechsel vermehrt. Trotzdem gelang es, die Normalabfolge des Rhät festzuhalten und durch den Vergleich mit dem Rhät der Isslköpfe darin die für die Tarntaler Berge allgemeingültige Rhätgliederung zu erkennen.

Zur regionalen Stellung des fossilführenden Rhät der Tarntaler Berge ist zu bemerken, daß die untersuchten Vorkommen in der oberen der beiden den Bergstock aufbauenden unterostalpinen Decken beheimatet sind. Die untere Decke, die durch den Jurabrekzien-Reichtum ausgezeichnet ist, wird als „Hippold-Decke“ bezeichnet, die obere Decke mit dem fossilführenden Rhät und einer brekzienarmen, aber durch einen mächtigen Serpentinstock in Begleitung von Radiolarit gekennzeichneten Juraserie stellt die „Recknerdecke“ dar.

Das Liegende des Rhät der Recknerdecke bildet rund 200 m mächtiger, dickbankiger Hauptdolomit. Das Hangende wird durch einen kalkig-schieferigen Lias und den durch Radiolarite, Kalkschiefer, Brekzienlagen und Serpentin zusammengesetzten höheren Jura gebildet. Da die untersuchten Rhätprofile gegen oben hin nicht vollständig sind, ist es noch nicht entschieden, ob auch hier heller Oberrhätkalk — wie etwa der Megalodontenkalk in den Radstädter Tauern — vorhanden war oder primär fehlte.

3. Die Schichtfolge in den beiden untersuchten Profilen

Da beide aufgenommenen Profile zu Synklinalen zusammengefaltet sind, standen unter Berücksichtigung der aufrechten und verkehrten Serien dieser Falten insgesamt vier Rhätprofil-Stücke zur Verfügung, die jeweils auf Hauptdolomit auflagern, gegen oben aber tektonisch begrenzt sind. Durch den Vergleich dieser vier aus zwei weit entfernten Abschnitten stammenden Profilstücke läßt sich die normale stratigraphische Gliederung des erfaßten Abschnittes des Rhät in den Tarntaler Bergen ableiten. Die äquivalenten Schichtglieder oder Schichtgruppen der Einzelprofile werden auf der Profiltafel (Tafel 7) durch gleiche Großbuchstaben gekennzeichnet. Die Schichtnummerierung der einzelnen Profile hingegen ist unabhängig voneinander.

Zunächst sei die Beschreibung der Einzelprofile gegeben.

A. Ostflügel der Rhätmulde auf der Reckner-NE-Seite mit aufrechter Serie (Tafel 7, Profil A). Lage: etwa 500 m NE des Recknergipfels in 2675 m Seehöhe, über dem Hauptdolomit. Schichtfolge von Liegend gegen Hangend:

1. Rhätbasisdolomitbrekzie (Horizont A): dem norischen Hauptdolomit auflagernde, mehrere Meter mächtige, undeutlich gebankte Brekzie mit hellgrauen, gelbbraun anwitternden Dolomitkomponenten.
2. Thecosmiliendolomit (Horizont B): Diese etwa 1 m mächtige Dolomitbank mit unscharfer Unter- und Obergrenze führt folgende Fauna:

Thecosmilia clathrata (EMMR.) h
Thecosmilia sp. h
Oppelismilia zitteli (FRECH) h
Triadocidaris lungauensis n. sp. s
Ostrea sp. s
Pecten sp. s

3. Thecosmilienriffkalk (Horizont C): Einige Meter mächtige, dunkelgraue, blaugrau anwitternde Kalke mit ocker dolomitmergeligen, schlierigen Partien. Der Oberteil ist stark verschiefert und fossilreich:

Oppelismilia n. sp. cf. *zitteli* (FRECH) ns
Astraeomorpha sp. ns
Dimyopsis (Plicatula) intusstriata EMMR. ss
Pecten sp. ns
Terebratula (Terebratula) piriformis SUESS h
Terebratula (Rhaetina) gregaria SUESS ns
Pterophloios emmrichi GÜMBEL ss

4. Schwarzer Tonschiefer (Horizont D). 1 m mächtig, fossilleer.
5. Unreiner Tonflatschenkalk (Horizont E — Basis): 5 m mächtige, dickplattige, schlecht gebankte, spiessig zerbrechende, unreine,

von Tonhäutchen durchsetzte Kalke mit Korallen und Lumachellelagen. Der Schliff zeigt außerdem Onkoid-Lagen (Tafel 5, Fig. 3).

Die Fauna umfaßt:

- Thecosmilia fenestrata* (REUSS) hh
Astraeomorpha confusa (WINKL.) h
Astraeomorpha crassisepta REUSS ns
Thamnasteria rectilamellosa rectilamellosa WINKL. h
Stephanocoenia schafhäutli WINKL. s
Rhaetavicula contorta (PORTL.) s
Leda sp. ss

Dünnschliffe zeigen in diesem Kalk neben Mollusken- und Echinodermenresten sehr stark verquetschte, nicht näher bestimmbare Foraminiferen der Gattungen *Lenticulina* und *Tetrataxis*.

- 6.—12. Serie aus unreinen Tonflatschenkalken mit Tonschieferzwischenlagen (Horizont E, Oberteil). Der unreine, fossilführende, dunkle Kalk mit Tonflatschen wechsellagert mit 1—3 m mächtigen Tonschieferlagen. In der basalen, 3 m mächtigen Tonschieferlage (Schicht 6) tritt eine kleine, schlecht erhaltene Art der Gattung *Cardita* massenhaft auf. In Schicht 11 schalten sich Oolithlagen und Lumachelle-Horizonte in den Kalk ein, die *Cardita*, *Pecten* und *Gervilleia* führen. In den Dünnschliffen zeigen sich neben Resten von Mollusken und Echinodermen vereinzelt schlecht erhaltene, tektonisch verschleifte Foraminiferen, u. zw. Lageniden, Glomospiren und Trocholinen. Eine Form ist mit Vorbehalt zu *Aulotortus sinuosus* WEYNSCH. zu stellen. Die Ooide und Onkoide führende Mikrofazies von Schicht 11 zeigt Tafel 4, Fig. 3 und Tafel 5, Fig. 1. In den Tonschiefern des Hangschuttes dieser Serie fand sich außerdem eine Lumachellelage mit *Corbula alpina* WINKL. in sehr schlechter Erhaltung und der Abdruck einer ganz verquetschten *Sinuocosta emmrichi* (SUESS). Aus dem oolithischen Kalk des Hangschuttes stammt ein Fragment eines Ammoniten mit leicht geschwungenen, im jüngeren Schalenteil bereits ungewöhnlich stark gegabelten, eng stehenden, feinen Rippen — unter den bekannten Arten von *Choristoceras* findet sich keine damit vergleichbare Form.
13. Hellblaugrauer plattiger Kalk (Horizont F). Der helle, 2 m mächtige Kalk enthält hellgraue Dolomitlagen, -brocken und -schollen eingeschaltet, sodaß er lithologisch dem Plattenkalk ähnlich sieht. Der oberste Teil der Bank ist verschiefert. Die Oolithoidstruktur zeigt Tafel 5, Fig. 4.
14. Schwarzer dickbankiger Dolomit, ocker verwitternd (Horizont G). Er bildet das jüngste Glied, das im Kern der Mulde erhalten ist. Von seiner Mächtigkeit von 1,5 m kann daher nur der halbe Betrag zur aufrechten Serie gezählt werden. Die ursprüngliche Mächtigkeit ist durch tektonische Reduktion des höheren Rhätanteils unbekannt.

B. Westflügel der Rhätmulde auf der Reckner-NE-Seite (Tafel 7, Profil B). Lage: Etwa 400 m NE vom Reckner-Gipfel in 2690 m Seehöhe. Die Schichtfolge vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden lautet:

1. Rhätbasisbrekzie (Horizont A): 2—4 m mächtig. Dem gebankten norischen Hauptdolomit lagert mit tektonischer Diskordanz eine Dolomitbrekzie mit hellgrauen, hellgelbbraun verwitternden kristallinen Dolomitkomponenten auf. Sie zeigt eine undeutliche Bankung und geht in den überlagernden Dolomit allmählich über.
2. Thecosmiliendolomit (Horizont B): 1 m mächtiger, hellgrauer, ocker anwitternder Dolomit mit *Thecosmilia fenestrata* (Rss.) und anderen Korallen.
3. Thecosmilienriffkalk (Horizont C): 3 m mächtiger, dunkelgrauer, blaugrau verwitternder, kristalliner Korallenriffkalk mit schlierig verlaufenden ocker Mergellinsen. Die Hauptkorallenart im Riffkalk stellt *Thecosmilia clathrata* (EMMR.) dar (vgl. Tafel 2, Fig. 1). Der oberste Teil der Bank besteht aus fossilreichen Kalkschiefern.

Diese enthalten:

- ? *Gigantostylis epigonus* FRECH ss
- Oppelismilia zitteli* (FRECH) h
- ? *Stylophylloopsis* sp.
- Astraeomorpha crassisepta* Rss. s
- Astraeomorpha* sp. s
- Stephanocoenia schafhäutli* (WINKL.) ss
- Terebratulula (Rhaetina) gregaria* SUESS h
- Zugmayerella uncinata* (SCHAFH.) s
- Triadocidaris lungauensis* n. sp.
- (Stacheln und Gehäuseteile) ns
- Mollusken, Crinoiden.

Im Dünnschliff zeigen die Kalke Kleinlumachellelagen mit Resten der angeführten Organismen und selten Exemplare einer nicht näher bestimmbareren *Tetrataxis*-Art.

- 4.—5. Graue Mergelschiefer in 5 m Mächtigkeit, die von 3 m mächtigen, kaffeebraun anwitternden, Crinoiden-hältigen Schiefern überlagert werden, vertreten den Horizont D. In den crinoidenhältigen Schiefern (Schicht 5) herrscht:

Isocrinus bavaricus (WINKL.).

Der folgende Teil des Profiles ist in diesem Abschnitt für die detaillierte Aufnahme zu schlecht aufgeschlossen.

C. Liegendflügel (Weststrandpartie) der Rhätmulde der Isslköpfe (Tafel 7, Profil C). Lage: Kamm 200 m NNW Kote 2535 S der Wurzel des Isslgrabens, NW-Seite des Tarntaler Bergstockes. Die normal (aufrecht) lagernde Serie umfaßt:

1. Rhätbasisbrekzie (Horizont A): 2 m mächtige, schwarzgraue, ocker anwitternde Dolomitbrekzie, konkordant dem gut gebankten, norischen Hauptdolomit auflagernd.

2. Crinoiden-hältige, kalkige Dolomitschiefer (Horizont B): 2 m mächtige, schwarze, ocker anwitternde Schiefer mit *Isocrinus bavaricus* (WINKL.).
3. Dolomitbrekzie (Schicht 3, Horizont C): In stratigraphischer Verzahnung mit Thecosmilienriffkalk (s. u., Schicht 4). Die Dolomitbrekzie mit einer — an der Profilkante gemessenen — Mächtigkeit von 1.4 m zeigt gleiche lithologische Entwicklung wie die Rhätbasisbrekzie (Schicht 1), enthält aber gelegentlich Thecosmilien, ferner nicht selten Vertreter der Gattung *Trochus* und Pectiniden. Im Dünnschliff lassen sich ferner Crinoiden und Ostracoden erkennen. Die Mikrofazies wird auf Tafel 4, Fig. 1 gezeigt.
4. Thecosmilienriffkalk (Horizont C): Die stratigraphische Verzahnung dieses im Mittel 2 m mächtigen Riffkalkes mit der Dolomitbrekzie ist auf der Südseite der Bergnase erschlossen. Die Korallenkalke zeigen im Schliff eine brekziöse Struktur mit reichlich Resten von Korallen, Mollusken, Crinoiden und mit Seeigelstacheln (Tafel 4, Fig. 2). In der Makrofauna ließ sich bestimmen:

Oppelismilia zitteli (FRECH) ns

Zugmayerella uncinata (SCHAFH.) ns.

5. Fossilärmer plattiger Kalk (Horizont D): 4 m mächtiger, blaugrauer, fossilere bis fossilärmer Kalk, mit einer im Dünnschliff erkennbaren Feinstschichtung. Auch die Dünnschliffe sind allgemein fossilere oder weisen nur Crinoidenreste auf. Dieses Schichtglied stellt die leicht abgewandelte, kalkigere Varietät des Mergelschieferhorizontes D des Recknerprofils dar, der ebenfalls — von der Crinoidenführung abgesehen — fossilere ist.
- 6.—8. Tonschieferreiche Serie aus unreinen Tonflatschenkalken und Lumachellelagen (Horizont E). Diese Serie ist im Profil sehr schlecht erschlossen. Durch die sanfte Hangform und aus dem Hangschutt läßt sich die Einschaltung bedeutender Tonschieferlagen in der aus unreinem Kalk bestehenden Folge feststellen. Zutiefst ist eine 1 m mächtige Lumachellelage erschlossen (Schicht 6, Tafel 4, Fig. 4), die im Schliff nur Bivalven-, Gastropoden- und Crinoidenreste, aber keine Foraminiferen erkennen läßt (Tafel 4, Fig. 4). Der darüber nur schlecht aufgeschlossene, von Tonflatschen durchzogene, spießig brechende unreine Kalk (Schicht 7) ist in seiner Ausbildung typisch für diesen Horizont E. In den schwarzen, rostfleckigen Tonschiefern (Schicht 8) wird bereits der Kern dieser Rhätmulde erreicht und gegen die verkehrte Serie hin überschritten, sodaß auch in diesem Profil keine jüngeren Rhätschichtglieder zur Verfügung stehen.

D. Hangendflügel (Ostrand) der Rhätmulde der Isslköpfe (Tafel 7, Profil D). Lage: Kamm 200 m N Kote 2535, S der Wurzel des Isslgrabens, NW-Seite der Tarntaler Berge. In dem im folgenden beschriebenen Profilstück liegt der verkehrte Schenkel der Rhätmulde vor. Die Beschreibung erfolgt vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden.

1. Rhätbasisbrekzie (Horizont A): 1 m mächtige, ocker anwitternde dolomitische Brekzie mit Korallen, Crinoiden und Seeigelstacheln.
- 2.—3. Thecosmiliendolomit (Schicht 2, Horizont B): 0—0.2 m mächtig. Er wird im östlich anschließenden Abschnitt faziell durch einen ocker anwitternden, kalkigen Dolomitschiefer vertreten, der durch Crinoidenführung ausgezeichnet ist. In diesem ocker Dolomitschiefer (Schicht 3, Horizont B) finden sich neben den Crinoiden:

Pecten sp. ns
Zugmayerella uncinata (SCHAFH.) ns
Terebratula (Rhaetina) gregaria SUESS ns.

4. Thecosmilienriffkalk (Horizont C): Er ist am Profilrand an der Kante 1.7 m mächtig, nimmt gegen SE an Mächtigkeit zu und ist mit dem nächstfolgenden Schichtglied seitlich verzahnt. Im Basalteil des Kalkes finden sich an der Grenze zum Thecosmilien-dolomit korallenreiche „Linsen“ mit:

Thecosmilia sp. hh
Oppelismilia zitteli (FRECH) ss
 ? *Montlivaltia norica* FRECH s
Ostrea sp.
Triadocidaris lungauensis n. sp.

(Stacheln und 4 Gehäusereste)

5. Plattiger, fossilärmer Mergelkalk (Horizont D): Dieser 4.5 m mächtige Horizont entspricht dem kalkigen bis tonigen fossilärmen Niveau der übrigen Profile.
6. Unreiner Tonflatschenkalk (Horizont E): 5 m mächtiger, grauer, braun verwitternder, unreiner, spießig brechender, undeutlich schichtiger Kalk mit Lumachellelagen. Im Dünnschliff enthält der Kalk neben Molluskenresten Korallen und Echinodermen-grus (Tafel 5, Fig. 2). Mit den überlagernden, rostfleckigen Tonschiefern (Schicht 8 im Profil C) ist bereits der Kern der Rhätmulde erreicht, die Schichtfolge wiederholt sich in der Fortsetzung des Profiles leicht abgewandelt in umgekehrter Reihenfolge.

4. Überblick über die Rhätschichtfolge

- a) Sammelprofil durch das Rhät im Reckner- und Isslgebiet (Tafel 7, Σ)

Überblickt man die in den obenstehenden Einzelbeschreibungen mitgeteilten Verhältnisse der aufgenommenen Abschnitte des tieferen bis mittleren Rhät, so läßt sich eine ziemliche Konstanz der Horizonte und ihrer Fossilführung feststellen. In Kurzform läßt sich demnach vom Liegenden zum Hangenden unter Angabe der hier angetroffenen Maximalmächtigkeiten zusammenfassen:

Horizont A: 4 m basale Dolomitrekie, meist — aber nicht immer — fossilifer.

Horizont B: 1 m Thecosmiliendolomit mit *Thecosmilia clathrata* (EMMR.), *Th. fenestrata* (RSS.), *Oppelismilia zitteli* (FRECH), *Triadocidaris lungauensis* n. sp., Austern und Pectines. Dieser Dolomit kann durch *Isocrinus bavaricus* (WINKL.) führende Dolomitschiefer mit Brachiopoden faziell ersetzt werden.

Horizont C: 3 m Thecosmilienriffkalk, der durch Dolomitrekieen faziell verdrängt werden kann. Er enthält neben den Thecosmilien eine sehr konstant zusammengesetzte Korallenfauna, in der *Astraeomorpha crassisepta* RSS., *Astraeomorpha* sp. und *Oppelismilia zitteli* (FRECH) die stets wiederkehrenden Hauptelemente bilden, wozu nur wenige weitere Arten wie *Stephanocoenia schafhäutli* (WINKL.) ganz untergeordnet hinzutreten. Mollusken und Brachiopoden sind selten, unter den Echinodermen erscheint als konstanter Bestandteil *Triadocidaris lungauensis* n. sp., durch Stacheln und Gehäuseteile vertreten. Erst in den Hangendpartien dieser Riffkalkplatte treten Brachiopoden wie *Terebratula (T.) piriformis* SUESS, *Terebratula (R.) gregaria* SUESS und *Zugmayerella uncinata* (SCHAFH.) in den Vordergrund.

Horizont D: Dieses Niveau wird aus einem bis 4 m mächtigen, fossilieren bis fossilarmen plattigen Kalk, Kalktonschiefer oder Tonschiefer gebildet. Nur für den Hangenteil dieses Paketes kann *Isocrinus bavaricus* (WINKL.) bezeichnend sein.

Horizont E: Typisch für die nun folgende, bis 14 m mächtige Serie ist der Wechsel von unreinen, fossilreichen Tonflatschenkalken und meist sterilen, gelegentlich *Cardita* führenden Tonschiefern. Die Fauna der Kalklagen gleicht ziemlich jener der Thecosmilienriffkalke. *Astraeomorpha* ist weiterhin häufig (*A. confusa* und *A. crassisepta*), *Oppelismilia zitteli* (FRECH) verschwindet, dafür erreicht *Thamnasteria rectilamellosa rectilamellosa* WINKL. größere Häufigkeit, *Stephanocoenia schafhäutli* WINKL. bleibt als seltener Gast erhalten. Hinzu kommen Lumachelllagen, in denen die Elemente aber nur selten bestimmbar sind. In der Mikrofauna ist ebenso wie im Horizont C die Gattung *Tetrataxis* neben den Lageniden nachzuweisen.

Horizont F: 2 m hellgrauer, plattiger, z. T. dolomitischer, fossiliferer Kalk.

Horizont G: 1 m dunkler, ocker anwitternder dickbankiger Dolomit bildet in einem Fall durch den tektonischen Zuschnitt die Obergrenze.

b) Allgemeine stratigraphische Bemerkungen

Bei einem Überblick über dieses Sammelprofil fällt zunächst auf, daß abweichend zu den meisten anderen alpinen Rhätprofilen hier der sonst gerade so konstant in nord- und zentralalpiner Fazies auftretende basale Kalkhorizont mit der muschelreichen „schwäbischen Fauna“ fehlt und das Rhät sogleich mit einer Dolomit-Basisbrekie beginnt, die lithologisch und (soweit nach dem einen Fossilvorkommen darin beurteilt werden kann) auch faunistisch der darüber folgenden Korallendolomit- und Kalkserie angeschlossen ist. Das Fehlen dieses sonst so typischen Basalhorizontes mit schwäbischer Biofazies scheint auf eine Schichtlücke hinzuweisen,

wofür auch die häufige Diskordanz zum unterlagernden Hauptdolomit sprechen könnte. Da aber diese Diskordanz heute tektonisch überprägt ist, wird erst eine ausgreifendere Untersuchung zu klären haben, ob diese an der Rhätbasis aus paläontologischen Gründen zu vermutende Schichtlücke durch eine noch erhaltene stratigraphische Diskordanz in anderen Abschnitten der Tarntaler Berge zu belegen ist. Während in den weiter im E gelegenen zentralalpinen Profilen — u. zw. im Unter- wie im Mittelostalpin — das Rhät ohne Schichtlücke ansetzt (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1964), ist ja gerade in Tirol bereits vom Mittelostalpin der Stubai-er Berge eine das gesamte Rhät umfassende Schichtlücke vermutet worden (A. TOLLMANN 1963, S. 84).

Das nächste auffällige Merkmal, auf das bereits M. ENZENBERG (1967, S. 15) verwiesen hat, ist der Umstand, daß der hier vorhandene Rhätbasalteil dolomitisch entwickelt ist, während man sonst in der zentralalpinen Fazies Dolomit nur selten, und dann im hangenden Teil des Rhät findet. Im Hauptabschnitt des nordkalkalpinen Rhät fehlt Dolomit überhaupt und konnte nur im Osten der Kalkalpen jüngst innerhalb des mittelhätischen Puchenstubener Kalkes (A. TOLLMANN 1966, S. 135) nachgewiesen werden. Die dolomitischen Partien an der Basis des Tarntaler Rhät sind allerdings nur wenige Meter mächtig.

Die Fauna der im Profil darüber folgenden, fossilreichen Glieder, nämlich sowohl des Thecosmilienriffkalkes als auch des darüber nach einer fossilarmen plattig-schieferigen Zone entwickelten Tonflatschenkalkes stimmt grundsätzlich mit jener der basalen dolomitischen Partien überein. Das Auffällige daran ist der Individuenreichtum einiger weniger Korallenarten der Gattung *Thecosmilium*, *Astraeomorpha*, *Oppelismilia* und *Thamnasteria* sowie das stets untergeordnete Auftreten von *Stephanocoenia schafhäutli* WINKL., ferner das Vorhandensein von drei Brachiopodenarten (*Terebratula piriformis* SUESS, *T. gregaria* SUESS und *Zugmayerella uncinata* (SCHAFH.)) und von zwei Elementen von Echinodermen, nämlich *Triadocidaris lungauensis* n. sp. und *Isocrinus bavaricus* (WINKLER). Die Zusammensetzung dieser Fauna nach Arten und im großen sogar nach Häufigkeit der Elemente ist für die „Lungauer Biofazies“ überaus bezeichnend. Diese Lungauer Fazies wurde jüngst aus einer Reihe von anderen Lokalitäten des zentralalpinen Rhät beschrieben (E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1964, S. 568).

Bei weitgehend ähnlicher Faunenzusammensetzung im großen lassen sich über den untersuchten Raum hin bestimmte untergeordnete Eigenheiten der Fauna der einzelnen Horizonte verfolgen: So etwa besitzt *Oppelismilia zitteli* FRECH im Thecosmilienriffkalk (Horizont C) ihre Hauptverbreitung, während *Thamnasteria rectilamellosa* WINKL. im Tonflatschenkalk (Horizont E) größte Häufigkeit erlangt.

Der kleine Rest an jüngeren Anteilen, der im Profil A noch nicht tektonisch abgequetscht ist, zeigt schließlich wiederum eine Zunahme dickbankiger heller Kalke und von Dolomit, sodaß darin ein erster Anklang an die über den Kössener Schichten auch in der zentralalpinen Fazies folgende Oberrhätentwicklung gesehen werden könnte. Hierüber wird erst eine weiter ausgreifende Untersuchung Klärung bringen können.

Fossilinhalt

1. Historische Bemerkungen

Die beiden untersuchten Profile repräsentieren die fossilreichsten Lokalitäten im Rhät der Tarntaler Berge, wobei der Platz an der NE-Seite des Lizumer Reckners vor jenem an der Wurzel des Isslgrabens den größeren Fossilreichtum birgt. Die Fossilführung der Schichten ist altbekannt. Die ersten Fossilmeldungen vom Rhät der Tarntaler Berge stammen von A. PICHLER (1859, S. 202), der aus dem — von ihm noch dem Lias zugeschlagenen — Rhät bereits *Gervillia inflata*, *Pentacrinus* und *Lithodendron* anführte.

A. ROTHPLETZ (1894, S. 75) hatte im Tarntaler Rhät im Jahre 1891 eine schon als Kössener Fauna erkannte größere Suite aufgesammelt und daraus 6 Arten an Makrofossilien bestimmt. Während F. E. SUESS (1894, S. 594) bei seinen Untersuchungen dieses Raumes keine weiteren Fossilien fand, fügte E. HARTMANN (1913, S. 243) in seiner monographischen Bearbeitung dieses Gebirgsstockes der verbesserten stratigraphischen Gliederung des Rhät auch weitere Fossilfunde hinzu, darunter drei artlich bestimmte Mollusken.

In den späteren Studien über die Tarntaler Berge von A. SPITZ (1919, S. 178), E. CLAR (1940, S. 82) und M. ENZENBERG (1967, S. 15) werden nur in der Arbeit der letztgenannten Autorin weitere Fossilfunde aus den erwähnten Abschnitten und von der Kalkwand gemeldet, wobei eine weitere Art zu den schon bekannten Formen neu hinzukam. Die von M. ENZENBERG (1967, S. 16) hingegen als von hier neu angeführte Art *Astraeomorpha confusa* (WINKL.) war schon von A. ROTHPLETZ (1894, S. 75) erwähnt worden, allerdings damals noch unter dem in die Synonymie von *Astraeomorpha confusa* fallenden Namen *Convexastraea azzarolae* STOPP. Auf die Identität der beiden Formen ist bereits in der Standardarbeit über Rhätkorallen von F. FRECH (1890, S. 67) hingewiesen worden.

Bis 1967 waren demnach insgesamt folgende Formen aus dem Rhät der Tarntaler Berge erwähnt worden:

- Astrocoenia* sp.
- ? *Thecosmilia fenestrata* (RSS.)
- Astraeomorpha confusa* (WINKL.)
- Thamnasteria* sp.
- Arca* sp.
- Isocyprina ewaldi* (BORN.)
- Cardita austriaca* (HAUER)
- Corbula alpina* WINKL.
- Gervilleia praecursor* QUENST.
- Pecten* sp.
- Placunopsis alpina* (WINKL.)
- Modiola minuta* (GOLDF.)
- Terebratula piriformis* SUESS
- Terebratula gregaria* SUESS
- Cidaris* sp.

Da aber in keiner der Arbeiten sich Angaben über das Fundniveau innerhalb des Rhät oder über das Häufigkeitsverhältnis der Arten findet,

war auf Grund der bisherigen Literatur nicht mit Sicherheit zu entscheiden, ob etwa Faunenassoziationen schwäbischer, karpatischer oder Lungauer Biofazies hier nebeneinander oder ausschließlich vertreten seien. Das Ziel dieser Arbeit war daher neben Feststellung des Artbestandes besonders auch Erfassung der Häufigkeit der Formen und genaue Horizontierung.

2. Liste der neu aufgesammelten Formen

- Glomospira* sp.
Glomospirella sp.
Tetrataxis sp.
Lenticulina sp.
Trocholina sp.
? *Aulotortus sinuosus* WEYNSCH.
? *Gigantostylis epigonus* FRECH
Thecosmilia clathrata (EMMR.)
Thecosmilia fenestrata (RSS.)
Thecosmilia sp.
Oppelismilia zitteli (FRECH)
Oppelismilia n. sp. cf. *zitteli* (FRECH)
? *Montivaltia norica* FRECH
? *Stylophyllopsis* sp.
Astraeomorpha confusa (WINKL.)
Astraeomorpha crassisepta RSS.
Thamnasteria rectilamellosa rectilamellosa WINKL.
Stephanocoenia schafhäutli (WINKL.)
Leda sp.
Cardita sp.
Corbula alpina WINKL.
Rhaetavicula contorta (PORT.)
Gervilleia sp.
Pecten sp.
Plicatula (Dimyopsis) intusstriata (EMMR.)
Ostrea sp.
Trochus sp.
? *Choristoceras* sp.
Pterophloios emmrichi GÜMBEL
? *Sinuocosta emmrichi* (SUESS)
Zugmayerella uncinata (SCHAFH.)
Terebratula (Terebratula) piriformis SUESS
Terebratula (Rhaetina) gregaria SUESS
Isocrinus bavaricus (WINKL.)
Triadocidaris lungauensis n. sp.

3. Paläontologische Anmerkungen zu einigen häufigeren Arten

Oppelismilia zitteli (FRECH, 1890)

(Taf. 1, Fig. 4—6)

Stylophyllopsis zitteli nov. sp. FRECH, 1890, S. 49, Tafel 13, Fig. 9—15, 17—24

Die zahlreichen Exemplare aus dem Reckner-NE-Profil zeigen gute Übereinstimmung mit der Beschreibung und Abbildung bei F. FRECH 1890 und ebenso gute Vergleichbarkeit mit den bisher aus dem unter- und

mittelostalpinen Rhät der Zentralalpen aufgesammelten Stücke (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN & A. TOLLMANN 1964, S. 562).

Bei den einzeln oder paar- bis gruppenweise gelegentlich auftretenden Formen beträgt der Durchmesser des runden bis kreisförmigen Kelches im Durchschnitt 1 cm. Die Septen stehen typischerweise locker und gleichen in ihrer Anordnung der des Typusexemplares bei F. FRECH 1890, Tafel 13, Abb. 15. Bei einigen Exemplaren aber stehen sie auch wesentlich dichter gruppiert. Die Größenunterschiede zwischen den Septen des 1. Zyklus und des 2. Zyklus sind gelegentlich deutlich. Die hexamere Anordnung der Septen ist durch die starke Verquetschung nicht mehr gut sichtbar — während sie noch bei den aus dem Mittelostalpin stammenden Exemplaren des Stangalm-Rhät gut zum Ausdruck kam.

Sehr bezeichnend ist die Auflösung der Septen im zentralen Teil des Kelches in Septaldornen, die auf den meisten Querschnitten zu erkennen sind (vgl. Abb. 10, 21, 23 auf Tafel 13 bei F. FRECH 1890). Das Blasensystem, das in den Kelchen eine bödenartige Quergliederung hervorruft, ist in den Längsschnitten unserer Exemplare gut sichtbar. Im Verein mit den Septen kommt durch diese Blasenbildung ein gitterförmiges grobmaschiges Netzwerk zustande.

Im Thecosmilienriffkalk des Recknerprofils (Profil A, Schicht 3) konnte ein Korallenstock gefunden werden, dessen Einzelkelche alle Merkmale der eben geschilderten Art tragen, der aber nach der abweichenden Wuchsform des Stockes wohl einer selbständigen, bisher noch nicht bekannten Art zuzuschreiben ist (Tafel 1, Fig. 1—3). Kelchdurchmesser (durchschnittlich 1 cm), Septenzahl und -stellung, vor allem auch die Auflösung der Septen in Dornen zeigen bei dieser Form weitgehende Parallelen zu *Oppelismilia zitteli* (FRECH). Allerdings erfolgt die Auflösung der Septen in Dornen nicht erst im Zentrum der Kelche selbst, sondern bereits wesentlich weiter außen, wie Quer- und Längsschnitte schön erkennen lassen. Aber auch dieses Merkmal ist vereinzelt bei sicher zu *Oppelismilia zitteli* zu stellenden Exemplaren vorhanden. Abweichend von dieser Art ist aber bei den Individuen der stockförmigen Kolonie das Fehlen der querbödenartig auftretenden Blasen — zumindest sind im vorliegenden Erhaltungszustand keine solchen erkennbar — und vor allem die Wuchsform als großer Stock. Der aufgefundene Block läßt bereits einen 35 cm breiten Teil des Stockes erkennen, ohne daß die äußere Begrenzung erreicht wird. Der Kelchdurchmesser der einzelnen Individuen nimmt über lange Strecken (10 cm lange Stücke sind beobachtbar) nicht an Stärke zu, Verzweigungen sind gut sichtbar. Es wird sich bei dem vorliegenden Exemplar wohl um eine neue Art handeln, die aber auf Grund des nicht sehr guten Erhaltungszustandes nicht zureichend genau zu beschreiben wäre.

Astraeomorpha crassisepta REUSS 1854

(Taf. 2, Fig. 3—4)

Astraeomorpha crassisepta m. Rss., 1854, S. 127, Tafel 16, Fig. 4—7

Ebenso wie in anderen zentralalpinen Rhätvorkommen ist auch in diesem Fundpunkt diese Art häufig. Sie liegt in Stöckchen mit 1 cm oder wenig größerem Durchmesser vor. Die Kelchzentren dieser durch kurze, kräftige, unregelmäßige Septen gekennzeichneten Art stehen stets über

2 mm voneinander entfernt (Tafel 2, Fig. 3). Am Original bei A. E. REUSS stehen sie auf Grund der Abbildung im Durchschnitt 4 mm auseinander. Zur Beschreibung dieser Art kann auf das 1964, S. 559—560 Gesagte verwiesen werden. Bei Querschnitten oder bei tiefer Anwitterung der Stöckchen zeigt sich auch hier die lamellenförmig-gewellte Struktur, wie sie bereits F. FRECH (1890, Abb. 67) dargestellt hat (Tafel 3, Fig. 4).

Astraeomorpha confusa (WINKLER 1861)

Thamnastraea confusa WINKL., WINKLER 1861, S. 488, Tafel 8, Fig. 10 a, b

Im Tarntaler Rhät erreicht diese Art der Gattung *Astraeomorpha* wesentlich größere Häufigkeit als *A. crassisepta*. Gegenüber der letztgenannten soll sie sich nach der Originaldefinition von G. G. WINKLER (1861, S. 488) besonders durch einen Kelchzentrenabstand kleiner als 2 mm unterscheiden. Aber bereits auf der Originalabbildung dieses Autors erkennt man, daß Kelchzentrenabstände von etwas über 2 mm nicht selten sind, sodaß zur Abtrennung dieser Art von der vorigen auch noch die etwas verschlungene Form und größere Zahl der Septen herangezogen werden muß.

Die flach linsenförmig gebauten Stöckchen sind in unserem Material gelegentlich ganz ausgewittert und erreichen Durchmesser bis zu 6 cm.

Aus dem Tarntaler Rhät wurde von A. ROTHPLETZ (1894, S. 75) die Art *Convexastraea* cf. *azzarolae* (STOPP.) angeführt. Diese von A. STOPPANI (1860/65, S. 108, Tafel 23, Fig. 6) als *Isastraea Azzarolae* neu aufgestellte Art wurde aber von späteren Bearbeitern (vgl. F. FRECH 1890, S. 67; A. DESIO 1929, S. 86 u. a.) zu *Astraeomorpha confusa* (WINKL.) gestellt, obgleich die Abstände der Kelchzentren nach STOPPANI S. 108 im Durchschnitt 2.5 mm betragen und auch auf seiner Abbildung (Tafel 23, Fig. 6) eher größer erscheinen. Da das Material von A. ROTHPLETZ weder beschrieben noch abgebildet worden ist, ist eine Entscheidung über die Zuordnung seines Fundes zu einer der beiden Arten der Gattung *Astraeomorpha* nicht mehr sicher zu fällen — was aber unwesentlich ist, da ja beide Arten hier miteinander vorkommen.

Thamnasteria rectilamellosa rectilamellosa WINKLER, 1861

(Taf. 3, Fig. 1—2)

Thamnasteria rectilamellosa WINKLER, 1861, S. 487, Tafel 8, Fig. 7

Diese in Eurasien weit verbreitete Art repräsentiert zugleich eine der verbreitetsten Korallen des alpinen Rhät. In Österreich ist sie außer in der nordalpinen Fazies (Nördliche Kalkalpen) auch in der zentralalpiner Fazies anzutreffen, von wo 1964, S. 561 eine nähere Beschreibung gegeben worden ist.

Von der Unterart *T. rectilamellosa minor* FRECH, 1890, unterscheidet sich die Nominat-Unterart bei annähernd gleicher Septenzahl durch ihren größeren Kelchdurchmesser: Die kleinwüchsigeren Unterart zeigt auf der Originalabbildung eine Kelchdistanz von 2 bis 3 mm, die Nominat-Unterart nach O. KÜHN (1942, S. 130) einen solchen von 4 bis 7 mm. Alle im Tarntaler Rhät nunmehr aufgefundenen Exemplare dieser Art gehören demnach der Nominat-Unterart an.

Bezüglich der Wuchsform ist hervorzuheben, daß unsere Exemplare — im Gegensatz zu den plattenförmig bzw. rasenartig gewachsenen Kolonien in den Starhemburgschichten — polsterförmigen Wuchs aufweisen. Die oft doppelt faustgroßen Stücke sind aber durch die tektonische Verformung zu Linsen und geschwänzten Körpern verschleift.

Stephanocoenia schafhäutli (WINKLER, 1861)

(Taf. 2, Fig. 2)

Prionastraea? *Schafhäutli* WINKLER, 1861, S. 488, Tafel 8, Fig. 11 a, b

Diese aus den Nordkalkalpen und den Südalpen bekannte Art ist als seltener Gast der Lungauer Fazies der Zentralalpen sehr bezeichnend (vgl. 1964, S. 586, Tafel 7, Fig. 6). Auch in unserem Material kommen nur wenige Exemplare vor. Diese Art bildet kleine, höchstens einige *cm* große, relativ flache, platten- bis polsterförmige Kolonien.

Trotz der starken tektonischen Beanspruchung des Materials und der stark abgewitterten Oberfläche gelang es auf Grund der Septenanordnung, diese Art mit Sicherheit zu identifizieren und von den übrigen Arten dieser Gattung zu unterscheiden. Das Hauptmerkmal von *St. schafhäutli* liegt darin, daß die 6 Primärsepten bis zum Zentrum durchreichen und dort mit der Columella verschmelzen und daß sich in den 6 Zwischenfeldern je 3 untergeordnete Septen mit den entsprechenden Flächen vereinigen. Daher ist die Septenanordnung bei dieser Art ganz nach ihrer Größe geordnet. Bei der aus dem Dachsteinkalk beschriebenen obertriadischen Art *St. alpina* (GÜMBEL) alternieren hingegen je ein längeres und kürzeres Septum, bei der rhätischen Art *St. juvavica* GÜMBEL ist die Septenanordnung unregelmäßig.

In unserem Material zeigt sich an einem gut erhaltenen Stöckchen aus dem Profil A, Schicht 5, auf manchen Kelchen die für *St. schafhäutli* (WINKL.) so typische, mathematisch genaue Anordnung der Septen. Die Septenzahl beträgt hier 20, 24 und mehr — maximal 32. Der Kelchabstand liegt zwischen 2 und 3 *mm*, selten darüber. Die Kelchgröße entspricht also gut jener von F. FRECH (1890, S. 37) angegebenen (1.5—3 *mm*), während O. KÜHN (1942, S. 130) aus den Vorarlberger Kalkalpen kleinere Kelche vorlagen (1 *mm*).

Pterophloios emmrichi GÜMBEL, 1861

(Taf. 2, Fig. 7)

Bactrynum bicarinatum EMMRICH, 1855, S. 449, Abb. a—b.

Pterophloios Emmrichi GÜMBEL, 1861, S. 411

Diese auffällige, aber trotz weiter Verbreitung (Nördliche und Südliche Kalkalpen, Karpaten) seltene Art, die in den Ostalpen bisher nur aus der nordalpinen Fazies bekannt war, liegt nun zum ersten Mal auch in der zentralalpinen Fazies in einem Exemplar aus dem Thecosmilienriffkalk vom Profil A, Schicht 3, vor. Ausgewittert ist der Innenabguß der Deckelklappe (-schale) mit der inneren Medianrippe und den paarig angeordneten inneren Seitenrippen, die zusammen die bezeichnende Innenskulptur vom Aussehen eines paarig gefiederten Blattes bilden (Tafel 2, Fig. 7).

Die Zugehörigkeit dieser altbekannten Art — die zunächst von H. EMMRICH (1855, S. 449) noch als „Problematikum von Kössen“ angesprochen worden war — zu den Brachiopoden hatte bereits C. GÜMBEL (1861, S. 411)

vermutet, der diese Form als *Pterophloios Emmrichi* bezeichnet hatte. Obgleich sich erst dieser Name in der späteren Literatur allgemein eingebürgert hatte (so z. B. auch im Fossilium Catalogus, C. DIENER, 1920, S. 21, aufscheint) gebührte aber dem von EMMRICH bereits 1855 gegebenen Artnamen eigentlich die Priorität, da die Anforderungen der Artbeschreibung, einschließlich der Abbildung, erfüllt sind. Unter Aufrechterhaltung der Gattung *Pterophloios* GÜMBEL hätte die Bezeichnung der Art demnach im Sinne von O. KÜHN (1942, S. 132) *Pterophloios bicarnatus* (EMMRICH) zu lauten. Berücksichtigt man aber, daß nach den zoologischen Nomenklaturregeln ein Name, der als älteres Synonym im hauptsächlichlichen Schrifttum länger als 50 Jahre unbenutzt geblieben ist, als vergessener Name (Nomen oblitum) angesehen werden muß, so ist doch der von C. W. GÜMBEL 1861 eingeführte und in der Folge allgemein angewendete Name beizubehalten. Eingehende Beschreibungen dieser Art finden sich bei H. ZUGMAYER (1882, S. 19—22, Tafel 2, Fig. 17—32), W. GOETEL (1917, S. 94—95) und E. MARIANI (1919, S. 112—115, Tafel 7, Fig. 1—2).

Zugmayerella uncinata (SCHAFH., 1851)

Spirifer uncinatus SCHAFHÄUTL, 1851, S. 135, Tafel 24, Fig. 33

Eine Anzahl schlecht erhaltener Schalenexemplare aus dem Reckner- und Issl-Profil gehört nach der prägnanten Form mit der besonders deutlich ausgeprägten breiten Mittelbucht zur Formgruppe der „*Cyrtina uncinata* (SCHAFH.)“ im Sinne von H. ZUGMAYER (1882, S. 26). Dieser Autor hat die Formgruppe analysiert und nach der Form der Area und der Art der darauf sichtbaren Vertikalstreifung die Gruppe in 3 Arten aufgliedert: *C. uncinata* (SCHAFH., 1851) mit wenigen groben Falten der Schale und Streifung in der inneren Hälfte der Area, *C. austriaca* (SUESS, 1854) mit gleicher Schalenmorphologie, aber ohne Streifung der Area und *C. kössenensis* (ZUGM. 1882) — zu der auch *Spirifer minsteri* SUESS (non DAVIDSON) zu stellen ist — mit schlankerer Schalenform, bedeutend größerer Mittelbucht der Schale gegenüber den eng stehenden Rippen und einer Vertikalstreifung der gesamten Area. Nach einer freundlichen Mitteilung von D. PEARSON handelt es sich aber bei dem als *C. austriaca* (SUESS) bezeichneten Original ebenfalls um eine *C. uncinata* (SCHAFH.), bei der die Streifung der Area so weit abgewittert ist, daß dieses Feld glatt erscheint! Der von E. SUESS aufgestellte Artname ist demnach mit *C. uncinata* (SCHAFH.) synonym und einzuziehen. *C. kössenensis* stellt hingegen eine morphologisch gut unterscheidbare Art dieser Gattung dar.

Die aus beiden Fundpunkten des Tarntaler Rhät vorliegenden Exemplare können trotz der schlechten Erhaltung auf Grund der geringen Berippung der Klappen doch sicher als *Zugmayerella uncinata* (SCHAFH.) bestimmt werden.

Terebratula (T.) piriformis SUESS, 1854

(Taf. 2, Fig. 5)

Terebratula pyriformis SUESS 1854, S. 41, Tafel 3, Fig. 6—7

In der obersten Partie der Thecosmilienriffkalkbank (Profil A, Schicht 3) stellt sich die angegebene Art massenhaft in großen Exemplaren ein, die zum guten Teil außerordentlich ausgewalzt sind und dann nur mehr ganz

flache ovale Linsen mit einer Breite von 4 cm und einer Länge von 8 cm bilden. Nur etliche kleinere Exemplare der gleichen Art sind von der starken tektonischen Verformung in dieser Schicht verschont geblieben, sodaß an diesen die Bestimmung mit Sicherheit möglich ist.

Terebratula (Rhaetina) gregaria SUESS, 1854

(Taf. 2, Fig. 6a—d)

Terebratula gregaria SUESS, 1854, S. 42, Tafel 2, Fig. 13—15

Diese besonders für die „Karpatische Fazies“ des Rhät bezeichnende Form (vgl. W. GOETEL 1917, S. 111—116, Tafel 7, Fig. 5—8) findet sich neben *T. piriformis* SUESS im zentralalpinen Mesozoikum auch in der Lungauer Fazies nicht selten. In den Tarntaler Bergen ist diese Art besonders in den schieferigen, fossilreichen Kalkpartien im Hangenden der Thecosmilienriffkalkbank (Schicht 3 in Profil A und B) anzutreffen. Dabei sind nur selten schwach deformierte Exemplare zu finden, die meisten sind äußerst stark in verschiedenen Richtungen — daher ist ursprünglich keine einheitliche Einregelung vorhanden gewesen — fließend verformt, sodaß Exemplare mit doppelter Länge und halber Breite, sowie umgekehrt verformte Stücke vorliegen (Tafel 2, Fig. 6). Trotz der Deformation ist die Schalenstruktur mit ihrer Zuwachsstreifung noch gut erhalten.

Isocrinus bavaricus (WINKLER, 1861)

(Taf. 2, Fig. 8; Taf. 6, Fig. 1—4)

Pentacrinus bavaricus WINKLER, 1861, S. 486, Tafel 8, Fig. 6

Diese Art ist in den verschiedenen Biofaziesbereichen der Kössener Schichten horizontweise durch ihre Stielglieder häufig vertreten. Die Trochiten zeigen einen gerundet-fünfeckigen bis tief sternförmig gekerbten fünfzackigen Umriß und allgemein geringe Höhe. Der Innenumriß der fünfzählig angeordneten Petalien gegen die darin zentral eingesenkten Böden zeigt eine dick-lanzettförmige, beiderseits zugespitzte Gestalt. Die Zahl der Crenellae, die diese Böden säumen, beträgt durchschnittlich 11 pro halbe Petalie. Die zu den Radien symmetrisch angeordneten Crenellae können im inneren Teil der Facettenfläche an ihren Außenseiten ineinander fließen. Die Crenellae sind schmal und lang, reichen aber nicht bis zum Trochitenrand.

Erhaltung: Im Tarntaler Material sind die Trochitenflächen nur durch die Auswitterung aus festem Kalk herauspräpariert, dadurch aber allgemein nur fragmentarisch erhalten (Tafel 6, Fig. 1—2). Es wurden zu den aus dem Tarntaler Rhät stammenden beiden Trochiten vergleichsweise zwei Stielglieder aus dem ebenfalls metamorphen, zentralalpinen Rhät der Eisentalhöhe in Kärnten abgebildet, die also dem mittelostalpinen Stockwerk entstammen (Tafel 6, Fig. 3—4). Die Abwitterung äußert sich an unserem Material besonders in den Randzonen der Trochiten, ferner aber zeigt die Mittelregion nur mehr die stegartig herauswitternden Rippen an Stelle der einstigen Crenellen-Reihen.

Unterschiede zu ähnlichen Formen: Entgegen den Angaben in der älteren Literatur ist als Unterscheidungsmerkmal zu ähnlichen, vergleichbaren Trochiten aus den oberladinischen Cassianer Schichten und aus dem Karn nicht der mehrweniger scharf fünfkantige Umriß und nicht die Dicke der Trochiten wesentlich maßgebend, sondern die Unterscheidung beruht

vor allem auf der Form der Petalien und auf der Anordnung, Länge und Zahl der Crenellen — abgesehen von der Beschaffenheit der Stielaußen-seite.

In den bisherigen Darstellungen wurde *Isocrinus bavaricus* (WINKL.) häufig mit *Isocrinus propinquus* (MÜNSTER) zusammengezogen, und man begegnet nicht selten der rhätischen Art *I. bavaricus* unter der ja älteren Bezeichnung *I. propinquus* — eine Auffassung, der auch noch E. & A. TOLLMANN 1964 bei der Beschreibung der Rhätfauna der Stangalmtrias gefolgt sind. Die Erstbeschreibungen geben nämlich nicht genügend stichhaltige Hinweise zur Unterscheidung der beiden Arten. Der Vergleich der rhätischen Formen mit Trochiten von *Isocrinus propinquus* (MSTR.) aus den Cassianer Schichten der Typlokalität von St. Cassian, die uns dankenswerterweise von der Geologisch-Paläontologischen Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien zur Verfügung gestellt worden waren, ergab aber, daß sich die letztgenannte Art von unserer vor allem in der außen nicht spitzbogigen, sondern glatt gerundeten Anordnung der peripheren Crenellen unterscheidet. Ferner ist dadurch der interradiale Boden der Petalien bei *I. propinquus* außen nicht lanzettförmig zugespitzt, sondern breit gerundet. Die interradianalen Böden berühren sich ferner bei unseren Exemplaren, ebenso wie bereits bei A. WINKLER (1861, S. 486) angegeben, nicht. Bei *I. propinquus* hingegen vereinigen sich diese Böden bei etlichen, allerdings nicht allen Trochiten. Die Dicke der Stielglieder ist bei unseren nur mit der Facettenfläche ausgewitterten Exemplaren nicht überprüfbar.

Die als *Pentacrinus braunii* MSTR., 1841 und *P. fuchsi* LAUBE, 1865 beschriebenen, ebenfalls vergleichbaren Trochitenformen gehören zur eben besprochenen Art *Isocrinus propinquus* (MSTR.) und zeigen nur dank ihrer Herkunft aus dem proximalen Stielteil einen schärfer fünfzackigen Umriß (vgl. F. A. BATHER, 1909, S. 31).

Morphologisch weitgehend dem *Isocrinus propinquus* ähnlich ist die auf Grund der Trochiten von P. LEONARDI & M. LOVO (1950, S. 4, Tafel 1, Fig. 1 a—d) neu aufgestellte Art *Isocrinus dolomiticus*, die aber nach Angabe der Autoren eine Unterteilung der randlichen Crenellen in Sekundärcrenellen aufweist.

Die von G. C. LAUBE (1865, S. 277, Tafel 8 a, Fig. 19) beschriebenen Trochiten von *Isocrinus amoenus* (LAUBE) unterscheiden sich von unserer Art durch die gerundete, bogenförmige Anordnung der randlichen Crenellen. Ferner setzen den Stiel von *I. amoenus* Glieder in alternierender Ordnung zusammen.

Isocrinus tyrolensis (LAUBE, 1865) schließlich ist von F. A. BATHER (1909, S. 31—38, Tafel 2) eingehend studiert und in eine Reihe von Unterarten gegliedert worden. Bei dieser Formengruppe reichen die Crenellen entweder breit fächerförmig bis zum Außenrand der Trochiten oder sie sind wesentlich zahlreicher als bei unserer Art oder es sind die Petalien bedeutend breiter und außen gerundet.

Als ähnliche Form ist aus dem Rhät schließlich noch *Isocrinus stoppanii* (OSSWALD, 1930, S. 735, Tafel 53, Fig. 1) zu erwähnen, die sich in erster Linie durch die wesentlich niedrigere Zahl der kräftigen Crenellen (13 pro Petalie) unterscheidet.

Triadocidaris lungauensis TOLLMANN n. sp.

(Taf. 3, Fig. 3—6; Taf. 6, Fig. 5—8)

In unserem Material finden sich in größerer Zahl Seeigelstacheln mit kräftigen, locker angeordneten Seitendornen, den bisher bekannten Formen nicht vergleichbar. Solche Stacheln liegen nicht nur aus dem Tarntaler Rhät vor, sondern, durch A. TOLLMANN und R. BARBIER aufgesammelt, auch aus dem unterostalpinen Rhät der Radstädter Tauern sowie aus dem mittelostalpinen Rhät der Eisentalhöhe in Kärnten. Diese Stacheln stehen z. T. in Verbindung zu Gehäusen und Gehäuseteilen, deren Zuordnung zur Gattung *Triadocidaris* DOEDERL. trotz schlechter Erhaltung möglich ist. Die Erhaltung von Gehäusen triadischer Cidariden ist deshalb so selten, da die Interambulacral-Plattenreihen mit den Ambulacralia noch nicht fest verbunden waren, sondern schuppenförmig beweglich leicht übereinander greifen und daher bei der Fossilisation meist zerfielen (L. DOEDERLEIN 1887, S. 4).

Diagnose: *Triadocidaris*-Art mit charakteristischen Stacheln von mehreren *cm* Länge und 1—3 *mm* Dicke, die an ihrem proximalen Teil mit seitlichen, wenige *mm*-langen Dornen in unregelmäßiger, z. T. wirtelähnlicher Stellung locker besetzt sind, während am distalen Stachelteil die Dornen nur mehr vereinzelt auftreten und zuletzt fehlen. Das Gehäuse läßt ein Verhältnis von 8 Ambulacralplatten zu einer Interambulacralplatte erkennen. Der Adradialrand der Interambulacralplatten ist gezähnt, die Hauptwarze dieser Platte groß, perforiert, nicht crenuliert — soweit die stark abgewitterten Exemplare erkennen lassen. Der Warzenhof ist besonders breit und nur von einer Reihe von Sekundärwarzen am Plattenaußenrand umgeben. Die Ambulacralporen sind nicht gejocht.

Ableitung des Namens: Nach der Entdeckung dieser Art im Lungau (1956) und dem bisherigen häufigen Auftreten in der Lungauer Fazies der Zentralalpen.

Beschreibung: Unter den zahlreichen Stachelfragmenten finden sich Bruchstücke bis zu 5 *cm* Länge und einer Maximalbreite von 3 *mm*, die sich gegen das distale Ende zu nur ganz allmählich vermindert. Die charakteristische seitliche Bedornung der Stacheln besteht aus bis 2 *mm* langen, sich rasch verjüngenden Dornen, die am proximalen Stachelteil in unregelmäßigen (?) Wirteln in Abständen von etwa 4—5 *mm* stehen, während sie am distalen, schlankeren Stachelteil zunächst noch vereinzelt auftreten und schließlich ganz ausbleiben (Tafel 6, Fig. 5—8). Die Ansicht der Seitendornen weist (bei nicht abgewitterten Exemplaren) eine spitzdreieckige Form auf, wobei die Untergrenze der Dornen schräg aufwärts strebt, die obere Begrenzungslinie aber im rechten Winkel vom Schaft wegführt (Holotypus: Tafel 3, Fig. 3; Tafel 6, Fig. 6). Ein von Prof. R. BARBIER bei der Exkursion der SGF 1966 im Rhät des Teufelskares, Radstädter Tauern, aufgesammeltes Handstück zeigt die in situ fossilisierte Stachelcorona eines Seeigels dieser Art mit im Handstück durchschnittlich 5 *mm* Abstand der Einzelstacheln (Tafel 3, Fig. 6; Tafel 6, Fig. 8).

Von den stets mit solchen Stacheln vorkommenden und demnach wohl zugehörigen Gehäusen liegt ebenfalls eine Reihe von Resten aus verschiedenen zentralalpinen Fundpunkten vor, hauptsächlich aus dem Tarn-taler Rhät. Die Erhaltung dieses durch die tektonische Beanspruchung

stark deformierten und nur durch die Verwitterung wiederum teilweise freigelegten, zugleich dadurch aber stark korrodierten Materials läßt nur eine fragmentarische Beschreibung der Gehäusereste zu.

Die Größe der Gehäuse ist mäßig. Ihr Durchmesser läßt sich nach einem teilweise sichtbaren, verdrückten Exemplar auf etwa 3·5 cm schätzen. Die Maße von Interambulacralplatten aus etwa mittlerer Region sind: 4 mm lang, 2·6 mm breit. Die Stachelwarze im Zentrum der Interambulacralplatte ist von einer Ligamentgrube perforiert. Der Rand des Warzenhofes ist glatt, nicht crenuliert. Der Warzenhof ist sehr breit, sodaß herum nur mehr Platz für einen einfachen, nahe dem Plattenrand stehenden Ring von Sekundärwarzen bleibt. Der Adradialrand (= ambulacro-interradiale Vertikalsutur) der Interambulacralplatte zeigt Zähnelung.

Auf eine Interambulacralplatte entfallen acht verschoben angesetzte schlanke Ambulacralplättchen mit einer Länge von 1·5 mm und einer Breite von 0·3 mm in gleicher sichtbarer Mittelzone des Gehäuses wie die größtmäßig beschriebene Interambulacralplatte. Die Poren scheinen — soweit die starke Abwitterung erkennen läßt — ungejocht zu sein. An der Perradialsutur besitzt jedes Ambulacralplättchen je eine hoch erhabene Warze, sodaß an dieser Suture zwei engstehende Warzenreihen entlanglaufen.

Vergleich: Die überaus typischen großen Stacheln mit ihren proximal unregelmäßig wirtelig, distal vereinzelt angeordneten spitzen Seitendornen sind bisher noch nicht beschrieben worden. Den uns vorliegenden Formen am ähnlichsten erscheinen noch die Stacheln von *Cidaris verticillata* STOPPANI (1859, S. 413 bzw. 1862, S. 96, Tafel 19, Fig. 10—17), die aus Gründen der Homonymie von P. de LORIOLE (1868, S. 4) zu *Rhabdocidaris stoppanii* umbenannt worden sind. Außer A. STOPPANI bildeten noch W. A. OOSTER (1865, Tafel 3, Fig. 1—12; dabei Fig. 6—8 aber unsicherer Zugehörigkeit) und — nachgezeichnet — P. de LORIOLE (1868, Tafel 1, Fig. 1—3) Stacheln dieser Art ab.

Alle Stacheln der erwähnten Art, die STOPPANI vorlagen, unterscheiden sich zunächst bereits durch ihre wesentlich geringere Größe von unseren Formen. Aber auch die Exemplare bei W. A. OOSTER, unter denen das kompletteste 45 mm Länge erreicht, bleibt noch weit hinter der Größe unserer, ja nur in Bruchstücken vorliegenden Exemplare zurück. Ferner nimmt die Dicke des Schaftes bei unserem Material nicht so rasch, sondern ganz allmählich gegen die Spitze hin ab (Tafel 6, Fig. 5—8). Die wirtelige Anordnung der seitlichen Dornen — der konstante Hauptcharakterzug bei den Stacheln der STOPPANI'schen Art — ist bei den uns vorliegenden Stacheln unserer Art nur in unregelmäßiger Weise im basalsten Teil der Stacheln zu erkennen, der Hauptteil der Stacheln aber ist locker, schließlich distal gar nicht mit Seitendornen versehen. Auch die Form der Dornen der vorliegenden Stacheln unterscheidet sich deutlich von jener der vergleichbaren Art: In unserem Material zeigen die nicht abgewitterten Seitendornen an ihrer Außenseite einen rechtwinkelig zum Stachelschaft stehenden Ansatz, nicht eine gegen außen aufwärts strebende Orientierung. Erwähnt sei, daß auch die von W. A. OOSTER 1865 zu *C. verticillata* STOPP. zugeordneten Plattenreste mit ihren crenulierten Warzen ganz anderes Aussehen als die mit den hier beschriebenen Stacheln in Verbindung stehenden Platten zeigen.

Unter den anderen Cidariden-Arten, die noch zum Vergleich herangezogen werden könnten, ist noch der von A. STOPPANI (1858, S. 413) beschriebene Stachelrest aus dem Rhät zu erwähnen. Es handelt sich um ein 35 mm langes, 4 mm dickes Bruchstück, zweischichtig gebaut und mit einem 6 mm langen, achsial symmetrischen Seitendorn versehen, das STOPPANI als *Cidaris spina-christi* n. sp. bezeichnet und 1860/65, S. 97, Tafel 19, Fig. 22 dargestellt hat. Größe und Bau weichen aber zu stark von den uns vorliegenden Formen ab, als daß eine Gleichsetzung möglich wäre.

Entfernt ähnliche große, seitlich bedornete Stacheln findet man schließlich noch bei einigen jurassischen Arten, die sich aber alle gut unterscheiden lassen.

Auch mit Hilfe der Gehäusereste läßt sich keine Art ausfindig machen, der man das uns vorliegende Material zuordnen könnte. Aus der Trias sind ja insgesamt relativ wenige Seeigel beschrieben worden: ausnahmsweise aus der Untertrias (O. LINCK 1956), häufiger aus dem deutschen Muschelkalk (P. ASSMANN 1926, 1937, K. FRENTZEN 1920, O. LINCK 1955, H. v. MEYER 1849, F. A. QUENSTEDT 1876, K. v. SCHAUROTH 1859, M. SCHMIDT 1928), eine Art aus dem südalpinen Mittelladin (A. JEANNET 1933), zahlreichere Formen aus dem alpinen Oberladin (Cassianer Schichten) und Karn (Raibler Schichten) — F. A. BATHER 1911, A. DESIO 1927, E. DESOR 1858, L. DÖDERLEIN 1887, A. v. KLIPSTEIN 1845, K. LAUBE 1865, P. LEONARDI & M. LOVO 1950, WISSMANN, G. V. MÜNSTER & BRAUN 1841 — weitere Literatur hierüber bei BATHER, untergeordnet aus dem Nor der Tethys (L. AGASSIZ 1840, F. A. BATHER 1929) und über 20 Arten aus dem mediterranen Rhät (C. AIRAGHI 1908, S. CONTI 1954, G. COTTEAU 1878, E. DESOR & P. LORIOU 1868, C. W. GÜMBEL 1961, J. LAMBERT 1937, R. LEPSIUS 1878, P. MERIAN 1855, W. A. OOSTER 1865, A. STOPPANI 1865, A. WINKLER 1859, 1861. Keine all dieser Formen gleicht unserer Art.

Vorkommen und Alter: Von der hier beschriebenen Art liegen Fragmente aus folgenden Lokalitäten der zentralalpiner Fazies vor:

1. Kössener Schichten im Unterostalpin der Radstädter Tauern, Salzburg: Vom Rhät am NW-Fuß der Glöcknerin (Pleislingdecke) ein Dutzend Stacheln (koll. A. TOLLMANN 1956); vom Teufelskar (Pleislingdecke) eine Stachelcorona in situ (koll. R. BARBIER 1966); von der NW-Flanke der Ennskraxen (Ennskraxen-Schuppe) Stacheln und Gehäuseteile (koll. A. TOLLMANN 1962); vom NW-Teil des Gödernierkares auf der Ostseite des Hochfeindes (Hochfeinddecke) Stacheln (koll. A. TOLLMANN 1963).

2. Thecosmilienriffkalk in den Kössener Schichten des Unterostalpin der Recknerdecke in den Tarntaler Bergen in Tirol (koll. J. GEYSSANT und A. & E. TOLLMANN): von der Reckner-NE-Seite im Profil A, Schicht 2—3 ein Stachel und ein Gehäusefragment; aus Profil B, Schicht 3 derselben Region ebenfalls ein Stachel und ein Gehäusefragment; von den Isslköpfen aus Profil D, Schicht 4 Stacheln und vier Gehäusereste.

3. Kössener Schichten des mittelostalpinen Rhät der Eisentalhöhe im Zuge der Stangalmtrias in Kärnten: 1 Stachel (koll. A. & E. TOLLMANN 1963).

Das Alter all der genannten Fundstellen ist Rhät, tieferer Teil. Wir halten es nach der bisherigen Erfahrung für durchaus wahrscheinlich, daß diese Art als Leitform für das Rhät zu verwenden sein wird — bis sie aus weiteren Punkten in genügender Zahl bekannt geworden ist.

Literatur

1. Geologische Literatur

- BLESER, P.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern etc. — Bull. Inst. Grand-Duc. Luxembourg, Archiv. n. s. 13, 89 S., Luxemburg 1934.
- CLAR, E.: Von der Tarntaler Breccie (Lizum). — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 149, 71—84, 1 Abb., Wien 1940.
- ENZENBERG, M.: Vorbericht über geologische Studien in den Tarntaler Bergen (Tirol). — Anz. Österr. Akad. Wiss., m.-n. Kl., 102, 192—194, Wien 1965.
- : Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 17 (1966), 5—50, 9 Abb., 3 Taf., Wien 1967.
- FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — Internat. sedim. petrogr. ser., 9, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden (Brill) 1966.
- GEYSSANT, J.: Étude sur la stratigraphie et la tectonique du pic de Kirchdach dans le massif de Serles-Kesselspitz. — Bull. Soc. Géol. France, (7) 7, 1965, 383—386, 2 Abb., Paris 1966.
- HARTMANN, E.: Der Schuppenbau der Tarntaler Berge am Westende der Hohen Tauern. — Jb. Geol. R. A., 63, 207—388, 46 Abb., Taf. 10—13, Wien 1913.
- : Geologische Übersicht über die Tarntaler Berge. — Verh. Geol. R. A., 1913, 109—121, 2 Abb., Wien 1913.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. 2. Auflage. — 379 S., 100 Abb., 3 Taf. Wien (Deuticke) 1955.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Das Unterostalpin des Penken-Gschößwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 54 (1961), 201—227, 5 Taf., Wien 1962.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 539—589, 8 Taf. (1—8), Wien 1964.
- PICHLER, A.: Beiträge zur Geognosie Tirols. — Z. Ferdinandeum, (3) 8, 232 S., Karte, Prof. taf., Innsbruck 1859.
- ROTHPLETZ, A.: Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen etc. — 268 S., 2 Taf., 115 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1894.
- SANDER, B.: Über neue geologische Forschungen im Gebiete der Tarntaler Köpfe (Navistal, Tirol). — Verh. Geol. R. A., 1910, 43—50, 2 Abb., Wien 1910.
- : Westende der Tauern (Tuxer Alpen). — Geol. Rdsch., 3, 453—456 u. 520—523 5 Abb., Leipzig 1912.
- SCHWINNER, R.: Zur Stratigraphie der Tarntaler und Radstädter Berge. — Jb. Geol. B. A., 85, 51—80, 2 Abb., Wien 1935.
- SPITZ, A.: Studien über die fazielle und tektonische Stellung des Tarntaler und Tribulaun-Mesozoikums. — Jb. Geol. R. A., 68 (1918), 171—204, 7 Abb., Taf. 11, Wien 1919.
- SUËSS, F. E.: Das Gebiet der Triasfalten im Nordosten der Brennerlinie. — Jb. Geol. R. A., 44, 589—670, 2 Abb., 4 Taf. (10—13), Wien 1894.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Pleislinggruppe (Radstädter Tauern). — Verh. Geol. B. A., 1956, 146—164, 3 Abb., 2 Taf., Wien 1956.

- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. — 256 S., 22 Abb., 11 Taf., Wien (Deuticke) 1963.
 —: Faziesanalyse der alpidischen Serien der Ostalpen. — Z. dtsh. geol. Ges., 116 (1964), 359—389, 1 Abb., Hannover 1965.
 YOUNG, A. P.: On the Stratigraphy and Structure of the Tarnthal Mass (Tyrol). — Quart. Journ. Geol. Soc., 64, 596—603, London 1908.

2. Paläontologische Literatur

- AGASSIZ, L.: Monographies d'Échinodermes vivans et fossiles. 1. Saleniés. — 32 u. 20 S., 5 Taf., Neuchâtel (Petitpierre) 1838.
 AIRAGHI, C.: Revisione degli Asteroidi e degli Echinidi lombardi. — Rendiconti Reale Ist. Lombard., (2) 41, 244—259, 5 Abb., Milano 1908.
 ALLASINAZ, A.: Il trias in Lombardia. III. Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bergamo). — Riv. Ital. Paleont. Stratigr., 68, 307—376, 1 Tab., Taf. 24—28, Milano 1962.
 ANELLI, F.: Specie nuove nella fauna retica della valle Adrara. — Ebenda, 55, 73—77, 2 Abb., Milano 1949.
 ARTHABER, G. v.: Die alpine Trias des Mediterrangebietes. — F. Frechs Lethaea geognost., II. Tl., 1. Bd., 3. Lief., 223—472, Taf. 34—60, Stuttgart 1906.
 BATHER, F. A.: Triassic Echinoderms of Bakony. — Res. wiss. Erforsch. Balatonsee. — 1. Bd., 1. Tl., Paläont. Anhang, 1, VI, 1—288, 63 Abb., Taf. 1—18, Wien (Hölzel) 1911.
 —: Triassic Echinoderms of Timor. — Paläontol. von Timor, 16, 215—251, Taf. 257—258 Stuttgart 1929.
 BELLONI, S.: La serie retica del Monte Torrezzo. — Riv. Ital. Paleont. Strat., 69, 385—426, 1 Tab., Taf. 27—28, Milano 1963.
 BIESE, W.: Crinoidea triadica. In: Fossil. Catalogus, I, pars 66, 255 S., Tabn., Berlin (Junk) 1934.
 BITTNER, A.: Die Brachiopoden der alpinen Trias. — Abh. Geol. R. A., 14, 1—289, 41 Taf., Wien 1890.
 —: Brachiopoden der alpinen Trias. Nachtrag 1. — Ebenda, 17, H. 2, 40 S., 4 Taf., Wien 1892.
 BÖCKH, J. & LOCZY, L.: Einige rhätische Versteinerungen aus der Gegend von Rezi im Komitat Zala etc. — Result. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1. Bd., 1. Tl., Anhang: Paläont., 2. Bd., VII, 1—8, 2 Abb., Taf. 1, Wien 1912.
 CAELISCH, L.: La serie retico-liassica dell'Alta valle Imagna (Prealpi Bergamasche). — Riv. Ital. Paleontol. Strat., 65, 131—153, 1 Abb., 1 Taf. (5), Milano 1959.
 CAPELLINI, C. G.: Fossili infraliassici dei dintorni del Golfo delle Spezia. — Mem. Accad. Sci. Ist. Bologna, (2 a) 5, 413—486, Taf. 1—6, Bologna 1866.
 CHIESA, C.: Contributo alla conoscenza del Retico nella Lombardia occidentale. — Riv. Ital. Paleont. Strat., 55, 18—34, Taf. 3, Milano 1949.
 CONTI, S.: Stratigrafia e paleontologia della Val Solda (Lago di Lugano). — Mem. descr. carta geol. Ital., 30, 248 S., 52 Abb., 13 Taf., Roma 1954.
 COTTEAU, G.: Échinides réguliers du terrain jurassique. 1. pt. fam. des Cidaridés et des Saleniés; 2. pt. fam. des Diadematiés et des Échinidés. — Paléontologie française, 10/1—2, 468 et 960 S., Taf. 143—520, Paris (Masson) 1875—1885.
 CUIF, J.-P.: Sur les rapports des genres de Madréporaires Montlivaltia LAM. et Thecosmia M.-EDW. & HAIME et leur présence au Trias. — Bull. Soc. Géol. France, (7) 7 (1965), 530—536, 2 Abb., Paris 1966.
 —: Structure de quelques Polypiers phacéloïdes triasiques. — Bull. Soc. Géol. France, (7) 8, 1966, 125—132, 1 Tab., 4 Abb., Taf. 4, Paris 1967.
 DESIO, A.: Fauna triassiche e giurassiche delle Alpi Giulie Occidentali. — Giorn. Geol., (2) 2, 3—57, Taf. 1—2, Bologna 1927.
 —: Studi geologi sulla regione dell'Albenza (Prealpi Bergamaschi). — Mem. Soc. Ital. Sci. Nat. etc., 10, fasc. 1, 156 S., 27 Abb., 1 Taf., 1 geol. Karte, Milano 1929.
 DESOR, E.: Synopsis des Echinides fossiles. — 490 S., 44 Taf., Paris (Reinwald) 1858.

- DESOR, E. & LORIOU, P. de.: Echinologie helvétique. I. Echinides de la période jurassique. — 442 S., 61 Taf., Wiesbaden (Kreidel) u. Paris (Reinwald) 1868—1872.
- DIENER, C.: Brachiopoda triadica. — Fossil. Catal., I, Teil 10, 109 S., Berlin (Junk) 1920.
- : Cnidaria triadica. — Ebenda, 13, 46 S., Berlin (Junk) 1921.
- : Lamellibranchiata triadica I. — Ebenda, 19, 259 S., Berlin (Junk) 1923.
- : Wirbellose Tiere und Kalkalgen. — In: G. GÜRICH: Leitfossilien der Trias. 4. Lief., 118 S., 27 Abb., 8. Tab., 28 Taf., Berlin (Bornträger) 1925.
- : Glossophora triadica I. — Fossil. Catal., 34, 242 S., Berlin (Junk) 1926.
- DIENER, C. & KUTASSY, A.: Lamellibranchiata triadica II. — Fossil. Catal., I, pars 19 et 51, 260—477, Berlin (Junk) 1923—1931.
- : Glossophora triadica II. — Ebenda, 34 et 81, 243—477, Neubrandenburg (Feller) 1926—1940.
- DITTMAR, A. v.: Die Contorta-Zone. — 217 S., 3 Taf., 1 Karte, München (Manz) 1864.
- DÖDERLEIN, L.: Eine Eigenthümlichkeit triassischer Echinoideen. — N. Jb. Miner. etc., 1887/II, 1—4, Taf. 1, Stuttgart 1887.
- FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — Internat. sedim. petrogr. ser., 9, 143 S., 24 Abb., 7 Tab., 27 Taf., Leiden 1966. — Enthält die einschlägigen Rhät-Mikrofazies-Literaturzitate.
- FISCHER-OOSTER, C. v.: Über die Rhätische Stufe in der Umgegend von Thun. — Mitt. Naturforsch. Ges. Bern, 1869, 32—99, Taf. 1—4, Bern 1869.
- FRECH, F.: Die Korallenfauna der Trias. I. Korallen der juvavischen Triasprovinz. — Palaeontographica, 37, 1—116, Taf. 1—21, Stuttgart 1890.
- GOETEL, W.: Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subalpinen Zone in der Tatra. — Bull. Acad. Sci. Crac., m.-n., sér. A, math. sci., 1916, 222 S., Taf. 7—12, Krakau 1917.
- GOLDFUSS, G. A.: Petrefacta Germaniae, 1. Teil. — 2. Aufl., 226 S., Taf. 1—81, Leipzig 1862.
- GÜMBEL, C. W.: Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges und seines Vorlandes. — 950 S., 25 Abb., 43 Prof.-Taf., geol. Karte, Gotha (Perthes) 1861.
- HAAS, O.: Bericht über neue Aufsammlungen in den Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Alt-Aussee. — Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ung., 22, 143—167, Taf. 5—6, Wien 1909.
- HAUER, F. v.: Über Choristoceras. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I, 52, 654 ff., Wien 1865.
- HESS, H.: Zur Kenntnis der Crinoidenfauna des Schweizer Jura. I. Die Gattungsmerkmale von Isocrinus und Pentacrinus. — Ecl. geol. Helv., 48, 468—486, 11 Abb., 1 Taf., Basel 1955.
- KLIPSTEIN, A. v.: Mittheilungen aus dem Gebiete der Geologie und Paläontologie. 1. Bd. — 311 S., 20 Taf., Gießen (Heyer) 1845.
- KOCHANOVA, M.: Zur Rhät-Hettang-Grenze in den Westkarpaten. — Sbornik geol. vied, Z. K., 7, 7—102, 6 Abb., 3 Tab., Taf. 1—6, Bratislava 1967.
- KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee, Salzkammergut. — Jb. Geol. B. A., Sdb. 10, 189 S., 6 Abb., 39 Taf., Wien 1964. — Darin Verzeichnis der einschlägigen Rhät-Foraminiferen-Literatur.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A.: Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56 (1963), 539—589, Taf. 1—8, Wien 1964.
- KRUMBECK, L.: Obere Trias von Buru und Misol. — Palaeontographica, Suppl. 4, 1—161, 11 Abb., 1 Tab., Taf. 1—11, Stuttgart 1913.
- : Obere Trias von Sumatra. — Ebenda, Suppl. 6, 195—266, 2 Abb., Taf. 15—17 Stuttgart 1914.

- KÜHN, O.: Zur Kenntnis des Rhät von Vorarlberg. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 33 (1940), 111—157, 2 Taf., Wien 1942.
- KUTASSY, A.: Lamellibranchiata triadica II. — Fossil. Catal., 51, 477 S., Berlin (Junk) 1931.
- LAMBERT, J.: Echinides fossiles du Maroc. — Notes Mém. Serv. Mines Carte Géol. Maroc, 39, 109 S., 4 Abb., Taf. 1—4, Rabat 1937.
- LAUBE, G. C.: Die Fauna der Schichten von St. Cassian. I. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 24, 223—296, Taf. 1—10, Wien 1865.
- LEONARDI, P. & LOVO, M.: Nuove forme di echinodermi della fauna cassiana di Cortina d'Ampezzo. — Studi trentini sci. nat., 27, 3—10, Taf. 1—2, Trento 1950.
- LEPSIUS, R.: Das westliche Südtirol, geologisch dargestellt. — 375 S., 12 Abb., 10 Taf., geol. Karte, Berlin (Hertz) 1878.
- LORIOU, P. de: s. u. DESOR, E. & LORIOU, P. de
- MARIANI, E.: Sulla fauna retica lombarda. — Atti Soc. Ital. Sci. Nat., 58, fasc. 2, 107—146, Taf. 7, Pavia 1919.
- MARTIN, J.: Zone à Avicula contorta au étage Rhaetien. — Mém. Acad. imp. sci. etc. Dijon, part. sci., (2) 12 (1864), 1—288, Taf. 1—3, Dijon 1865.
- MERIAN, P.: Über verschiedene Petrefacten aus der Stockhornkette, den italiänischen Alpen und der Umgegend von Lugano. — Verh. Natforsch. Ges. Basel, 1 (1854—1857), 314—320, Basel 1855.
- MOJSISOVICS, E. v.: Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. — Abh. Geol. R. A., 6, II. Hälfte, 835 S., Taf. 71—200, Wien 1893.
- MOORE, Ch.: On the zone of the Lower Lias and the Avicula contorta-zone (Rhaetic beds and fossils). — Quart. J. Geol. Soc. London, 17, 483—516, Taf. 15—16, London 1861.
- MORTENSEN, Th.: A monograph of the Echinoidea. I. Cidaroida. — 551 S., 173 Abb., 88 Taf., Copenhagen u. London (Reitzel u. Milford) 1928.
- : New contributions to the knowledge of the Cidarids. I, II. — Mem. Acad. Roy. Sci. Lettres Danemark, sect. sci., (9) 4, Nr. 4, 145—182, 18 Abb., 13 Taf., Kopenhagen 1932.
- : A monograph of the Echinoidea II. — 647 S., 377 Abb., 89 Taf., Copenhagen u. London (Reitzel u. Milford) 1935.
- MÜNSTER, G., WISSMANN, H. L. & BRAUN: Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südöstlichen Tirols etc. — Münsters Beitr. Petrefactenk., 4, 152 S., 16 Taf., Bayreuth 1841.
- OOSTER, W.-A.: Pétrifications remarquables des Alpes Suisses. I. Synopsis des Brachiopodes fossiles des Alpes Suisses. — 71 S., 20 Taf., Genève u. Bale (Georg) 1863.
- : Pétrifications remarquables des Alpes Suisses. II. Synopsis des Échinodermes fossiles des Alpes Suisses. — 131 S., 29 Taf., Genève u. Bale (Georg) 1865.
- OPPEL, A. & SUSS, E.: Über die muthmasslichen Äquivalente der Kössener Schichten in Schwaben. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., I. Abt., 21, 535—549, Taf. 1—2, Wien 1856.
- OSSWALD, K.: Über einige Rätfossilien aus dem Risserkogelgebiet (südlich Tegernsee). — Jb. Preuß. Geol. L. A., 50 (1929), 733—755, 3 Abb., Taf. 53, Berlin 1930.
- PETITOT, M.-L.: Catalogue d'Invertébrés fossiles du Maroc. I. Echinides. — Notes Mém. Serv. géol. Maroc, 13, No. 128, 1955, 97—151, Rabat 1955.
- POLLINI, A.: La serie stratigrafica del Retico di Monte Castello (Zogno-Val Brembana). — Atti Soc. Ital. Sci. Nat., 94, fasc. 3, 329—368, Taf. 27, Milano 1955.
- POMPECK, J. F.: Ammoniten des Rhät. — N. Jb. Miner. etc., 1895/II, 1—46, 4 Abb., 2 Tab., Taf. 1—2, Stuttgart 1895.
- PRATZ, E.: Über die verwandtschaftlichen Beziehungen einiger Korallengattungen etc. — Palaeontogr., 29, 2. Lief., 81—123, Taf. 14, Cassel 1882.
- PRINCIPI, P.: Fossili retici del gruppo montuoso d'Amelia (Umbria). — Riv. Ital. Paleontol., 16, 13—37, Taf. 1, Catania 1910.

- QUENSTEDT, F. A.: Der Jura. — 842 S., 3 Übersichtstaf., 42 Abb., 100 Taf., Tübingen (Laupp) 1858.
- : Handbuch der Petrefactenkunde. 2. Aufl. — 982 S., 185 Abb., 86 Taf., Tübingen 1867.
- : Petrefactenkunde Deutschlands, 4, Asteriden und Encriniden. — 724 S., Taf. 90—114, Leipzig 1874—1876.
- RADWANSKI, A.: Petrographical and sedimentological studies of the High-Tatric Rhaetic in the Tatra Mountains. — *Studia geol. polon.*, 25, 146 S., 6 Abb., 9 Tab., 54 Taf., Warszawa 1968.
- REUSS, A. E.: Beiträge zur Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen etc. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, 7, 1—156, Taf. 1—31, Wien 1854.
- : Über einige Anthozoen der Kössener Schichten und der alpinen Trias. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., Abt. I*, 50, 153—167, Taf. 1—4, Wien 1865.
- SCHAFFHÄUTL, C. E.: Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges. — 206 S., 44 Taf., München (Liter.-artist. Anst.) 1851.
- : Geognostische Bemerkungen über den Kramerberg bei Garmisch. — *N. Jb. Miner. etc.*, 1852, 282—288, Taf. 3, Stuttgart 1852.
- : Südbayerns Lethaea geognostica: Der Kressenberg etc. — 487 S., 86 Taf., 2 Taf. Leipzig (Voss) 1863.
- SCHAUROTH, K.: Kritisches Verzeichnis der Versteinerungen der Trias im Vicentini-schen. — *Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, 34, 283—356, Taf. 1—3, Wien 1859.
- : Verzeichnis der Versteinerungen im Herzogl. Naturalienkabinett zu Coburg. — 325 S., 30 Taf., Coburg 1865.
- SCHLOTHEIM, E. F. v.: Nachträge zur Petrefactenkunde, 2. — 114 S., 16 Taf., Gotha 1823.
- SCHMIDT, M.: Die Lebewelt unserer Trias. — 461 S., 1220 Abb., Öhringen (Hohenlohe) 1928.
- : Nachtrag zu: Die Lebewelt unserer Trias. — 143 S., zahlr. Abb., Tabn., Öhringen (Hohenlohe) 1938.
- SIEBER, R.: Die Fauna der nordalpinen Rhättriffkalke. — *N. Jb. Miner. etc.*, B, Beil.-Bd. 78, 123—188, 5 Abb., 4 Taf., Stuttgart 1937.
- SIEVERTS-DORECK, H. & BIESE, W.: Supplementum ad Crinoidea triadica etc. — *Fossil. Catal.*, I, 88, 81 S., s'Gravenhage (Junk) 1939.
- SIMONELLI, V.: Fossili retici della Montagna di Cetona. — *Mem. R. Accad. Sci. Ist. Bologna*, (5) 2, sec. sci. nat., 617—642, 1 Abb., Taf. 1, Bologna 1892.
- SIRNA, G.: Fossili retici dei Monti di Amelia (Umbria). — *Riv. Ital. Paleont.*, 74, 747—802, 2 Abb., Taf. 53—56, Milano 1968.
- STOPPANI, A.: Studii geologici e paleontologici sulla Lombardia. — 461 S., 2 Taf., Milano (Turati) 1857.
- : Géologie et Paléontologie des couches à *Avicula contorta* en Lombardie. Paléontologie Lombarde III. — 264 S., 60 Taf., Milano 1860—1865.
- SUESS, E.: Über die Brachiopoden der Kössener Schichten. — *Denkschr. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl.*, 7, Abt. II, 29—65, Taf. 1—4, Wien 1854.
- VECCHIA, O.: Una fauna retico-liassica della sponda occidentale sebina (Bergamo). — *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, 50, fasc. 4, 1—13; 51, fasc. 1, 1—14, Taf. 1, Milano 1945—1946.
- VINASSA DE REGNY, P.: Triadische Algen, Spongien, Anthozoen und Bryozoen aus Timor. — *Paläont. v. Timor*, 4, 75—118, Taf. 63—72, 3 Abb., Stuttgart (Schweizerbart) 1915.
- WAAGEN, L.: Der Formenkreis des *Oxytoma inaequivalve* Sowerby. — *Jb. Geol. R. A.*, 51 (1901), 1—24, Taf. 1, Wien 1902.

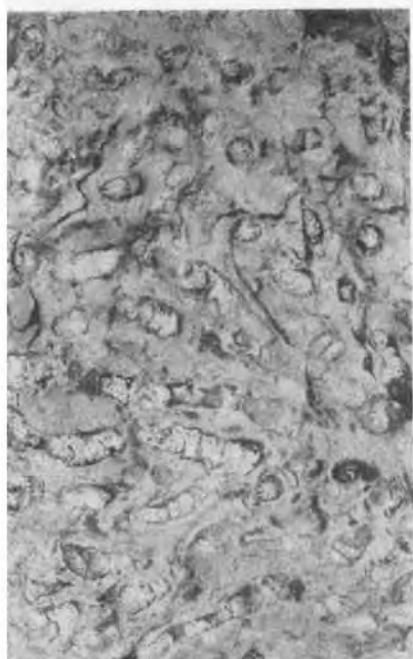
- WINKLER, G. G.: Die Schichten der *Avicula contorta* inner- und außerhalb der Alpen. — Habil.-Schrift Ludw. Maxim.-Univ. München, 51 S., 2 Taf., München (Palm) 1859.
- : Der Oberkeuper, nach Studien in den bayerischen Alpen. — Z. dtsh. geol. Ges., 13, 459—521, Taf. 5—9, Berlin 1861.
- : Beiträge zur Geologie der bayerischen Alpen. — N. Jb. Miner. etc., 1864, 295—314, Taf. 6—7, Stuttgart 1864.
- ZAPFE, H.: Eine rhätische Fauna aus dem Gebiet des Eibenberges bei Ebensee in Oberösterreich. — Jb. Oberöst. Musealver., 94, 235—257, 1 Taf., Linz 1949.
- : Zur Kenntnis der Fauna des oberrhätischen Riffkalkes von Adnet, Salzburg. — Annal. Nathist. Mus. Wien, 66, 207—259, 1 Abb., Taf. 1—3, Wien 1963.
- : Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark. — Annal. Nathist. Mus. Wien, 71, 413—480, 1 Abb., 9 Taf., Wien 1967.
- ZIMMERMANN, E.: Stratigraphische und paläontologische Studie über das deutsche und das alpine Rhät. — Inaug.-Diss. Phil. Fak. Univ. Jena, 97 S., 4 Tab., Gera (Issleib & Rietzschel) 1884.
- ZUGMAYER, H.: Untersuchungen über rhätische Brachiopoden. — Beitr. Paläont. Österr.-Ungarn Orient, 1, 1—42, Taf. 1—4, Wien 1880.

Tafel 1

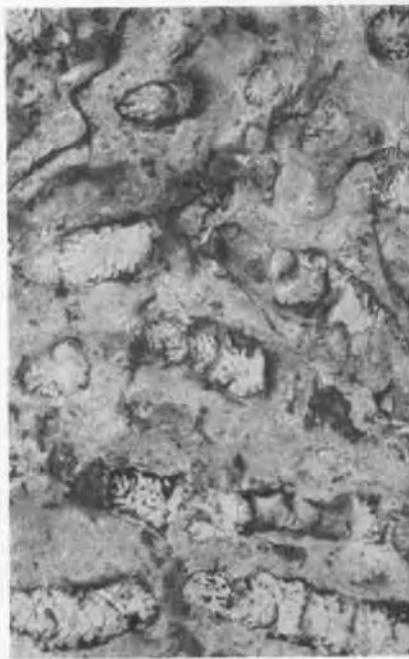
Rhätische Korallen aus dem Thecosmilienriffkalk am Reckner-NE-Abfall; Unterostalpin der Tarntaler Berge, Tiroler Zentralalpen.

	Seite
Fig. 1: <i>Oppelismilia</i> n. sp. cf. <i>zitteli</i> (FRECH). Korallenstock aus Schicht 3, Profil A. Länge des Bildausschnittes 23 cm	15
Fig. 2: Gleicher Korallenstock, vergrößert. Länge des Bildausschnittes 12 cm	15
Fig. 3: Gleicher Korallenstock; zwei angewitterte Kelchquerschnitte. Durchmesser des rechten Exemplars 9 mm	15
Fig. 4: <i>Oppelismilia zitteli</i> (FRECH) aus Schicht 3, Profil B. Länge des ausgewitterten Kelches 42 mm	14
Fig. 5: <i>Oppelismilia zitteli</i> (FRECH). Kelchquerschnitte aus gleicher Fundschicht wie zuvor. Länge des Bildausschnittes 95 mm	14
Fig. 6: <i>Oppelismilia zitteli</i> (FRECH). Schräg ausgewitterter Kelch aus gleicher Fundschicht wie zuvor. Höhe des Kelchrestes 23 mm	14

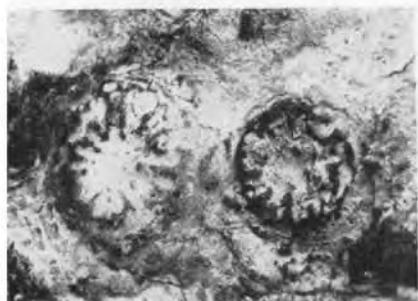
Tafel 1



1



2



3



4



5

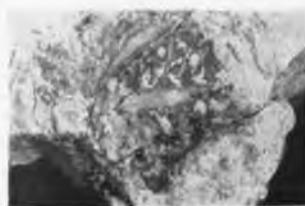
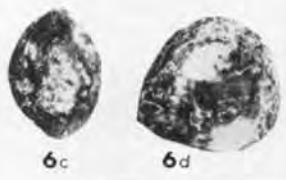
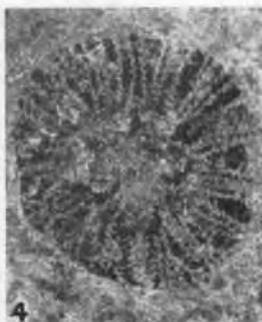
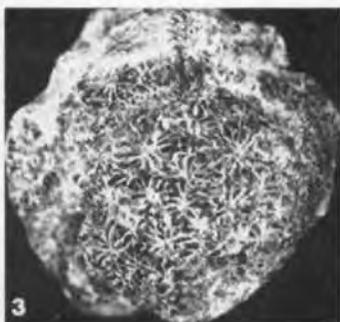


6

Tafel 2

Rhätische Fossilien aus Korallenriffkalk und Kössener Schichten von der Rhätmulde am Reckner-NE-Abfall; Unterostalpin der Tarntaler Berge, Tiroler Zentralalpen.

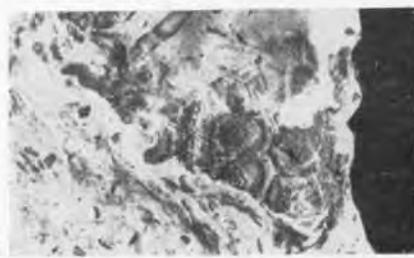
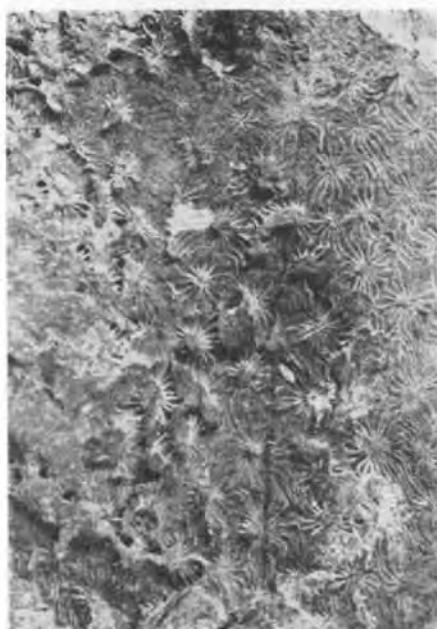
	Seite
Fig. 1: <i>Thecosmilia clathrata</i> (EMMR.) im Korallenriffkalk, Schicht 3, Profil A. Länge des Bildausschnittes 120 cm	6
Fig. 2: <i>Stephanocoenia schafhäutli</i> (WINKL.). Stark angewitterter Rest eines Stöckchens aus dem Tonflatschenkalk der Kössener Schichten (Schicht 5, Profil A). Länge des Bildausschnittes 19 mm	17
Fig. 3: <i>Astraeomorpha crassisepta</i> Rss. aus dem Thecosmilienriffkalk (Schicht 3, Profil B). Längsdurchmesser des Stöckchens 20 mm	15
Fig. 4: <i>Astraeomorpha crassisepta</i> Rss. Durch die tiefe Anwitterung wurde der Querschnitt im zentralen Teil des Stöckchens mit der typischen Lamellenstruktur freigelegt. Thecosmilienriffkalk (Schicht 3, Profil A). Durchmesser des Stöckchens 12 mm	15
Fig. 5: <i>Terebratula (T.) piriformis</i> SUESS. Flach ausgewalztes Exemplar, das die tektonische Verformung zeigen soll. Oberste Partie der Thecosmilienriffkalkbank (Schicht 3, Profil A). Vorder- und Seitenansicht (5 a, b). Schalenhöhe 80 mm	18
Fig. 6: <i>Terebratula (Rhaetina) gregaria</i> SUESS. Vier verschieden stark längs oder quer verquetschte Exemplare in Vorderansicht (Fig. 6 a—d), die starke tektonische Beanspruchung des Materials zeigend. Aus der obersten Partie der Thecosmilienriffkalkbank (Schicht 3, Profil A). Höhe des längsten Exemplares 34 mm	19
Fig. 7: <i>Pterophloios emmrichi</i> GÜMBEL. Ausgewitterter Innenabguß der Deckelklappe mit Median- und Seitenrippen. Gleiche Fundschicht wie zuvor. Breite des Exemplares 17 mm	17
Fig. 8: <i>Isocrinus bavaricus</i> (WINKLER). Stielglied aus der höheren Stielregion (ident Abb. 1, Taf. 6). Aus tonigen Crinoidenkalkschiefern (Schicht 5, Profil B). Durchmesser 4 mm	19



Tafel 3

Rhätfossilien aus den Kössener Schichten und dem Thecosmilienkalk des Unterostalpins der Zentralalpen.

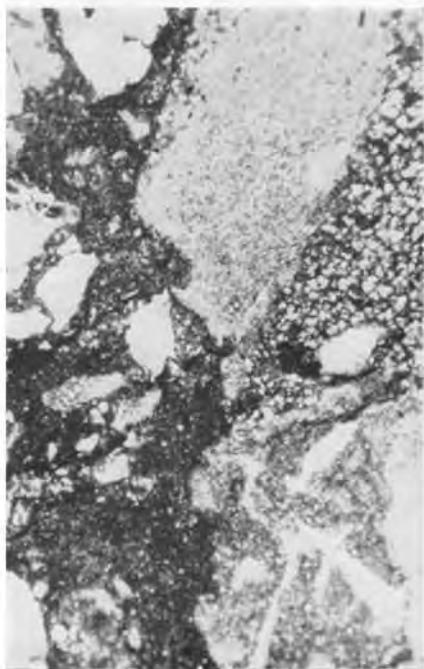
		Seite
Fig. 1:	<i>Thamnasteria rectilamellosa rectilamellosa</i> WINKLER. Ausgewitterte Oberfläche eines großen, als stark tektonisch verwalzte Kalkknolle im Schiefer steckenden Stockes. Tonflatschenkalk (Schicht 5, Profil A) der Reckner-NE-Seite, Tarntaler Berge. Länge des Bildausschnittes 60 mm	16
Fig. 2:	<i>Thamnasteria rectilamellosa rectilamellosa</i> WINKLER. Weiteres Exemplar aus der gleichen Schicht. Länge des Ausschnittes 55 mm	16
Fig. 3:	<i>Triadocidaris lungauensis</i> n. sp. Holotypus. Stark angewittertes Stachelfragment aus den Kössener Schichten im NW-Teil des Gödernierkares, Unterostalpin der Hochfeinddecke, Radstädter Tauern, Salzburg. Ident mit Fig. 6, Taf. 6. Länge des Stachelfragmentes 34 mm	21
Fig. 4:	<i>Triadocidaris lungauensis</i> n. sp. Stark abgewitterter Gehäuserest aus dem Thecosmilienriffkalk (Schicht 3, Profil B) des Reckner-NE-Abfalles. Breite des Restes 27 mm	21
Fig. 5:	<i>Triadocidaris lungauensis</i> n. sp. Ausgewitterter Gehäuserest im Thecosmilienriffkalk (Schicht 4, Profil D), Isslköpfe, Tarntaler Berge, Unterostalpin, Tirol. Breite des Gehäuserestes 39 mm	21
Fig. 6:	<i>Triadocidaris lungauensis</i> n. sp. Teil der Stachelcorona, stark verwittert. Ident Fig. 8, Taf. 6. Kössener Schichten, Teufelskar, Pleislingdecke, Unterostalpin, Salzburg. Länge des Bildausschnittes 70 mm	21



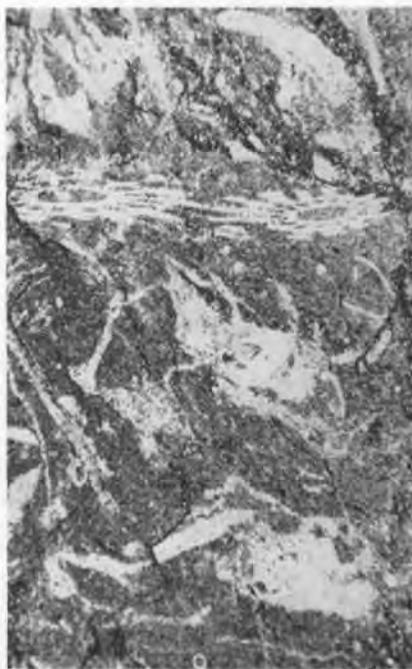
Tafel 4

Mikrofaziesbilder aus dem schwach metamorphen unterostalpinen Rhät der Tarntaler Berge, Tirol. Länge des Bildausschnittes jeweils 4·5 mm.

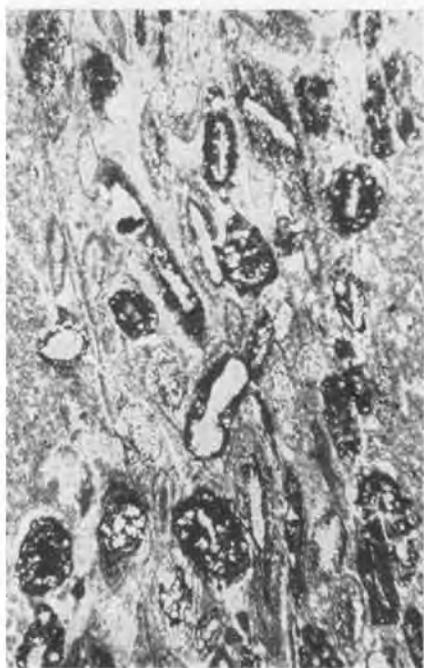
	Seite
Fig. 1: Dolomitbrekzie (Schliff S 499 a, Schicht 3, Profil C) von den Isslköpfen, in Verzahnung mit Thecosmilienkalk. In mikritischer Grundmasse schwimmen eckige Trümmer von Thecosmilienkalk und -dolomit. Kleine Komponenten der linken Bildhälfte sind mit klarem Kalzit erfüllte Thecosmilienfragmente, rechte Hälfte zeigt ein Bruchstück des Thecosmilienriffkalkes.	9
Fig. 2: Thecosmilienriffkalk (Kössener Riffkalk). Schliff 501 a, Schicht 4, Profil C, Isslköpfe. Heller, mikritischer, an Echinodermenresten (Seeigelstachel im Bild) reicher Thecosmilienkalk. Grobbrekziöse Struktur (im Ausschnitt nicht erfaßbar)	9
Fig. 3: Tonflatschenkalk der Kössener Schichten (Schliff 496 b, Schicht 11, Profil A) von der NE-Seite des Reckner. In mikritischer Grundmasse (rechter und linker Bildrand) stellen sich rasch an- und abschwellende Lagen von biogenem Detritus ein, wobei die Intraklaste oberflächenoolithische Umhüllung (superficial coating) bzw. onkoidische Krusten zeigen. Letztere sind z. T. grob rekristallisiert. Leichte tektonische Streckung der eingeregelter Komponenten	7
Fig. 4: Lumachelle der Tonflatschenkalkserie (Schliff 504 a, Schicht 6, Profil C, Isslköpfe). Lumachelle aus Fragmenten von Bivalven-, Gastropoden- und Brachiopoden-Schalen. Die Biogene wurden vor der Einbettung stark abgerollt. Die Matrix besteht teils aus mikritischem Kalk, teils sind die Lumina durch Kalzit auskristallisiert.	9



1



2



3

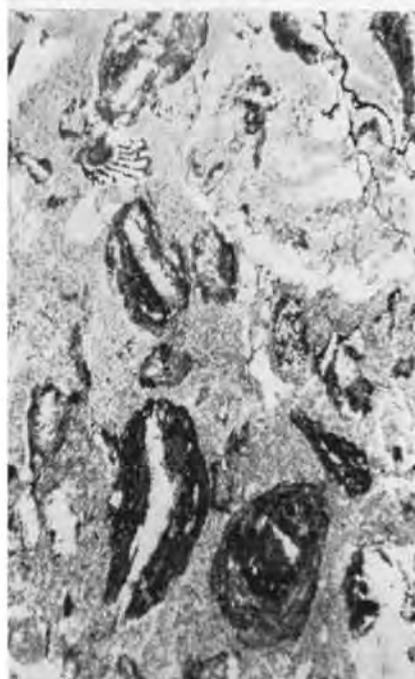
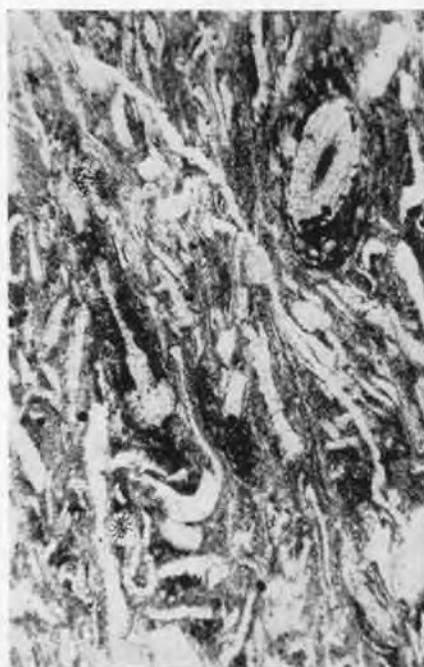


4

Tafel 5

Mikrofaziesbilder aus dem leicht metamorphen unterostalpinen Rhät der Tarntaler Berge, Tirol. Länge der Bildausschnitte jeweils 4·5 mm.

	Seite
Fig. 1: Lumachellelage im Tonflatschenkalk (Schliff S 495 a, Schicht 11, Profil A, Reekner-NE). Typisches Bild einer in stark bewegtem Wasser gebildeten Lumachelle. Der Organodetritus dieses Calcirudites ist so stark abgerollt, daß die Herkunft der Schalenreste kaum mehr feststellbar ist	7
Fig. 2: Fossilreicher Tonflatschenkalk (Schliff S 505 a, Schicht 6, Profil D, Isslköpfe). In zureichend vorhandener Kalkmatrix sind Mollusken- und Echinodermenfragmente in Massen eingebettet. Das Crinoidenstielglied rechts oben ist durch Blau-Grünalgen onkoidisch umwachsen ...	10
Fig. 3: Fossilreicher Tonflatschenkalk (Schliff S 493 a, Schicht 5, Profil A, Reekner-NE). Onkolith. Die in reichlicher Kalkmatrix schwimmenden Onkoide zeigen meist Biogene als Kern, der von kräftigen Blau-Grünalgenkrusten umgeben wird	6
Fig. 4: Plattiger hellblaugrauer Kalk des (höheren?) Rhät. Schliff S 498 b, Schicht 13, Profil A, Reekner-NE. Der metamorphe Kalk läßt lagenweise noch ein oolithoides Gefüge erkennen. Durch Umkristallisation sind Kern und Hülle der Ooide nur mehr schemenhaft zu sehen. In der Grundmasse tritt außer der primären Kalkmatrix reichlich spätig kristallisierter Kalzit auf.....	7



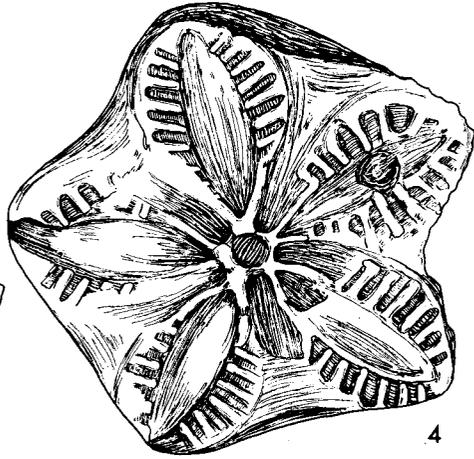
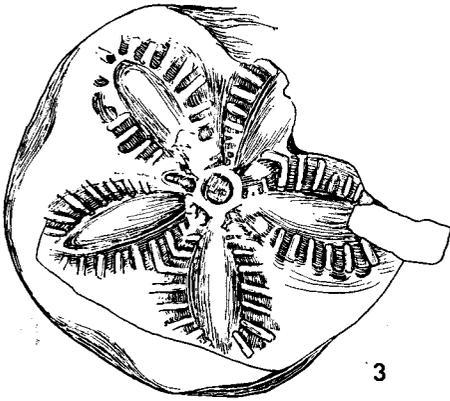
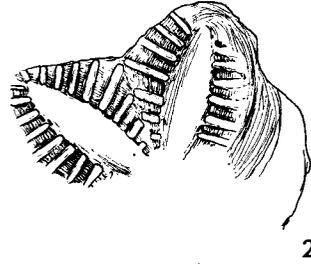
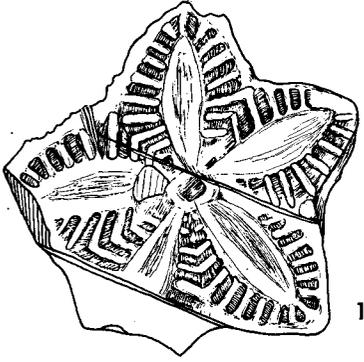
Tafel 6

Echinodermenreste aus dem zentralalpinen Rhät.

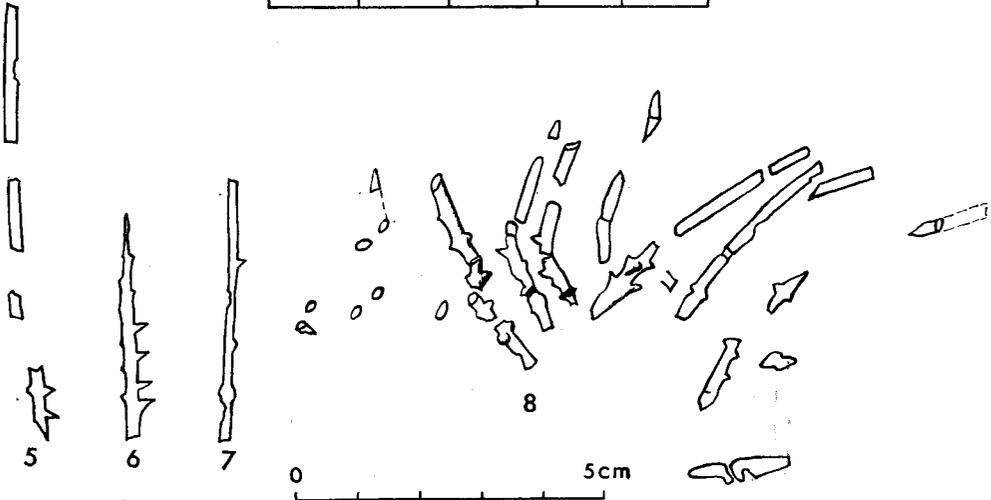
Fig. 1—4: *Isocrinus bavaricus* (WINKLER). Columnalia aus den rhätischen Kössener Schichten. Alle Formen stark abgewittert.

	Seite
Fig. 1: Trochit der höheren Stielregion aus dem tonigen Crinoidenkalkschiefer (Schicht 5, Profil B) der Reckner-NE-Seite, Unterostalpin der Tarntaler Berge, Tirol	19
Fig. 2: Stielglied aus der höheren Stielregion aus dem Crinoidendolomitschiefer (Schicht 2, Profil C) W der Isslköpfe, Unterostalpin der Tarntaler Berge, Tirol	19
Fig. 3—4: Vergleichsweise gezeichnete Columnalia dieser Art aus der tieferen Stielregion aus dem Crinoidenkalkschiefer (Schicht 13) des Profiles der Eisentalhöhe in den Gurktaler Alpen, Mittelostalpin, Kärnten (vgl. E. KRISTAN-TOLLMANN etc. 1964, Photo-Taf. 7, Fig. 4—5). Bei Fig. 4 zentrale Region stark abgewittert, sodaß dort Crenellae verloren gegangen sind ..	19
Fig. 5—8: Stachelreste von <i>Triadocidaris lungauensis</i> n. sp. aus den unterostalpinen rhätischen Kössener Schichten der Radstädter Tauern und Tarntaler Berge. Sämtliche Formen sind nur z. T. aus dem Gestein ausgewittert, z. T. weitgehend abgewittert, ferner tektonisch zerrissen. Nur mit diesem Vorbehalt sind die Darstellungen zu beurteilen.	
Fig. 5: Tektonisch zerbrochener Stachel vom eingefalteten Rhät auf der NW-Seite der Ennskraxe, Radstädter Tauern, Salzburg	21
Fig. 6: Stachelfragment, dessen Oberteil noch im Gestein eingebettet ist, wodurch sich die zufällige Umgrenzung des distalen Stachelteiles ergibt. Ident mit Fig. 3, Taf. 3. Aus dem NW-Teil des Gödernierkares, Radstädter Tauern, Salzburg.	21
Fig. 7: Stachelfragment, dessen schwankende Kontur durch unvollkommene Auswitterung bedingt ist. Aus dem Thecosmiliendolomit (Schicht 2, Profil A), Reckner-NE, Tarntaler Berge	21
Fig. 8: Zeichnung des Exemplares von Photo-Taf. 3, Fig. 6. Erläuterung siehe dort	21

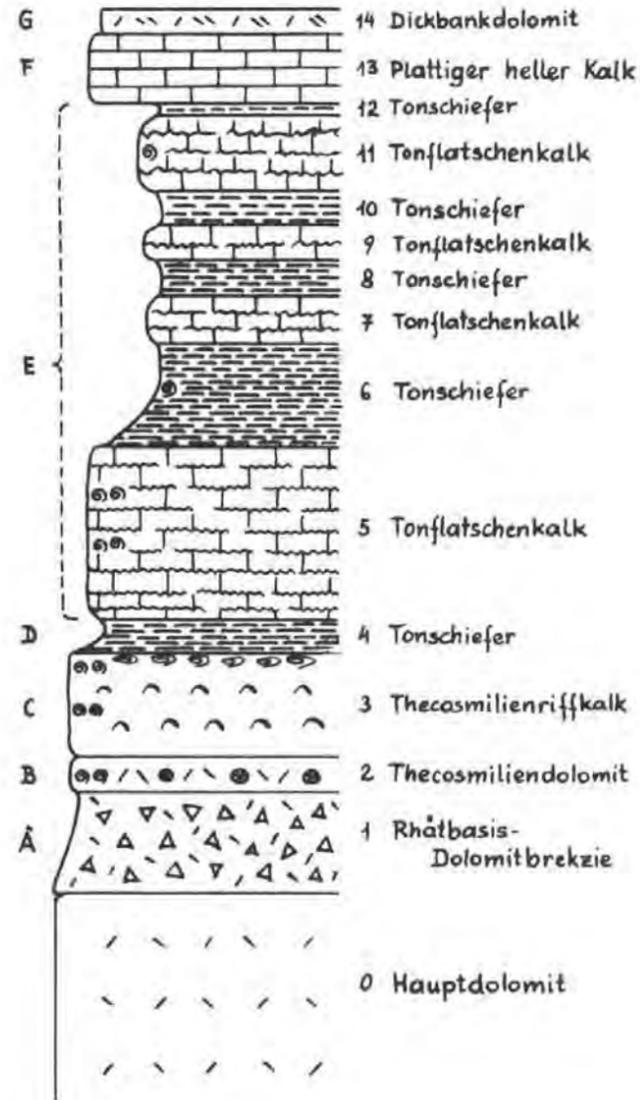
Tafel 6



0 5 mm



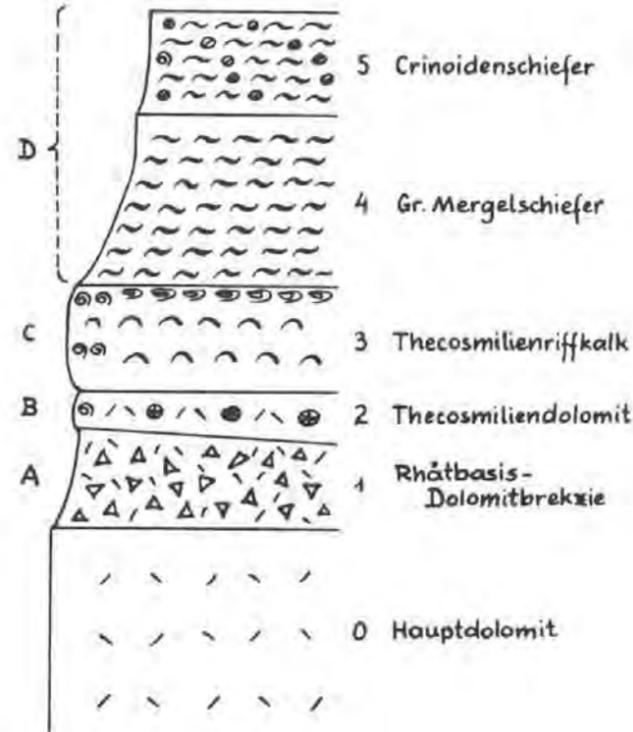
PROFIL A
RECKNER-NE-ABFALL, OSTRAND DER RHÄTMULDE



Säulenprofile durch das unterostalpine Rhät des Reckner und der Isslköpfe in den Tarntaler Bergen. Die Buchstaben geben die Korrelation der Schichtkomplexe der verschiedenen Profile an. Alle Profile sind im Hangenden tektonisch begrenzt, der Oberteil des Rhät fehlt

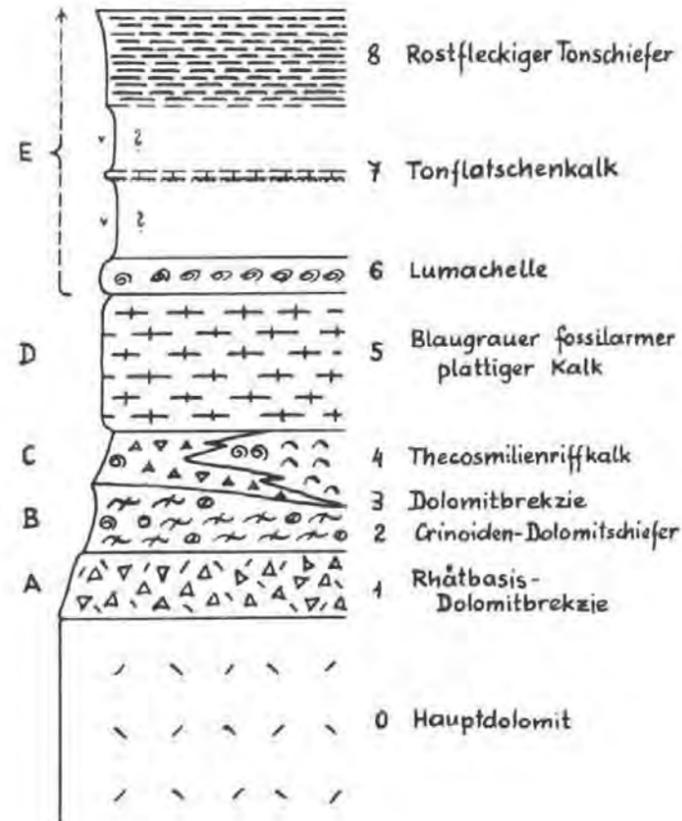
PROFIL B

RECKNER-NE-ABFALL, WESTRAND D. RHÄTMULDE



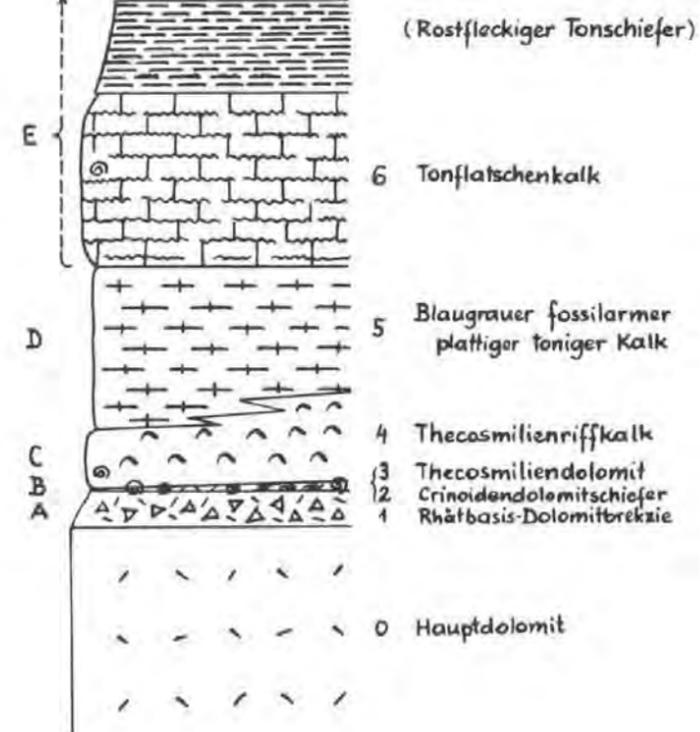
PROFIL C

ISSLKÖPFE; LIEGENDFLÜGEL (RHÄT-WESTRAND)



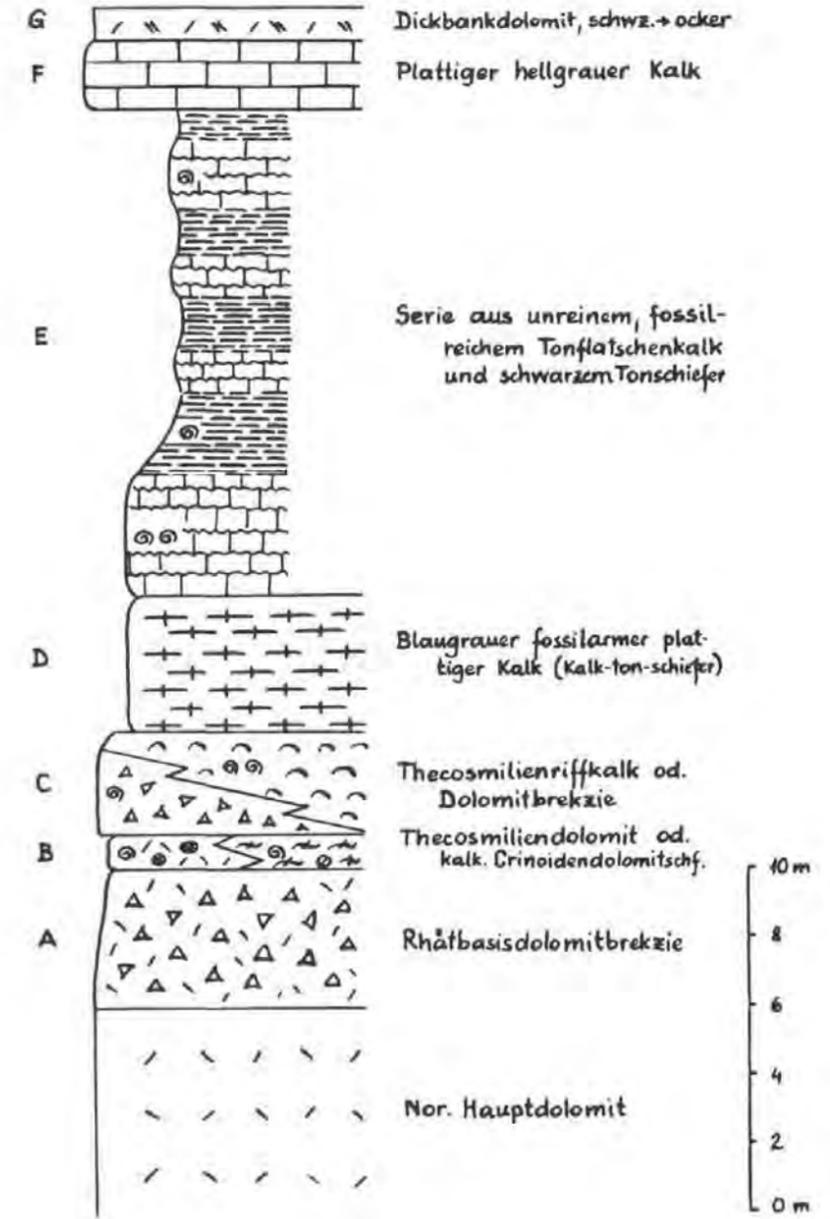
PROFIL D

ISSLKÖPFE; HANGENDFLÜGEL (RHÄT-OSTRAND)



SAMMELPROFIL Σ

ÜBER DIE RHÄTPROFILE A-D DER TARNTALER BERGE
(EINTRAGUNG DER OPTIMAL-MÄCHTIGKEITEN)



Faltung und Kristallisation im Vernagt-Marzell-Gebiet der Ötztaler Alpen

H. FUCHS, A. KRÖNER und K. SCHMIDT *)

mit 6 Tafeln und 16 Abbildungen

Inhalt

	Seite
I. Einleitung.....	33
II. Geologische und geographische Übersicht	35
III. Gesteinsbeschreibung	36
A. Paragneise und Glimmerschiefer	36
1. Allgemeines	36
a) Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise	36
b) Granat-Glimmerschiefer	36
c) Mineralreiche Glimmerschiefer	36
d) Staurolith- und feldspatknottenreiche Muskovitschiefer	41
2. Einlagerungen.....	41
a) Quarzite	41
b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer	42
c) Kalksilikate	42
3. Mikroskopische Beschreibung der Paragneise und Glimmerschiefer.....	42
B. Amphibolite	47
1. Allgemeines	47
2. Mikroskopische Beschreibung	48
C. Granitgneise	49
1. Allgemeines	49
D. Basische Ganggesteine	50
1. Allgemeines	50
2. Mikroskopische Beschreibung	50
E. Kristallisation und Deformation	51
IV. Tektonischer Bau	53
A. Allgemeines	53
B. Tektonische Leitgesteine	54
C. Flächen- und Achsengefüge	54
1. Schieferung (s_1)	54
2. Falten (B_1)	57
3. Schieferung (s_2)	66
D. Störungen und Brüche	69
E. Zur Mechanik der steilachsigen Faltung.....	70
F. Das Alter der Faltung und der Metamorphose	77

*) Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, 44 Münster, Pferdegasse 3

Zusammenfassung

In einem weiteren Beitrag zur Petrographie und Tektonik des südlichen Ötztales (Österreich) werden die Vernagt- und Marzell-Schlinge im Gebiet des Rofen- und Niedertales beschrieben.

Das untersuchte Gebiet baut sich in der Hauptsache aus Paragneisen (Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen) und Glimmerschiefern (Granat-Glimmerschiefer, mineralreiche Glimmerschiefer, staurolith- und feldspatnotenreiche Muskovitschiefer) auf, die quarzische, graphitische und kalsilikatische Einlagerungen enthalten. In diesen Metasedimenten stecken konkordante Amphibolit- und Granitgneislager. Jüngere basische Gänge durchbrechen die Gneis-Glimmerschieferverbände. Wie im Gebiet von Vent sind auch hier zwei Kristallisationsphasen zu unterscheiden. Die ältere Paragenese (Staurolith-Almandin-Subfazies) ist variszisch und entstand in bezug auf den Schlingenbau syn- bis postkinematisch. Die jüngere Paragenese (mittlere bis tiefe Grünschieferfazies) entspricht einer spät bis nachvariszischen retrograden Metamorphose.

Mit Hilfe von Leithorizonten, der Hauptschieferung (s_1), Faltenachsen (B_1) und der jüngeren Schieferung (s_2) wird der Schlingenbau beschrieben und gedeutet.

In der Vernagt-Schlinge versteilen sich die Faltenachsen von SW nach NE hin unter gleichzeitiger Änderung ihres Streichens. Die Schieferung s_2 verläuft im ganzen Gebiet einheitlich E—W und fällt steil nach N.

Die Marzell-Schlinge ist eine nach E gekippte steilachsige Großfalte. Ihre Hauptschieferung s_1 streicht im Kreuzkamm NE—SW und biegt östlich der Martin Busch-Hütte in die N—S-Richtung um. Die Faltenachsen stehen in der gesamten Struktur steil bis vertikal. Die s_2 -Schieferung wurde von der Faltung noch beeinflusst.

Die Bildung der Vernagt-Schlinge wird an zwei Modellen erörtert: einmal erfolgte die Faltung der Gesteinsverbände um eine vertikale Achse, ein anderes Mal um eine mit 40° nach SE einfallende Achse.

Die Marzell-Schlinge ist dagegen durch Faltung um eine steil nach NW ($115^\circ/65^\circ$ NW) einfallende Achse zu erklären.

Vergleicht man die Vernagt- und Marzell-Schlinge mit der weiter östlich anschließenden Venter Schlinge, so zeigt sich, trotz mancher Unterschiede im einzelnen, der gleiche Faltungsstil. Die Schlingen sind komplizierte Biegescherfalten im Kern einer nahezu die ganze Ötztal-Masse umfassenden steilachsigen Großfalte, die unter Beteiligung beachtlicher plastischer Verformungen entstanden und ein homoaxes Großgefüge bilden.

Summary

This is a further report on the petrology and structure of the Southern Ötztal (Austria), which deals with the Vernagt- and Marzell-Schlinge of the Rofen- and Niedertal.

The paragneisses (biotite-muscovite-plagioclase-gneisses) and mica-schists (garnetiferous mica-schists, mineral bearing mica-schists and staurolite- and feldsparporphyroblasts muscovite-schists) have inclusions of quartzitic, graphitic and calcsilicate layers. In these metasedimentary rocks occur conformably lying amphibolites and granite-gneisses. Later basic intrusions cut obliquely through the older series.

Similar to the area further east, there are two different metamorphic phases recognized. The first, being stable in the staurolite-almandine subfacies, is hercynian (variscan) and syn- to postkinematic in respect of the "Schlingenbau" (loop-structure). The second metamorphic phase is retrogressive and late- to posthercynian, because the basic dikes are at least partly affected. During this phase the mineral assemblages were stable under medium to deep greenschist facies conditions.

With the help of the regional trend of the different rock units and structural elements such as foliation (s_1), axial plane foliation (s_2) and fold axes (B_1) it is possible to describe and to explain the geometry and character of the "Schlingen".

The orientation of the foliation (s_1) and fold axes (B_1) in the Vernagt-Schlinge follows a semi-circle (W—E in the SW, S—N in the NE, E—W in the NW). The plunge of the fold axes in the SW is gentle to the NE, increases to the NE to nearly 80° .

In the whole area the axial plane foliation (s_2) has a general E-W-direction and is dipping northward.

The Marzell-Schlinge represents a megafold with its axes steeply tilted to the east. At Kreuzkamm the foliation (s_1) within the "Schlinge" has a NE-SW-orientation. East of the Martin-Busch-Hütte this changes to a N-S-direction. The fold axes of the whole structure are steeply inclined to vertical. The axial plane foliation (s_2) was influenced by the folding.

The genesis of the Vernagt-Schlinge can generally be explained with two possibilities: in one case folding of the strata followed a vertical axis, in the other it followed an axis dipping 40° towards the SE.

Contrary to this the Marzell-Schlinge can be interpreted as a structure caused by folding with a steeply inclined axes ($115^\circ/65^\circ$ NW).

When the Vernagt- and Marzell-Schlinge are compared with the more eastern Venter Schlinge no general differences in the type of folding are seen, although some variation in details can be noted. The "Schlingen" structures represent quite complicated "Biegescherfalten" situated within the centre of a steeply inclined megafold, that comprises nearly the whole Ötztal-Komplex. The "Schlingen" together form a homo-axial megastructure, that is built with the help of considerable plastic deformations.

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit bildet einen weiteren Beitrag zur Erforschung der südlichen Ötztaler Alpen. In Band 110 dieses Jahrbuches haben BAUMANN, HELBIG und SCHMIDT (1967) bereits über die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales berichtet. Unsere Arbeit führt diese Untersuchungen weiter. Schon aus der Übersichtskarte SCHMIDEGG's (1933 a) geht hervor, daß der Schlingenbau des Venter Gebietes nach W fortsetzt, so daß es sich von selbst anbietet, die Aufnahmen in dieser Richtung auszu-dehnen. Die Fortführung der Aufnahmen war auch erforderlich, da aus dem Bereich des Gurgler und Venter Tales allein der Mechanismus der steil-achsigen Faltung kaum zu rekonstruieren ist.

SCHMIDEGG (1933 a, b) hat seinerzeit folgende Hauptstrukturen unterschieden: die Stubaier-, die Venter-, die Marzell-, die Hochjoch-, die Vernagt- und die Mittelberg-Schlinge (Abb. 1). Aus seinen Ausführungen ergibt sich, daß die Zone der Vernagt-, Hochjoch- und Marzell-Schlinge überwiegend steilachsige gefaltet ist und nach W hin in flachachsige gefaltete Gebiete übergeht. Es stellten sich daher folgende Fragen:

1. Entsprechen die drei letztgenannten Strukturen ihrem Gefüge nach den Schlingen der östlich anschließenden Bereiche?
2. Wie vollzieht sich der Übergang in diese Großfalten?
3. Wo liegt die Grenze zwischen steil- und flachachsige gefalteten Bereichen im Westen?
4. Lassen sich die Gefüge im Kern der übergeordneten Stubaier Schlinge zu einem Bewegungsbild vereinen?

Nach Vorarbeiten von K. SCHMIDT kartierte H. FUCHS in den Sommern 1963 und 1964 das Vernagt-Gebiet und A. KRÖNER im Sommer 1964 die weitere Umgebung des Marzellkammes. Das verbliebene Zwischengebiet wurde von K. SCHMIDT 1965 aufgenommen. Die Zusammenfassung dieser Gemeinschaftsarbeit bot gewisse Schwierigkeiten, da bei dem hohen Verformungsgrad des Ötztalkristallins bereits eine so weitgehende Homogenisierung der Gesteine eingetreten ist, daß die Gesteinsgrenzen oft unscharf

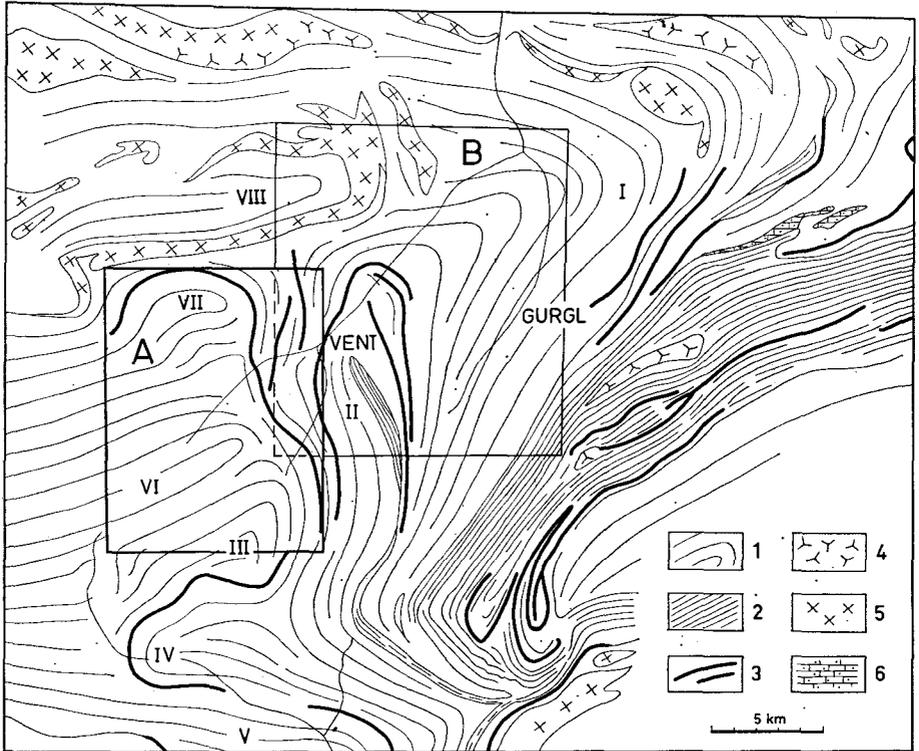


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte (n. SCHMIDEGG 1933 a). 1. Paragneise und Glimmerschiefer, 2. Gesteine des Schneeberger Zuges, 3. Tektonische Leitgesteine (Gneise, Amphibolite, Marmore), 4. Tonalitische Gneise und Orthoamphibolite, 5. Granitgneise, 6. Zentralalpine Trias, I Stubaier Schlinge, II Venter Schlinge, III Marzell-Schlinge, IV und V Schlingenbögen des Schmalstales, VI Hochjoch-Schlinge, VII Vernagt-Schlinge, VIII Mittelberg-Schlinge, A Umriß der Tafeln 1 u. 4, B Umriß der tektonischen Karte von BAUMANN, HELBIG, SCHMIDT (1967).

sind und nur mit gewissen Toleranzen kartographisch dargestellt werden können. Das gilt auch für die als „tektonische Leitlinien“ gewerteten Glimmerschieferzüge, deren Mineralinhalt erheblichen Änderungen unterliegt. Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag, wie im Venter Gebiet, auf der Erfassung des tektonischen Baues. Es soll daher hier nur soweit auf die Petrographie des Kristallins eingegangen werden, als das für die Behandlung des Themas erforderlich ist. Bei der Gleichartigkeit der Gesteine in den südlichen Ötztaler Alpen kann, um Wiederholungen zu vermeiden, in vielen Punkten auf die zitierte Arbeit von BAUMANN, HELBIG und SCHMIDT (1967) verwiesen werden.

Zu den allgemeinen Problemen der Schlingentektonik hat K. SCHMIDT (1965) bereits in einer eigenen Arbeit Stellung genommen.

Die Untersuchungen wurden durch Reise- und Sachbeihilfen der Deutschen Forschungsgemeinschaft und des Deutschen Alpenvereins ermöglicht.

Bei den Aufnahmen war uns Herr cand. geol. W. SCHINDLMEYR behilflich. Die Umzeichnung der Karten erledigte Frau RAPPEL. Den Mitarbeitern des Geologischen Institutes der Technischen Hochschule München wie auch allen, die uns im Gebirge durch ihre Hilfsbereitschaft und Gastfreundschaft unterstützten, gilt unser herzlicher Dank.

II. Geologische und geographische Übersicht

Das Arbeitsgebiet liegt im Südteil der Ötztaler Altkristallinmasse, die nach den heutigen Vorstellungen vom Alpenbau während der alpidischen Bewegungen von S her auf die penninischen und unterostalpinen Gesteinsfolgen geschoben wurde. WENK (1934) vermutet als Herkunftsgebiet der Scholle die Etschbucht; der Transportweg müßte demnach mindestens 50—60 km betragen. Das Alter der Schollenverfrachtung ist noch ungewiß. Die letzten Bewegungen erfolgten jedoch mit Sicherheit noch nach der Oberkreide.

Die Transgression permisch-triadischer Sedimente (Brenner-Mesozoikum, Jaggl) auf das Kristallin beweist, daß dessen Hauptkristallisation, die „Laaser Kristallisation“, und Faltung einer vortriadischen, das heißt mit hoher Wahrscheinlichkeit der variszischen Gebirgsbildung zuzuschreiben sind. Alpidische Kristallisationen lassen sich nur im Süden der Stubai Alpen mit Sicherheit belegen, sind im Vernagt-Marzell-Gebiet aber nicht völlig auszuschließen (K. SCHMIDT, E. JÄGER, M. GRÜNENFELDER und M. GRÖGLER 1968).

Die neu aufgenommene Zone liegt im Bereich der geologischen Kartenblätter Nauders und Sölden—St. Leonhard (Geologische Spezialkarte der Republik Österreich 1 : 75.000). Erläuterungen erschienen bisher nur zu Blatt Nauders (HAMMER 1923). Infolge der orographischen Höhe sind weite Teile des Gebietes mit Firn- und Gletscherfeldern bedeckt. Einen guten morphologischen Überblick bietet die topographische Alpenvereinskarte der Ötztaler Alpen im Maßstab 1 : 25.000; Blatt 30/1 Gurgl und Blatt 30/2 Weißkugel-Wildspitze. Durch den starken Eisschwund der letzten Jahre ergeben sich heute jedoch in der Umgebung der Gletscher erhebliche topographische Unstimmigkeiten.

Die hydrographischen Hauptlinien des Gebietes bilden die Rofen Ache und die Niederthaler Ache. Beide vereinigen sich bei Vent zur Venter Ache. Im Einzugsgebiet der Rofen Ache, die über eine lange Strecke hinweg eine tiefe Schlucht in den Talboden geschnitten hat, liegen unter anderem der Große Vernagtferner, der Guslarferner und der Kesselwandferner, der Hintereisferner und der Hochjochferner. Die Niederthaler Ache wird in der Hauptsache von den Schmelzwässern des Niederjoch-, Marzell-, Schalf- und Diemfernens gespeist. Die Kämmen zeigen bis hinauf in die Gipfelregion die Spuren einer kräftigen Eiserosion. Zur Gletschergeschichte sei auf die Arbeiten von HANKE (1935), SENARCLENS-GRANCY (1956), RUDOLPH (1963), HOINKES u. a. (1967) verwiesen.

III. Gesteinsbeschreibung

A. Paragneise und Glimmerschiefer

1. Allgemeines

a) Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise

Wie in dem nach Osten anschließenden Venter Gebiet herrschen auch im Gebiet des Rofen- und Niedertales Paragneise vor. Diese von HAMMER (1923) als „zweigliedrige Schiefergneise“ und von SCHMIDEGG (1933) als „Schiefergneise und Gneisglimmerschiefer (Biotit-Plagioklas-Gneise)“ beschriebenen Gesteine bezeichnen wir in Anlehnung an die Arbeit von BAUMANN, HELBIG und SCHMIDT (1967) als Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise. Der Mineralbestand dieser Serie ist ziemlich einheitlich, die Verteilung der gesteinsbildenden Minerale schwankt jedoch sehr. Die glimmerreichen und feldspatreichen Partien zum Beispiel gehen ohne scharfe Grenze ineinander über, so daß eine getrennte Darstellung in der Karte nicht möglich ist. In den nördlichen Teilen des Gebietes tritt neben den Hauptgemengteilen (Quarz, Plagioklas, Biotit, Muskovit) häufig Staurolith (\varnothing bis 1 cm), seltener, Granat, Turmalin und vereinzelt Disthen auf. Die Gesteine sind mit Plagioklasporphyroblasten durchsetzt, die sich in den glimmerreichen Partien konzentrieren, aber auch das ganze Gestein wolkig durchsetzen können, so daß perlgnaisähnliche Varianten entstehen.

Die Durchmesser der Plagioklaskristalle sind selten größer als 0,5 cm. Die Porphyroblasten erscheinen vorwiegend in Richtung der Hauptschieferung (s_1) geregelt und in glimmerreichen Lagen, vor allem aber in Zonen mit ausgeprägter Schieferung (s_2), schieferungsparallel gelängt. Vereinzelt steigerte sich die Stoffmigration bis zur Bildung von Quarz-Feldspat-Metatekten.

Der häufig ausgeprägte Lagenbau der Paragesteine kann in einzelnen Bereichen mit ziemlicher Sicherheit als reliktsische Schichtung gelten. Gute reliktsische Sedimentgefüge treten unter anderem in der Umgebung der Rofenklamm, am Schwarzkögele und in den Gletscherschliffen auf der rechten Seite des Hochjochferners auf (Abb. 2, 3).

b) Granat-Glimmerschiefer

Die Granat-Glimmerschiefer bilden nur am Osthang der Talleitspitze eine kartierbare Zone und wurden bereits von BAUMANN, HELBIG u. SCHMIDT (1967) beschrieben.

c) Mineralreiche Glimmerschiefer

Im Gebiet des Rofen- und Niedertales sind mineralreiche Glimmerschiefer weit häufiger als reine Granat-Glimmerschiefer. Sie treten unter anderem an der Südflanke des Ötztaler Urkunds, am Osthang der Talleitspitze und im südlichen Teil des Niedertales auf. Im Unterschied zu den Biotit-Muskovit-Plagioklasgneisen enthalten sie große Granate (\varnothing 0,5—4 cm) und Staurolithe (\varnothing bis 1 cm), zonenweise auch mehr als 1 cm große Disthene. Die Großkristalle (Staurolith, Granat) und die Plagioklasporphyroblasten (\varnothing 0,5—1 cm) bedingen heteroblastische Gesteinsgefüge.



Abb. 2: Feingeschichtete Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise nördöstlich der Rofenklamm. Der rhythmische Wechsel glimmerreicher und quarz-feldspatreicher Lagen entspricht sehr wahrscheinlich der ursprünglichen Schichtung. Maßstab = 12 cm.



Abb. 3: Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis in Wechsellagerung mit quarzischen Lagen am Schwarzkögele. Mächtigkeit der hellen Quarzitlagen 10—30 cm.

Der Gesteinstyp ist aber nicht auf die in der Karte (Tafel 1) angegebenen Areale beschränkt. Mineralreiche Glimmerschiefer durchsetzen vielmehr sehr oft die Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise in Form breiter oder schmaler Bänder und Linsen, ohne daß sie gesondert zu kartieren wären. HAMMER (1923) hat solche Partien als „staurolithhaltige Muskovitglimmerschiefer mit Lagen von Biotitgneis und Quarzit“ bezeichnet.

d) Staurolith- und feldspatknotenreicher Muskovitschiefer

Ein im Ventertal und Ramolkamm nahezu unbekannter Gesteinstyp sind die grobkristallinen staurolith- und feldspatknotenreichen Muskovitschiefer. Die bis zu 10 cm langen, häufig verzwilligten (Andreaskreuz) Staurolithe konzentrieren sich in einzelnen Lagen, ohne eine Regelung erkennen zu lassen. Die Albitporphyroblasten sind im Durchschnitt 2 cm groß, erreichen aber Durchmesser bis zu 8 cm (!) und sind im Gegensatz zu den Staurolithen mehr oder weniger gleichmäßig im Gestein verteilt. Dabei liegen die kleinen Kristalle teilweise dicht gedrängt, der mittlere Kornabstand der Großkristalle beträgt etwa 1—2 cm. Die Konturen der Porphyroblasten sind meist unscharf. Die Kristalle enthalten, bereits im Handstück erkennbare, feinblättrige Biotitinterngefüge.

Die Hauptschieferung (s_1) ist in diesen Gesteinen oft nur noch undeutlich zu erkennen, da die jüngere s_2 -Schieferung das alte Flächengefüge völlig überprägt hat. Vereinzelt aber markieren die vom Plagioklas umschlossenen Biotite den Verlauf der älteren Schieferung.

Die Abgrenzung der staurolith- und feldspatknotenreichen Glimmerschiefer gegen die normalen Paragneise ist nicht schwierig, obwohl auch diese beiden Gesteinstypen durch Übergänge verbunden sind. Die Glimmerschiefer bilden ein mehr oder weniger mächtiges Lager, das, von Unterbrechungen in den Gletscherbereichen abgesehen, durch das ganze Vernagt-Gebiet zu verfolgen ist.

Der Mineralbestand ähnelt dem der mineralreichen Glimmerschiefer. Die Muskovite (bis 30 Vol.-%) formieren sich zu breiten Strähnen und Bändern und verleihen dem Gestein ein lepidoblastisches Gefüge. Biotit ist nur sporadisch enthalten und tritt teilweise als „Querbiotit“ auf.

2. Einlagerungen

a) Quarzite

Gneise und Glimmerschiefer sind häufig mit Linsen und Lagen quarzitischer Gesteine durchsetzt, die durch Zunahme des Quarzgehaltes aus bereits quarzreichen Gneis- und Glimmerschieferpartien hervorgehen. Im gesamten Kammgebiet des Rofenberges sind solche Gesteinstypen entwickelt, besonders eindrucksvoll aber in den Wechsellagerungen von mineralreichen Glimmerschiefern und Quarziten westlich „Latschbloder“ (Rofenberg). Kartierbare Quarzite sind hingegen selten. Massige, mehrere Meter mächtige Quarzitlager treten in der Umgebung der Vernagt Hütte auf und sind teilweise über 100 Meter weit zu verfolgen. Die Quarzite am Osthang der Talleitispitze wurden bereits beschrieben (BAUMANN und andere 1967).

b) Graphitführende Gneise und Glimmerschiefer

Graphitführende Gesteine sind im Vernagt-Marzell-Gebiet ebenfalls keine Seltenheit. Die meisten Schriffe enthalten geringe Mengen graphitischen Pigments. Bei höheren Graphitkonzentrationen nehmen die Gesteine eine dunkelgraue Farbe an. Bei den in der Karte dargestellten „Graphitschiefern“ handelt es sich um graphitreiche, mylonitische Gesteinszonen. Die schiefriigen Gesteine sind brüchig, teils auch porös und ergeben einen schwarzen Abrieb.

c) Kalksilikate

Die bereits aus dem Venter Tal beschriebenen kalksilikatischen Einlagerungen sind auch im Vernagt-Marzell-Gebiet vorhanden. Die zonargebauten Linsen und Bänder können mehrere Meter lang werden und bis zu einer Breite von mehreren Dezimetern anschwellen (Abb. 4). Die mineralogische Zusammensetzung der einzelnen Typen wechselt. Hauptgemengteile sind: Quarz (bis 60 Vol.-%), Diopsid, (Salit-Ferrosalit), Aktinolhit, Epidot, Granat, Biotit, Plagioklas (An_{20-35}) und Karbonat. Infolge des Karbonatgehaltes sind die Kerne mancher Stücke ausgewittert. Gute Beispiele kalksilikatischer Einlagerungen findet man am südlichen Kreuzkamm, östlich des Mittleren Diemkogels (3342 m), vor allem aber auf Plattei.

3. Mikroskopische Beschreibung der Paragneise und Glimmerschiefer

Die Paragneise und Glimmerschiefer zeigen prinzipiell dasselbe mikroskopische Bild wie die entsprechenden Gesteine des Venter Tales und des Ramolkammes. Auch mineralparagenetisch besteht nahezu völlige Übereinstimmung.

Quarz bildet zusammen mit Plagioklas ein granoblastisches Grundgefüge und tritt in zwei Korntypen auf: einmal in rundlichen Körnern (\varnothing 0.1—0.5 mm) im Grundgefüge, zum anderen in gelängten Körnern (\varnothing bis 1 mm) annähernd schieferungsparallel. Viele Quarzindividuen löschen undulös aus oder sind infolge der tektonischen Beanspruchung anomal zweiachsig.

Die Plagioklase sind meist polysynthetisch verzwilligt. Sie beteiligen sich als Kleinkorn am Aufbau des Grundgefüges oder liegen als größere Einzelkörner zwischen den Glimmerlagen. Die Plagioklasporphyroblasten erscheinen in den Schriffen als schieferungsparallele Aggregate, die das Glimmergefüge auseinanderdrängen. Ihr Anorthitgehalt liegt meist bei 5—10%, seltener bei 15%. Die übrigen Plagioklase sind Oligoklase mit 20—30% Anorthit. Nur im Bereich der Hochvernagt-Spitze wurden Andesine mit 35—40% Anorthit festgestellt.

Die Kristalle und Kristallaggregate sind reich an Einschlüssen. Sie enthalten neben zahlreichen Quarztropfen und -amöben (\varnothing 0.02—0.1 mm) unregelmäßige Hellglimmerschüppchen, Klinozoisit und Erz.

In den staurolith- und feldspatknotenreichen Muskovitschiefern wachsen die Plagioklase deutlich über das vorhandene Gesteinsgefüge hinweg. Da das umschlossene Altgefüge (si) und die externen Glimmerlagen (se) die



Abb. 4: Kalksilicateinschluß in blastitischen Paragneisen am Schwarzkögele. Diese Einschlußform ist selten. In der Regel bilden die Kalksilicateinlagerungen Linsen und Bänder. Maßstab=12 cm.

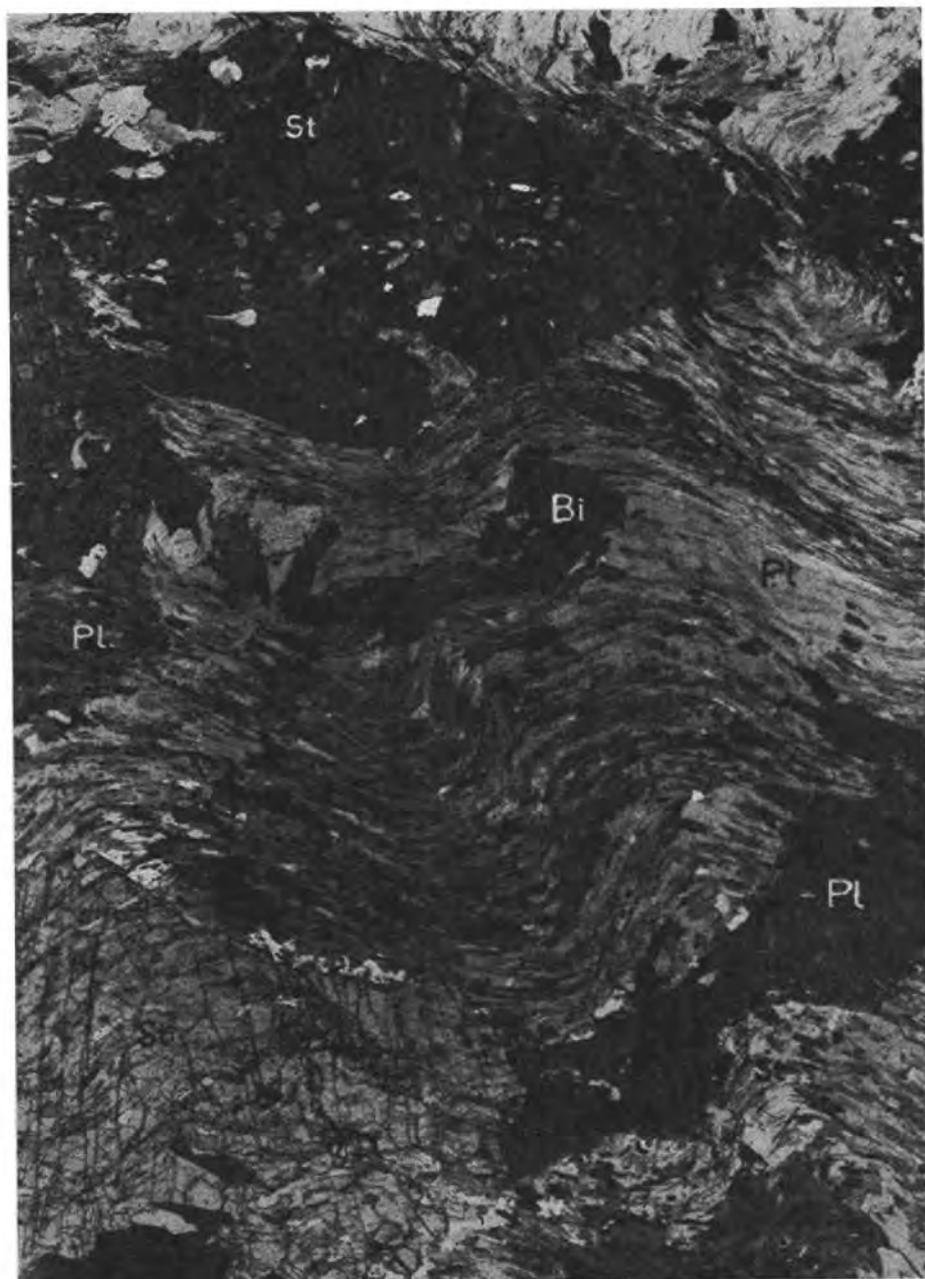


Abb. 5: Staurolith- und feldspatknotenreicher Muskovitschiefer südöstlich des Ötztaler Urkunds. Postkinematisch gesproßte Staurolithe und Plagioklase wachsen über gefaltete Muskovitlagen hinweg. Pl = Plagioklas, St = Staurolith, Bi = Biotit. Gekreuzte Nicols, Vergrößerung 15 fach.

gleiche Orientierung aufweisen, muß die Plagioklasblastese im wesentlichen postkinematisch erfolgt sein (Abb. 5). Unter den Einschlüssen finden sich auch zersetzte Staurolithe.

Die Paragneise enthalten Biotit und Muskovit in etwa gleichem Mengenverhältnis. Der Biotit ist mit dem Muskovit meist eng verwachsen und mehr oder weniger streifig chloritisiert. Neben den langfaserig-schuppigen Biotitaggregaten, die das Flächengefüge markieren, durchsetzen kurze Biotit-schuppen regellos die Quarz-Plagioklaslagen.

Große, tafelige Querbiotite enthalten schieferungsparallele Muskovitleisten und sind randlich oft ebenfalls in Chlorit umgewandelt.

In Gesteinen mit starker Kleinfaltung wurden die Glimmerleisten in den Faltenscheiteln fast immer abgknickt und in Scherzonen unter Chloritbildung zerrieben.

Muskovit bildet das Hauptglimmermineral in den Glimmerschiefern. Die Muskovitblätter liegen entweder in der Schieferung oder durchsetzen als sperrige Leisten die Glimmerlagen. Sie wurden von der Deformation in gleichem Maße betroffen wie der Biotit. Die bei der Staurolith- und Plagioklasersetzung entstandenen Serizitmassen bildeten sich zum Teil in Muskovit um.

Granat ist in allen Gesteinsvarietäten enthalten. Die Kristalle sind poikiloblastisch ausgebildet und neigen mit abnehmendem Korndurchmesser zu stärkerer Idiomorphie. Größere Individuen sind oft zerbrochen, auseinandergerissen und zersetzt. Trübungen der Kristallkerne rufen den Eindruck eines Zonarbaues hervor.

Der Staurolith enthält viele Quarz-, seltener auch Granateinschlüsse. Er ist über die ältere Schieferung (s_1) hinweggewachsen, erscheint aber in der jüngeren Schieferung (s_2) deformiert und rotiert. Die Kristalle sind meist zerbrochen und randlich serizitisiert.

Akzessorien: Titanit, Apatit, Turmalin, Zirkon (pleochr. Höfe), Erz und Graphit.

B. Amphibolite

1. Allgemeines

Die Amphibolite bilden in der Regel scharf begrenzte, meist geringmächtige, vereinzelt aber bis 100 m breite Lager, die konkordant in Gneisen oder Glimmerschiefern stecken und oft schwächer gefaltet sind als ihre Nebengesteine. Das im Nordwesten am Gepatschjoch beginnende Amphibolitband zieht in einer Schleife zum Wildspitzmassiv, biegt dann nach S um und ist, in mehrere Lagen aufgespalten, über das Rofental und den Kreuzkamm in das Niedertal zu verfolgen. Von dort setzt sich der Amphibolitzug vermutlich in den westlichen Mutmalkamm fort.

Die Gesteine besitzen dem Stoffbestand wie auch dem Gefüge nach eine große Variationsbreite. Feinkörnige, gebänderte Typen mit ausgezeichneter Regelung der Hornblenden wechseln mit grobkristallinen, massigen Gesteinen, in denen die Hornblenden regellos verteilt sind. Außerdem bestehen Über-

gänge zu Biotit-Hornblendeschiefern. Alle diese Typen können am Aufbau eines Amphibolitlagers beteiligt sein und eine ausgeprägte Bänderung hervorrufen (Abb. 6).

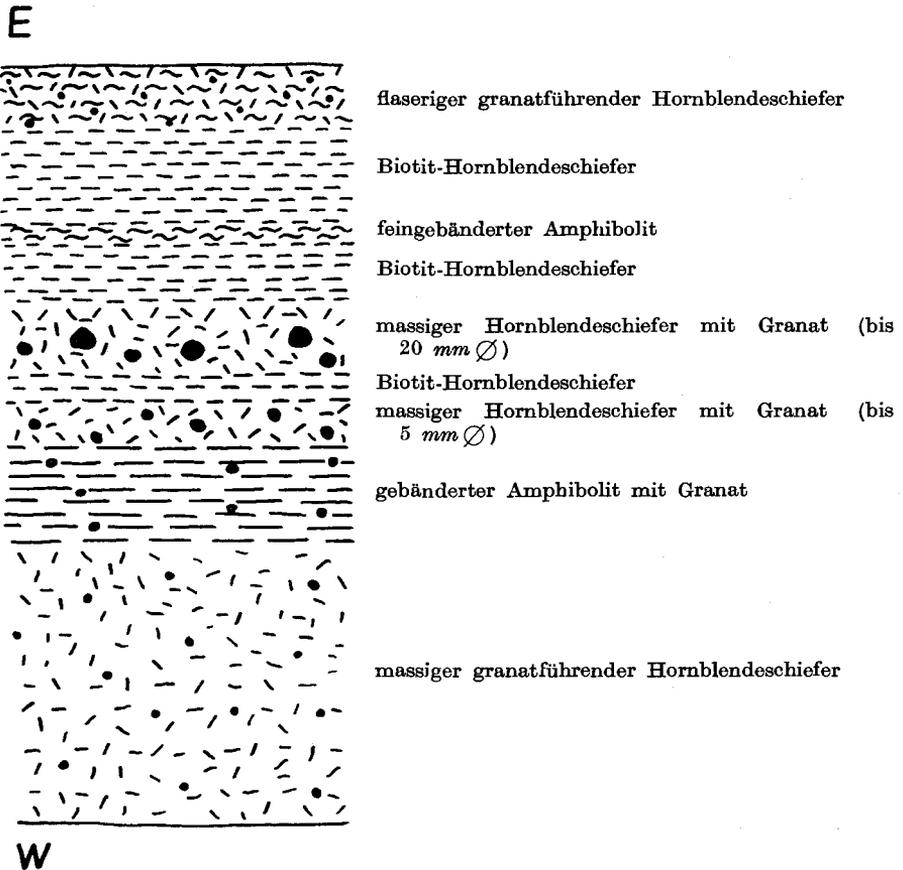


Abb. 6: Profil durch das Amphibolitband nordöstlich des Vorderen Diemkogels (3372 m) bei 2985 m. Maßstab 1:20.

2. Mikroskopische Beschreibung

Hauptgemengteile sind: Hornblende (zirka 25—70 Vol.-%), Plagioklas (zirka 10—40 Vol.-%), Klinozoisit-Pistazit (zirka 5—50 Vol.-%), Biotit (zirka 0—35 Vol.-%), Quarz (zirka 0—35 Vol.-%) und Karbonate.

Bei den Hornblenden handelt es sich den optischen Daten nach (Pleochr.: X = hellgelbbraun—hellgrün, Y = olivgrün, Z = grasgrün—blaugrün; $c \wedge Z = 14^\circ - 17^\circ$; $2V_x = 75^\circ - 83^\circ$) um gemeine Hornblenden und Aktinolithe. Die Kristalle sind nematoblastisch (Länge: 0.5—1 mm)

gewachsen oder bilden xenoblastische, einschlußreiche Körner mit zerlappten Rändern. Die Interngefüge sind meist schieferungsparallel geregelt. In manchen Proben ist eine jüngere Hornblendegeneration zu erkennen, die sich aber kristallographisch von der älteren nicht unterscheidet.

Der Plagioklas (An_{25-75}) bildet in Gestalt kleiner (\varnothing bis 1 mm), meist wolkig-trüber Körner zusammen mit Quarz das Grundgewebe der Gesteine oder die Resteckenfüllungen zwischen den Hornblenden. In den nematoblastischen Amphiboliten ordnen sich Plagioklase und Quarz in Zeilen zwischen den Hornblende-Biotitlagen. Die Kleinindividuen schließen sich auch zu größeren Kornpflastern zusammen.

Daneben treten, vorwiegend nach dem Albit- und Periklin-Gesetz verzwillingte, in „s“ gestreckte Plagioklasporphyroblasten auf. Sie können so weitgehend mit strahligen oder nesterartigen Epidotaggregaten gefüllt sein, daß ihre Zwillinglamellen unkenntlich werden.

Die Tatsache, daß in manchen Proben fast nur Oligoklas festzustellen ist, hängt unter anderem vermutlich mit der Anorthitumwandlung in Klinozoisit und Hellglimmer zusammen, die beide als „Fülle“ von den Plagioklasen umschlossen werden.

Der Biotit (Pleochr.: X = gelbbraun, Y = Z = braun) ist überwiegend schieferungsparallel geregelt und mit Hornblende verwachsen. Die häufig zu beobachtenden Querbiotite enthalten zahlreiche Einschlüsse (Quarz, Plagioklas, Epidot, Erz). Die Biotite sind überwiegend frisch, nur selten chloritisiert und zum Teil sicher ein Produkt der Floititisierung (ANGEL 1940).

Quarz (\varnothing 0.03—0.4 mm) tritt als Einzelkorn oder in Aggregaten auf und bildet zusammen mit Plagioklas leukokrate Lagen. Es bildeten sich auch reine Quarzleukosome.

Klinozoisit und Pistazit füllen zusammen mit Hellglimmern die Plagioklase, durchsetzen aber auch als mehr oder weniger idiomorphe Kristalle das übrige Gestein.

Akzessorien: Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Chlorit, Muskovit, Ilmenit und andere Erze.

Apatit erreicht in manchen Proben 3—4 Vol.-%. Auch der Granat wird in manchen Gesteinspartien zum Nebengemengteil. Die Kristalle sind dann oft mit Quarzen gefüllt oder mit Erzschiefern durchsetzt. Die Hornblendeschiefer enthalten auch größere Muskovitmengen.

C. Granitgneise

1. Allgemeines

Die Granitgneise lassen sich, infolge ihrer scharfen Kontakte, immer gut von den Paragneisen abtrennen. Die granitischen Orthogneise sind auf den Ostteil des Aufnahmegebietes beschränkt. Ihre Zusammensetzung und ihr Gefüge wechseln selbst innerhalb des gleichen Gesteinskörpers erheblich. In dem Granitgneislager, das vom Wilden Männle über die Talleitspitze und den Vorderen Diemkogel und von dort weiter nach Süden zieht, kann man alle Übergänge von grobkörnigen Muskovit-Granitgneisen zu flaserigen, biotitführenden Gesteinen und typischen Augengneisen beobachten.

Die zwei Lager nördlich des Eisferners enthalten mehr Biotit und bestehen in der Hauptsache aus flaserigen Biotitgneisvarietäten.

Die Hauptgesteinskomponenten sind: Quarz, Plagioklas (An_5 — An_{35}), Kalifeldspat, Muskovit, Biotit. Der Kalifeldspat erscheint vorwiegend als Mikroklin. Myrmekitische Verwachsungen fehlen. Akzessorien sind: Epidot, Apatit, Turmalin, Granat, Chlorit.

D. Basische Ganggesteine

1. Allgemeines

HAMMER (1923) hat die basischen Ganggesteine des Vernagt-Marzell-Gebietes unter anderem in Diabase, Quarzdiabase und Diabasporphyrite gegliedert. Da bisher keine moderne Bearbeitung der Ganggesteine vorliegt, wurden diese Bezeichnungen von uns beibehalten. Die Gänge durchschlagen die Gneis-Glimmerschieferverbände meist diskordant und sind über weite Strecken zu verfolgen. Die Kontakte sind scharf, die Gangmächtigkeit schwankt im allgemeinen zwischen 5 und 20 m. Ein Teil der Gesteine ist massig ausgebildet und stark geklüftet, ein anderer schwach geschiefert; das vor allem dann, wenn die Kontaktflächen der Schieferung des Nebengesteins parallel laufen.

Die Gänge häufen sich in drei Zonen.

Die eine wird durch den Gang markiert, der südlich des Eisferners einsetzt und mit E—W-Streichen, durch mehrere Störungen versetzt, bis nordwestlich des Firmisanferners zu verfolgen ist (BAUMANN und andere 1967).

Eine zweite Zone erstreckt sich vom Fluchtkogel über die Hintergrasl-Spitzen und die Plattei-Spitze zum Ötztaler Urkund. Eine dritte gangreiche Zone liegt nördlich des Großen Vernagtferners. Die Gänge werden dort am Sexten- und Taschachjoch mehr als 100 m mächtig (Abb. 7). Diskordante Kontakte sind am Taschachjoch besonders klar entwickelt. In dieser Zone liegt auch der einzige Diabasporphyrit des Aufnahmegebietes. Er beginnt, zirka 20 m mächtig, am P. 3510 südwestlich der Hochvernagt-Spitze und zieht von hier weiter nach Osten.

Diabase und Quarzdiabase gleichen sich im Handstück weitgehend. Die dunkel- bis hellgrünen Gesteine sind sehr feinkörnig und erhalten durch zersetzte mafitische Einsprenglinge ein fleckiges Aussehen.

Die grünlichgraue Grundmasse der Diabasporphyrite ist heller. Sie umschließt bis 1 cm große idiomorphe Feldspateinsprenglinge und enthält zahlreiche Quarzkörper (\varnothing 2.5 mm). Die Grundmasse wird außerdem von kleinen dunklen Schmitzen durchschwärmt, die ein Flächengefüge andeuten können, in das dann auch die Feldspate eindrehen.

2. Mikroskopische Beschreibung

Die meist hypidiomorphe Grundmasse der Diabase und Quarzdiabase besteht, soweit zu erkennen, aus Quarz, Feldspat (Plagioklas, untergeordnet Kalifeldspat), monoklinem Pyroxen, Hornblende und Biotit. Das Mengenverhältnis der Komponenten wechselt. Der Hornblende- und Biotitgehalt (10 Vol.-%) ist aber im allgemeinen gering. Die Pyroxene sind meist uraliti-

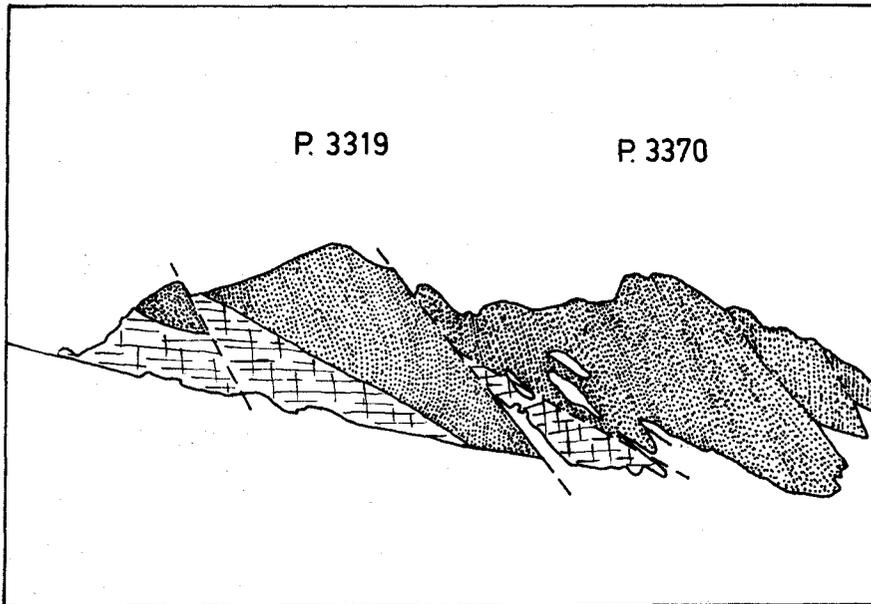


Abb. 7: Mächtiger Diabas (punktiert) östlich des Taschachjochs (3241 m), der diskordant die Schiefergneise (schraffiert) durchbricht.

siert, die Feldspate saussuritisiert. Der Anorthitgehalt der nicht oder wenig zersetzten Plagioklase schwankt zwischen 30 und 55%. Akzessorien: Granat, Titanit, Apatit, Zirkon, Turmalin, Ilmenit und andere Erze.

Die Grundmasse der Diabasporphyrite hat die gleiche Zusammensetzung wie die der Diabase und Quarzdiabase. Eine optische Bestimmung der Plagioklaseinsprenglinge war wegen der weitgehenden Zersetzung der Kristalle in den vorliegenden Schliffen nicht möglich. Neben den Plagioklasen treten auch einzelne perthitische Mikroklineinsprenglinge (\varnothing 4 mm) auf. Die bereits im Handstück auffallenden Quarzkörner erweisen sich im Schliff als Einzelkörner oder Mehrkornaggregate mit mehr oder weniger deutlichen hexagonalen Umrissen und undulöser Auslöschung.

Alle in den basischen Ganggesteinen erkennbaren Mineralumbildungen lassen sich auf endomagmatische Prozesse oder eine Dynamometamorphose zurückführen. So auch die dunkel erscheinenden Schmitzen der Diabasporphyrite, die aus Hellglimmeraggregaten bestehen und eventuell das Ergebnis einer Feldspatverglimmerung sind. Mineralneubildungen einer jüngeren, vermutlich alpidischen Kristallisation, wie wir sie aus dem Gurgler Tal, vor allem aber vom Timmelsjoch kennen, waren in unserem Material nicht festzustellen.

E. Kristallisation und Deformation

Bereits SCHMIDEGG (1933 a) hat festgestellt, daß die Faltung des Altkristallins in den südlichen Ötztaler Alpen von der Kristallisation überdauert wurde. Das Verhältnis von Deformation und Kristallisation ist dann von

BAUMANN und anderen (1967) eingehender erörtert und schematisiert dargestellt worden. Wie im Bereich des Venter und Gurgler Tales kann man im Vernagt-Marzell-Gebiet folgende Mineralassoziation in den Paragneisen und Glimmerschiefern der syn- bis spätkinematischen Kristallisationsphase zuordnen:

Granat (Almandin), Staurolith, Disthen, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An_{5-40}) und Quarz.

Disthen bleibt mengenmäßig immer weit hinter Staurolith zurück. Andalusit, Sillimanit und Chloritoid, die in anderen Zonen der Öztaler Alpen auftreten (PURTSCHELLER 1967), fehlen.

Die entsprechende Paragenese der Amphibolite umfaßt:

Granat (Almandin), gemeine Hornblende, Aktinolith, Biotit, Muskovit, Plagioklas (An_{25-75}) und Quarz.

Die Bezeichnung „synkinematisch bis spätkinematisch“ ist hier im weiten Sinne zu verstehen, da die einzelnen Deformationsakte in nur wenig gefalteten Gesteinen kaum auseinander zu halten sind. In den intensiv kleingefalteten Glimmerschiefern sieht man aber, daß z. B. der Staurolith im Bezug auf die Schieferung s_1 und ihre Faltung spätkinematisch, im Bezug auf die Schieferung s_2 vor- bis synkinematisch kristallisierte. Ähnliches gilt für manche Plagioklasporphyroblasten.

Der Paragenese entsprechend vollzog sich die Metamorphose unter den Bedingungen der Staurolith-Almandin-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies vom Barrow-Typ (WINKLER 1967).

Nimmt man folgende Staurolithbildung an:



dann ist nach WINKLER (1967) für die beginnende Almandin-Amphibolitfazies mit Temperaturen von $540^\circ \pm 15^\circ \text{C}$ und einem H_2O -Druck von 7 Kbar zu rechnen. Diese Werte können daher für die letzte progressive Metamorphose unserer Gesteine als Mindestwert betrachtet werden.

Als Ausgangsgesteine der metamorphen Serien kommen Grauwacken (Biotit-Muskovit-Plagioklasgneise), Tone (Glimmerschiefer), Mergel und kieselige Kalke (Kalksilikateinlagerungen, Amphibolite) und basische Intrusiva, bzw. Vulkanite (Amphibolite) in Betracht.

In fast allen Gesteinen kann man auch rückschreitende Mineralumwandlungen beobachten wie z. B.:



Die Paragenesen der Almandin-Amphibolitfazies müssen sich daher den Bedingungen der tiefen und mittleren Grünschieferfazies, das heißt der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-, bzw. der Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies angepaßt haben.

Diese retrograde Metamorphose fällt in das spät- bis postkinematische Stadium der Gesteinsentwicklung. Mehr ist zunächst nicht zu sagen.

Von großem Interesse sind in diesem Zusammenhang aber die Rb-Sr-Bestimmungen an dem Muskovit-Granitgneis von Vent (MILLER und andere 1968). Danach besitzen die Muskovite des Gneislagers ein Alter von 274 Millionen Jahren. Das bedeutet, daß das Gestein an der Wende Oberkarbon-Perm unter zirka 500° C abgekühlt wurde und diese Temperatur seitdem nicht mehr erreichte. Nachdem gleiche Alterszahlen auch in anderen Teilen der Ötztalmasse festgestellt wurden (SCHMIDT und andere 1968), hat dieser Schluß auch für das Vernagt-Marzell-Gebiet Gültigkeit. Die Paragenesen der Staurolith-Almandin-Subfazies sind also spätestens im Oberkarbon entstanden. Mit dem Temperaturabfall im Oberkarbon müssen sich aber auch die Bedingungen der Grünschieferfazies eingestellt haben, so daß retrograde Mineralumwandlungen bereits zu dieser Zeit erfolgt sein können. Da die Paragenesen der Grünschieferfazies aber auch in den posttektonischen basischen Gängen auftreten und in permotriadischen Gesteinen des Schneeberger Zuges festzustellen sind, haben BAUMANN und andere (1967) zumindest einen Teil dieser Prozesse nachvariszischen Kristallisationen zugeschrieben.

Die vorliegenden Altersbestimmungen gestatten auch hier einen engeren Schluß. In den Ötztaler Alpen sind bisher für Biotite nur Mischalter zwischen 273 und 95 Millionen Jahren festgestellt worden. Da nach WINKLER (1967) aber für die Bildung von Paragenesen der Grünschieferfazies mindestens 400° C erforderlich sind, die Biotite aber bereits bei etwa 300° C chronologisch umgestellt werden, scheint ein großer Teil der retrograden Metamorphose bereits voralpidisch abgelaufen zu sein.

Das gilt aber nicht für den Schneeberger Zug und seine Umgebung, da dort alpidische Kristallisationen erwiesen sind (MILLER und andere 1968).

IV. Tektonischer Bau

A. Allgemeines

Wie wir bereits auf S. 33 darlegten, sollten nach den Untersuchungen in der Venter Schlinge die im Westen angrenzenden Strukturen: die Marzell-, Hochjoch- und Vernagt-Schlinge aufgenommen werden, um die geometrischen Beziehungen der vier Großfalten besser zu erfassen und ein klareres Strukturbild des Schlingenbaus in den südlichen Ötztaler Alpen zu erhalten.

SCHMIDEGG (1933 b) hat wegen des tektonisch äußerst verwickelten Baues den Verlauf der drei westlichen Schlingen nur in großen Zügen umrissen: „Die ausgeprägteste Schlinge ist die durch das Venter Tal angeschnittene ‚Venter Schlinge‘, die sich auch auf der Karte deutlich durch eine schmale, langhinziehende Granitgneislage abhebt. Westlich davon folgen, durch einen langen Amphibolitzug getrennt, die vorwiegend Südwest—Nordost verlaufende ‚Marzell-Schlinge‘ mit dem Marzellkamm als Mittellinie, die ‚Hochjoch-Schlinge‘, deren Stirnbiegung im Nordgrat der Kreuzspitze deutlich sichtbar ist, und die ‚Vernagt-Schlinge‘. Die beiden letzteren gehen nach Westen wieder in gleichmäßig Ost—West streichende Gesteinszüge über.“

Für die tektonische Beschreibung der Bauformen wurden außer den tektonischen Leitgesteinen, Schieferungen (s_1 , s_2), die Faltenachsen (B_1) und die Achsenflächen verwendet. Bei den Schieferungen unterscheiden wir zwischen der älteren Hauptschieferung s_1 und der jüngeren, bei der Faltung von s_1 entstandenen Schieferung s_2 . Eine Trennung altersverschiedener Faltengefüge war, von wenigen Ausnahmen abgesehen, nicht möglich.

B. Tektonische Leitgesteine

Als tektonische Leitgesteine, d. h. den Strukturverlauf markierende Gesteinszüge, eignen sich besonders die Amphibolite, Granitgneise und mineralreichen Glimmerschiefer. Ohne sie wäre es kaum möglich, die einzelnen Großstrukturen zu unterscheiden. Die Abgrenzung der mineralreichen Glimmerschiefer kann aber schwierig sein, wenn sie mit den umgebenden Paragneisen durch fließende Übergänge verbunden sind.

Die Vernagt- und Marzell-Schlinge werden im Norden und Osten von einem Amphibolitzug umhüllt, der die beiden Großfalten gegen die Mittelberg- und die Venter-Schlinge abgrenzt (Abb. 1). Innerhalb dieses großen, nach Süden und Südwesten geöffneten Bogens ließ sich ein staurolith- und feldspatknotenreiches Muskovitschieferband kartieren, das von der Kesselwand-Spitze über die Vernagt Hütte zum Schwarzkögele zieht und sich mit den Glimmerschiefern der Vorderen Guslar-Spitze verbindet. Der eigentliche Kern der Vernagt-Schlinge liegt also im Inneren dieser Schleife, zwischen Schwarzkögele und Plattei-Kogel. Diese Konstruktion wird allerdings dadurch erschwert, daß die Hauptschieferung s_1 der Gesteine weitgehend durch s_2 überprägt sein kann und die mechanischen Hauptablösungsflächen der Gesteine dann nicht immer sicher zu definieren sind. Wertet man die Flächengefüge der Schlingeninnenzone statistisch aus, ergibt sich als theoretische Achse der Vernagt-Schlinge $B = 120^\circ/68^\circ$ NW.

Die Muskovitschiefer der Vorderen Guslar Spitze biegen dann nach Südosten um und sind in das Kreuzspitz-Gebiet weiter zu verfolgen, wo mehrere Glimmerschieferzüge zusammenlaufen. Vielleicht biegen die von Westen und Nordwesten heranziehenden Gesteinsbänder unter dem Rotkarferner ineinander ein, so daß man hier den Scheitel der Hochjoch-Schlinge SCHMIDEGG's annehmen könnte. Wir ziehen es aber vor, diese Glimmerschiefer der NW-Flanke der Marzell-Schlinge zuzuordnen und auf die Konstruktion einer eigenen Hochjoch-Schlinge zu verzichten.

Die Marzell-Schlinge zeigt die Form einer steilachsigen Großfalte am klarsten. Sie enthält mehrere Glimmerschieferbögen: den vom Saykogel nach NE verlaufenden Zug, vom Hauslabferner zum Marzellkamm ziehende Glimmerschiefer und die Glimmerschieferschleife zwischen Marzell- und Mutmalferner. Der nordwestliche Schlingenschenkel, zu dem der südliche Kreuzkamm bis etwa zur Kreuz-Spitze gehört, biegt in Höhe der Brizzi-Hütte nach Osten um und erreicht im Niedertal und knapp östlich der Martin Busch-Hütte mit mehr oder weniger senkrecht stehender Schieferung und nahezu vertikalen Faltenachsen die Stelle stärkster Umbiegung, die dem Schlingenkern entspricht. Die Hauptschieferungsflächen biegen dann in die N—S-Richtung um und bilden über den Mutmalkamm nach Süden hin die Ostflanke der Schlinge. Als Wert für die theoretische Schlingenachse erhält man $B = 125^\circ/80^\circ$ NW.

C. Flächen- und Achsengefüge

I. Schieferung (s_1)

Nahezu alle beschriebenen Gesteine besitzen ein deutliches, grobfläsig bis feinplattig ausgebildetes Flächengefüge s_1 . Diese Hauptschieferung ist stoffkondordant, d. h. sie läuft dem Gesteinswechsel und den reliktschen



Abb. 8: Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis mit Glimmerschieferlagen am Weg zur Vernagt Hütte vor Plattei. Stoffkonkordante Hauptschieferung s_1 .

Sedimentgefügen parallel. Das bedeutet aber nicht, daß sie in allen Fällen der ursprünglichen Schichtung folgt, da der Substanzwechsel metamorpher Gesteine auch eine Folge der Stoffsonderung während der Metamorphose sein kann (Abb. 8).

Mikroskopisch erscheint das s_1 meist als Kompromißfläche mehrerer einanderunterspitzenWinkelschneidender Gleitflächen. Da aber die s-bildenden Glimmer stets postdeformativ rekristallisierten, ist nicht mehr festzustellen, ob sie in die Gleitflächen eingeregelt wurden oder ihre Orientierung lediglich einer Abbildungskristallisation verdanken.

Die s_1 -Flächen stellen aller Wahrscheinlichkeit nach zusammengesetzte Gefüge dar, in denen sich die Wirkungen mehrerer Deformationen subsumieren.

Das Streichen der Hauptschieferung folgt im allgemeinen dem Verlauf der Leitgesteinsbänder (Tafel 1). Die Projektion in der Karte weist aber stellenweise erhebliche Unregelmäßigkeiten auf, da sich der Einfluß der örtlichen Falten nicht völlig eliminieren ließ, obwohl versucht wurde, in stark deformierten Zonen den Verlauf der Falten Spiegel darzustellen. Das gilt vor allem für die Schlingenkerne. Außerdem können Unregelmäßigkeiten im Kartenbild durch tektonische Bruchbildung und Verstellungen bei postpleistozänen Massenverlagerungen bedingt sein. Wie stark die Faltung in dieser Darstellung zu Worte kommen kann, zeigen die Diagramme der Tafeln 2 und 3, die fast durchweg Gürtelbilder aufweisen.

Im Westen und Südwesten des Gebietes herrscht NE—SW-Streichen. Einheitlicher NE—SW-Verlauf der s_1 -Schieferung ist vor allem im Bereich des Oberen Rofenberges und im Saykogel-Kreuzkogel-Kamm festzustellen. Zwischen der Mut-Spitze und der Guslar-Spitze streicht das s_1 WNW—ESE.

In der Marzell- und Vernagt-Schlinge dreht die Schieferung weiter östlich nach NW—SE, bzw. N—S. Diese Richtungen werden durch den großen, beide Schlingen im Norden und Osten umgebenden Amphibolitzug deutlich hervorgehoben.

Nur südlich der Rofen Höfe wiegt über eine Strecke von 2 km E—W-Streichen vor. Hier ist allerdings nicht sicher, ob diese Werte tatsächlich dem s_1 entsprechenden (vgl. S. 66).

Zwischen der Guslar-Spitze und „Auf Plattei“ biegt der SE-Flügel der Vernagt-Schlinge in den NW-Flügel der Hochjoch-, bzw. der Marzell-Schlinge ein, so daß die Schieferung einen großen, nach Osten geöffneten Bogen beschreibt (Tafel 1).

2. Falten (B_1)

Wie im Venter Tal ist die Schieferung in den meisten Bereichen eng- oder weitspannig gefaltet. Die Falten besitzen im allgemeinen Wellenlängen von einigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Am Osthang der Kreuzspitze und am Hinteren Diemkogel entstanden in quarzitischen Schiefergneisen bis zu 40 m hohe Falten. Die Faltenformen variieren. Am häufigsten sind unterschiedlich geneigte, monokline Falten, die als Biege- und Biegescherfalten entstanden und dem Gesetz der Stauchfaltengröße (SANDER 1948) gehorchen. Daneben treten alle Typen von Zylinder- bis zu Zickzackfalten auf (Abb. 9, 10).

In einzelnen Zonen erlangten die Gesteine aber offenbar eine so hohe Teilbeweglichkeit, daß Fließfaltung einsetzte und polyaxiale Faltengefüge entstanden (SCHMIDT 1965). Selbst in kleinsten Bereichen bildeten sich dann während desselben Faltungsaktes unterschiedlich orientierte, bis zu 90° divergierende Achsen, wie sie bereits aus dem Venter Gebiet beschrieben wurden (BAUMANN und andere 1967).

Prachtvolle Beispiele für den Faltungsstil des Vernagt-Marzell-Gebietes bieten unter anderem die Aufschlüsse in der Rofenklamm, die weitere Umgebung des Plattekogels sowie die Aufschlüsse um die Similaum-Hütte und die Schöne Aussicht (Bellavista).

Es gibt nicht selten Hinweise dafür, daß bereits vorhandene Faltengefüge bei fortschreitender Deformation weiter verformt wurden. Dafür sprechen Achsenverbiegungen (auf eine Strecke von 2 m kann sich das Achsenfallen um 40° ändern) oder aufgebeulte, bzw. tordierte Falten (Abb. 11).

Die Abwicklung überprägter Faltengefüge ergab keine Anhaltspunkte für die Konstruktion verschiedenalter regionaler Bewegungspläne.

Feine Lineationen und Runzelungen (1) auf den Schieferungsflächen (s_1) erweisen sich in den Dünnschliffen meist als Feinfältelung des Glimmergefüges um Achsen parallel B_1 .

In Tafel 4 sind die für die einzelnen Aufschlüsse repräsentativen Achsenrichtungen in Horizontalprojektion dargestellt. Wie in der Venter Schlinge folgen die flachen Achsen deutlich dem Verlauf der Hauptschieferung. Dementsprechend zeichnet das Achsenstreichen in der Vernagt-Schlinge das Umlaufen der Schieferung s_1 nach. Im Westen, in der Umgebung des Guslarferners, streichen die Falten E—W bis NE—SW, im Schlingenscheitel schwenken sie nach N—S, bzw. NW—SE und nehmen im Nordflügel der Schlinge bis hin zum Fluchtkogel und zur Hochvernagt-Spitze wieder E—W-Streichen an.

Im gesamten Westteil der Vernagt-Schlinge, zwischen Hochvernagt-Spitze und Guslar-Spitze herrscht flaches ($10\text{--}30^\circ$) Ostfallen. An der Südostseite des Schlingenkernes fallen die Achsen steil nach Osten, an der Ostseite steil nach Norden und Nordwesten und an seiner Nordflanke steil nach Westen.

Dieser Achsenverlauf spiegelt sich auch in den Diagrammen: 43—50, 58, 59, 61, 63 und 64 der Tafel 5 wider. Man vergleiche die Lage folgender Achsenmaxima:

Diagramm	Streichen	Fallen
43	90°	20° E
44	90°	20° E
45	70°	20° E
48	60°	20° E
49	30°	$50^\circ\text{--}70^\circ$ NE
58	176°	76° N
59	122°	68° NW
61	88°	62° W
63	82°	36° W
64	75°	30° E

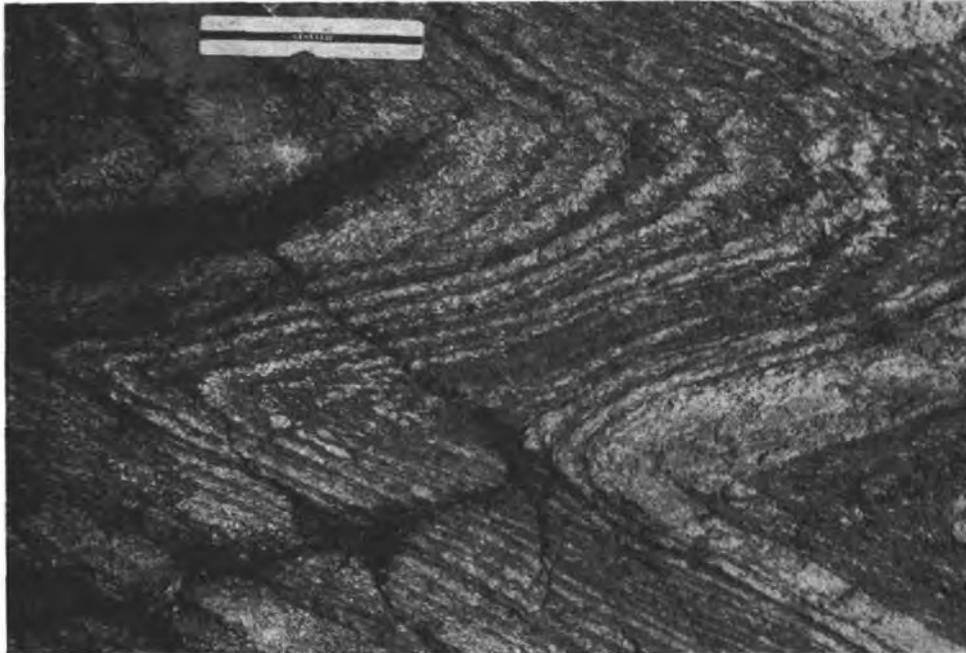


Abb. 9: Gefaltete, feldspatreiche Schiefergneise im Kar südlich des Vorderen Brochkogels. Die Plagioklasporphyroblasten sind durch die Schieferung s_2 verformt. s_2 verläuft parallel der Achsenfläche. Maßstab = 12 cm.



Abb. 10: Granatglimmerschiefer mit starker Plagioklasblastese und beginnender Fließfaltung. Am Weg von der Similaun Hütte zur Martin-Busch Hütte bei 2850 m. Maßstab = 30 cm.



Abb. 11: Tordierte Falte ($B = 42^\circ/65^\circ$ NE) am Nordostende des Oberen Rofenberges, südöstlich Arzbödele bei 2500 m. Maßstab etwa 0.3 m.

Die Achsen der entsprechenden Bereiche führen also in der genannten Reihe eine Drehung um 180° gegen den Uhrzeigersinn aus.

Im Schlingenkern selbst beherrschen flache und steile Achsen das tektonische Bild (Tafel 5, Diagr. 60). Flachliegende, E—W streichende Falten können sich hier über kürzeste Entfernung aufrichten.

Weiter im Osten, im Gebiet zwischen Wildspitze und Breslauer Hütte zeichnen sich in den Diagrammen 56, 57, 58 und 62 (Tafel 5) zwar deutliche Maxima ab, doch treten neben den steilen auch flache, nach Norden geneigte Achsen auf. Es ist hier aber nicht auszuschließen, daß Hangrutschungen an den brüchigen, steilen Felskämmen die Achsen einzelner Zonen verstellten. Im Süden des Vernagt-Gebietes, zwischen den Guslar-Spitzen und den Rofen Höfen, ist ebenfalls eine Versteilung der Achsen nach Osten hin zu erkennen. Gleichzeitig schwenkt das Streichen, wenn auch weniger deutlich, in die N—S-Richtung ein (Tafel 5, Diagr. 46, 47, 50—55).

Die aus den s_1 -Flächen konstruierten Pi-Pole (Tafel 2) stimmen gut mit den Faltenachsenhäufungen (Tafel 5) überein. Nur die B_1 -Maxima des Diagramms 63 (Tafel 5) weichen vom Pi-Pol des Diagramms 2 (Tafel 2) ab, da durch das Umbiegen des Amphibolits im Norden des Vernagt-Gebietes eine Knitterung und Fältelung der s_1 -Flächen bewirkt wird, deren Achsen zum Teil N—S streichen und mittelsteil nach S einfallen.

Am Oberen Rofenberg, von der Schönen Aussicht an der österreichisch-italienischen Grenze bis zum Hochjoch-Hospiz, streichen die Faltenachsen NE—SW (50° — 70°) und fallen mit 30° — 60° nach NE ein. Hier scheint sich die Achsenneigung nach der Gipfelzone hin um 5° — 20° zu verringern. Auf der NW-Seite des Kammes sind einzelne Hangpartien völlig verstimmt, so daß Messungen unmöglich waren. Im einzelnen ergeben sich in der stereographischen Projektion folgende Achsenhäufungen:

Umgebung der „Schönen Aussicht“ (außerhalb des westlichen Kartenrandes).	B_1 Max. $50^\circ/40^\circ$ NE
Oberer Rofenberg SW-Abschnitt (über 2800 m)	B_1 Max. $70^\circ/54^\circ$ NE
Oberer Rofenberg SW-Abschnitt (unter 2800 m)	B_1 Max. $60^\circ/60^\circ$ NE
Oberer Rofenberg NE-Abschnitt (über 2800 m)	B_1 Max. $62^\circ/33^\circ$ NE
Oberer Rofenberg NE-Abschnitt (unter 2800 m)	B_1 Max. $52^\circ/55^\circ$ NE

In der Marzell-Schlinge ergibt die Horizontalprojektion der Achsen ein recht „chaotisches“ Gefügebild, da B_1 im Schlingenscheitel wie auch in den Schlingenschenkeln steil bis senkrecht steht und in der Hauptschieferung s_1 pendelt. Trotzdem kommt wenigstens am NW- und NE-Rand der Struktur annähernd einheitliches NE—SW-, bzw. NW—SE-Streichen zustande.

Bei generellem NE—SW-Streichen wird im Saykogel-Kreuzkogel-Kamm das Achsenfallen nach Nordosten und Südwesten steiler (vgl. Tafel 6, Diagr. 80, 73, 72 und Diagr. 81, 82, 84).

Im Schlingenscheitel (Diagr. 70, 71) pendelt B_1 in der E—W- und NW—SE-Richtung. E—W-Streichen zeichnet sich auch im Marzellkamm (zwischen Niederjoch- und Marzellferner) und im Mutmalkamm ab. Den Mutmalkamm kann man aber schon zum SW-Rand der Venter Schlinge rechnen.

Bei diesen beschreibenden Angaben ist stets zu bedenken, daß infolge des steilen Achsenfallens bereits geringfügige Änderungen der Raumlage ausreichen, bedeutende Richtungswechsel in der Horizontalprojektion der Achsen hervorzurufen.

Der Wechsel nach Norden und Südosten geneigter Achsen in der Umgebung der Martin Busch-Hütte kommt auch im Diagramm 74 (Tafel 6) zum Ausdruck.

In den Diagrammen 70, 75, 76, 79, 83 und 84 (Tafel 6) herrschen vertikale Achsen vor. Sie markieren die Kernzone der Marzell-Schlinge und den generellen Verlauf ihrer „Achsenfläche“.

Die Streckung der Achsenmaxima in fast allen Diagrammen weist, wie im Gurgler und Venter Tal (BAUMANN und andere 1967), auf horizontale Rotationsachsen (R) des Achsengefüges.

An der Nordseite der Talleit Spitze schwenken die Achsen aus der NW—SE- über N—S- zur Rofen Ache hin in die E—W-Richtung um. Wir haben die gleiche Änderung des Streichens bereits bei der Erörterung der Schieferung s_1 festgestellt (S. ...).

Da aber die granitischen Leitgesteine diesen Richtungswechsel nicht mitmachen, besteht kein Anlaß, im Grenzgebiet gegen die Venter Schlinge einen Sonderbogen zu konstruieren.

3. Schieferung (s_2)

Neben der Hauptschieferung (s_1) besitzt die jüngere Schieferung s_2 für die Beschreibung des tektonischen Baues große Bedeutung. Sie ist in allen gefalteten Bereichen ausgebildet und gehört als Schieferung zu B_1 .

In allen Fällen, in denen die Achsenflächen einzelner Falten bestimmt wurden, zeigte sich, daß sie mit den gemessenen s_2 -Flächen zusammenfielen.

Die Raumlage der Schieferung s_2 gibt also die Raumlage der Achsenflächen an.

Die geometrischen Beziehungen zwischen B_1 , s_1 und s_2 sind den Diagrammen der Tafeln 5 und 6 zu entnehmen, in denen neben den Faltenachsen B_1 die s_2 -Pole sowie die Großkreise der s_1 - und s_2 -Maxima eingetragen sind.

Die s_2 -Flächen schneiden s_1 unter wechselnden Winkeln. Die Schnittlinien beider Flächenscharen überziehen die Oberflächen der Gesteinsplatten und Falten oft mit einer B_1 parallelen Runzelung.

Die s_2 -Schieferung ist vor allem in glimmerreichen Gesteinen gut entwickelt, aber auch in quarzitischen Gneisen und Glimmerschiefern noch zu erkennen.

Die Überprägung der älteren Schieferung s_1 durch s_2 kann so intensiv sein, daß s_2 zur mechanischen Hauptablösungsfläche, also zur Hauptschieferung wird. Gute Beispiele dafür bieten der Muskovitschieferzug südlich Hintergrasl westlich der Vernagt Hütte und die Muskovitschiefer östlich der Guslar-Spitze. Die Schiefer sind hier so stark durch s_2 zerschert, daß s_1 völlig ausgelöscht wurde oder nur noch an den quarzitischen Lagen zu erkennen ist. Die tatsächliche Raumlage solcher Schieferzüge ist dann im Gelände schwer festzulegen.

Vermutlich ist das am Nordhang der Talleit-Spitze vom Verlauf der Granitgneisgänge abweichende E—W-Streichen der Schieferung damit zu erklären, daß hier vorwiegend s_2 -Flächen ausgebildet sind.

Wenn die Schieferung eines Bereiches vom Verlauf der tektonischen Leitgesteine abweicht, kann man mit großer Wahrscheinlichkeit annehmen, daß das s_1 von einer jüngeren Schieferung ausgelöscht oder zumindest weitgehend überprägt wurde.

In den Dünnschliffen erscheinen die s_2 -Flächen häufig als Flexurzonen, deren Schenkel zerreißen, so daß Gleitflächen entstehen, die den Flexurzonen parallellaufen. Das mikroskopische Erscheinungsbild der Flächen entspricht ganz dem der „zweiten Schieferung“, die HÖPPENER (1956) aus dem Rheinischen Schiefergebirge beschrieben hat.

Obwohl in der Regel nur eine Flächenschar s_2 vorhanden ist, finden sich Bereiche, in denen sich mehrere Flächenscharen (s'_2 , s''_2 , s'''_2 oder s_3 , s_4 , s_5) überlagern, so daß die Gesteine in flache Keile zerfallen. Die Gesteinsflächen sind dann mit kreuz und quer verlaufenden Schieferungsknickungen überzogen.

Gut entwickelte s_3 -Flächen waren aber nur in einem kleinen Bereich am Südosthang der Kreuzspitze festzustellen.

Die s_2 -Schieferung besitzt im gesamten Vernagt-Gebiet, unabhängig von der wechselnden Orientierung der Faltenachsen und der s_1 -Flächen, nahezu einheitliches E—W-Streichen. Ihr Einfallen schwankt zwischen 90° — 60° N.

Die Tatsache, daß die B_1 -Maxima stets auf den s_2 -Großkreisen liegen, zeigt, daß das s_2 weitgehend den Achsenflächen entspricht. Diese Lagebeziehungen bestehen auch in den östlichen Gebieten, in denen das Streichen der Faltenachsen nahezu senkrecht zum s_2 -Streichen verläuft.

Als s_2 -Flächen erwiesen sich auch die Schieferungen, die die Falten der Rofenklamm durchschneiden und von SCHMIDEGG (1933 a, S. 84) einer jüngeren Zerschering zugeschrieben wurden. Junge Bewegungen sind auf diesen Flächen nicht auszuschließen. Die Flächenanlage erfolgte aber klar als s_2 .

In manchen Fällen deuten die Schieferflächen durch schwache Konvergenz eine Fächer-, bzw. Meilerstellung an.

In den Schenkeln der Vernagt-Schlinge liegt s_2 annähernd parallel s_1 (Kesselwand, Vernagt-Hütte, Hochvernagt-Spitze und westlich des Eisferners). Im Schlingenscheitel am Platteikogel und im Norden der Breslauer Hütte schneiden sich s_1 und s_2 dagegen unter großen Winkeln. Die tektonischen Daten der Teilbereiche sind in den Diagrammen 43—64 (Tafel 5) zusammengefaßt.

In Abb. 12 sind die geometrischen Beziehungen schematisch dargestellt. 12 a stellt die Horizontalprojektion des Faltenachsenverlaufs in der Vernagt-Schlinge dar (vergl. Tafel 4). 12 b zeigt das Drehen der Achsen in der Achsenfläche, bzw. in s_2 . 12 c entspricht einer schematischen Darstellung in der Kugelprojektion. Die Achsenpole wandern, entsprechend der regionalen Achsenrotation, von links nach rechts über den Großkreis der Achsenfläche.

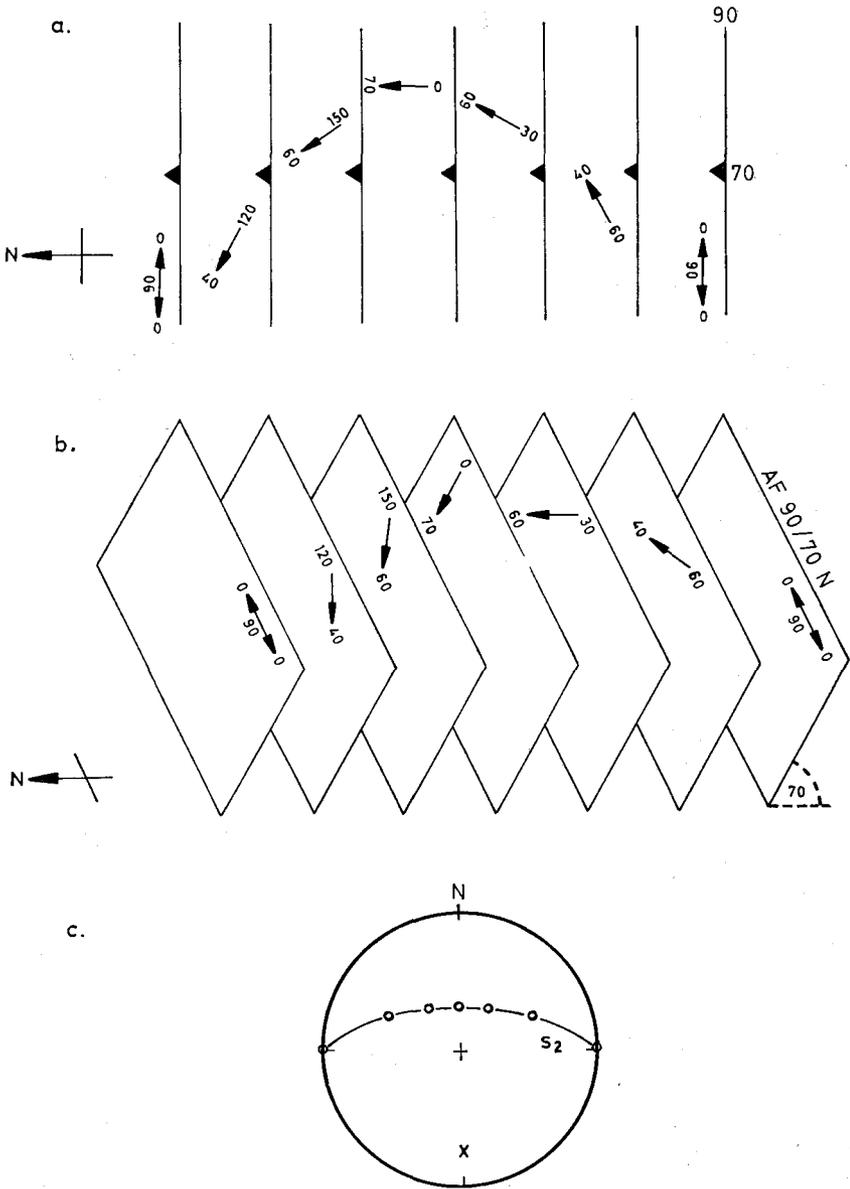


Abb. 12: Schematische Darstellung des Faltenachsenverlaufs bei konstanter Achsenfläche in der Vernagt-Schlinge. a = Horizontalprojektion, c = Stereographische Projektion: Die Achsenpole (o) wandern auf der Spur von s_3 ; x = Pol von s_2 = Pol der Achsenfläche (AF), (vergl. Tafel 5).

Am Oberen Rofenberg hält s_2 ebenfalls die ENE—WSW-Richtung ein. Die Flächen streichen überwiegend 60° — 90° und fallen mit 65° — 85° nach Norden, untergeordnet auch nach Süden ein.

In der Marzell-Schlinge bietet sich ein ganz anderes Bild. Die s_2 -Flächen ändern hier mit dem s_1 - und dem B_1 -Gefüge ihre Raumlage (Tafel 6). Vom Kreuzkamm bis zur Similaum Hütte streicht s_2 bei vertikalem oder steilem Nordfallen 70° — 90° (Diagr. 72, 73, 80—82, 84). Im Schlingenscheitel richten sich die Flächen wieder bis zur Vertikalstellung auf (Diagr. 70, 71, 75), schwenken über E—W in die NW—SE-Richtung (125°) und erreichen im Mutmalkamm schließlich ein Streichen von 140° . Dabei bleibt das vertikale Einfallen erhalten. Ein ähnliches Umbiegen zeigt die steil nach Norden fallende s_2 -Schieferung des Nordabschnittes (Diagr. 65, 66, 67, 68).

Am Ostrand der Marzell-Schlinge, am Mittleren Diemkogel und am Osthang des Mutmalkammes, also bereits im Westschenkel der Venter Schlinge, streichen die Flächen schließlich nahezu N—S und fallen steil nach Westen. Der Ostflügel der Marzell-Schlinge ist also nach Osten gekippt.

Konstruiert man aus den s_2 -Werten eine regionale Krümmungsachse für s_2 , dann erhält man dafür einen Wert von $Pi(s_2)$ - $137^\circ/78^\circ$ NW. Eine ganz ähnliche Achsenlage ergab sich für die aus s_1 ermittelte theoretische Schlingenachse ($B = 125^\circ/79^\circ$ NW).

In den Schlingenrandzonen können s_1 und s_2 annähernd parallel liegen (Diagr. 80—82, 84), ebenso im Schlingenscheitel (Diagr. 70, 71, 75) und in der Zone der theoretischen Achsenfläche (Diagr. 79, 84).

Größere Winkel (bis 40°) zwischen beiden Flächen bestehen im Norden (Diagr. 65—68) und Südosten (Diagr. 76—78 und 83) des Marzell-Gebietes. Aus der Raumlage der s_2 -Flächen und ihrer geometrischen Beziehung zu B_1 und s_1 darf man also schließen, daß das s_2 in der Marzell-Schlinge in die regionale Flächenrotation noch einbezogen wurde.

D. Störungen und Brüche

Störungen und Brüche durchsetzen in großer Zahl die Gesteinsverbände. Eine Bestimmung der Versetzungsbeträge ist wegen des Mangels an Leit-horizonten aber nur selten möglich. Da in fast allen Rinnen und Wasser-rissen kataklastische oder mylonitische Gesteine anstehen, scheinen die Hohlformen meist tektonischen Brüchen zu folgen.

Ein großer Teil der erkennbaren Störungen ist sicher schon voralpidisch angelegt und alpidisch wiederbelebt worden. Voralpidisches Alter ist aber nur für die Fugen mit Sicherheit zu belegen, denen die postkinematischen basischen Ganggesteine folgen. Die basischen Gänge durchbrechen die Gneis-Glimmerschieferverbände diskordant, liegen aber auch, wie im Nord-westen des Vernagt Gebietes, ungefähr in Richtung der Hauptschieferung.

Die meisten Gänge des Vernagt Gebietes streichen etwa NE—SW und fallen mit zirka 50° nach SE ein.

Die Hintergrasl Spitzen werden von mehreren E—Wstreichenden und steil nach S fallenden Störungen durchzogen. Sie verlaufen dort unge-fähr parallel s_1 und bewirken eine starke Mylonitisierung der Paragneise.

Eine ebenfalls E—W streichende große Störungszone ist südöstlich der Vorderen Guslarspitze festzustellen und von dort bis an den Vernagt Bach zu verfolgen.

Im östlichen Vernagt-Gebiet herrschen steil einfallende NE—SW-Störungen vor. Am Wilden Männle (3019 *m*) wird die von Süden heraufziehende, steil stehende Orthogneislamelle mehrfach versetzt und schließlich von einer großen Störung abgeschnitten, die aber nicht weiter zu verfolgen ist.

Die Störungen an der Ostflanke der Talleit Spitze wurden bereits beschrieben (BAUMANN und andere 1967).

Neben den Störungen sind stellenweise zahlreiche Bergzerreißungen und Felsabbrüche vorhanden, die vermutlich durch die Druckentlastung beim Schwinden der spätglazialen Gletscher entstanden. Sie folgen teils der Klüftung, teils großen Mylonitonen.

Bei „Auf Plattei“, oberhalb der Mündung des Vernagt Baches, bildeten sich lange Felsrisse und bis zu 2 *m* breite, klaffende Spalten (Tafel 1).

Der nördliche Marzellkamm weist neben einer Vielzahl postglazialer Abbrüche auch zwei Bergstürze auf. Der westliche erfolgte im vorigen Jahrhundert, der östliche vor einigen Jahren.

E. Zur Mechanik der steilachsigen Faltung

Schon bei der Beschreibung der Venter Schlinge zeigte sich, daß eine chronologische Gliederung des Achsengefüges nicht möglich ist und daher auch keine verschiedenalten Bau- und Bewegungspläne für eine Schlinge konstruiert werden können. Die verwickelten, zusammengesetzten Gefüge müssen vielmehr in einem Deformationsgang entstanden sein. Dabei läßt sich zwar ein gewisses Nacheinander der Achsenprägungen erkennen, „Achsgenerationen“ sind aber nicht zu unterscheiden. Es bleibt daher zunächst nichts anderes übrig, als die geometrischen Daten der Gefügeelemente zu prüfen, inwieweit sie sich zu plausiblen Gedankenmodellen steilachsiger Faltungsvorgänge zusammenfügen lassen.

Dabei erweisen sich tektonische Tonversuche als nützliches Hilfsmittel. Obwohl natürlich kein Modellversuch den tatsächlichen Ablauf der steilachsigen Faltung adäquat widerzuspiegeln vermag, vermitteln die Versuche doch eine Vorstellung von der Vielfalt möglicher Teilbewegungen und ihrem Zusammenwirken, die allein gedanklich kaum zu erlangen ist. Bei diesen Versuchen wird auch klar, daß die plastische Verformungskomponente eine solche Verzerrung der Strukturen bewirken kann, daß diese sich kaum mehr auf einfache tektonische Koordinaten beziehen lassen.

Für die geometrische Deutung des Schlingenbaues im Vernagt-Gebiet sind mindestens zwei Modelle denkbar: Modell A, mit Faltung um steile Achse; Modell B, mit Faltung um flachere Achse. Mit keiner der beiden Vorstellungen sind aber alle bestehenden Fragen zu beantworten.

Wie bereits dargelegt (S. 58), wurde der im Westen des Vernagt-Gebietes noch erhaltene flachachsige Faltenbau im Bereich der heutigen Schlinge so verformt, daß die Achsen um die Schlingenachse rotieren und im SE-Schenkel der Großfalte nach NE, am Nordrand des Faltenkernes aber nach W einfallen (Tafel 4).

Modell A: Aufgerichtete, flachachsige gefaltete Gneis-Glimmerschieferverbände wurden um eine steile bis vertikale Achse zu einer Schlinge gekrümmt (Abb. 13 a). Damit ist das Umlaufen der Hauptschieferung s_1 und das gegensinnige Einfallen der Achsen zu beiden Seiten des Schlingenkernes verständlich.

Eine sukzessive Versteilung der Achsen nach dem Schlingenscheitel hin ist zu erreichen, wenn die beiden Schlingenschenkel in Scheitelnähe, etwa bei plastischen Verformungen des Gesamtbaues, gegeneinander rotieren. Der Vorgang ist mit einem Blatt Papier leicht zu veranschaulichen (Abb. 13 b). In diesem Falle kann auch eine ältere vertikale Schlingenachse ausgeglättet und durch eine jüngere, weniger steile Achse ersetzt werden. Gleichzeitig mit derartigen Vorgängen können aber auch steile, der Rotationsachse parallele, Faltengefüge entstanden sein.

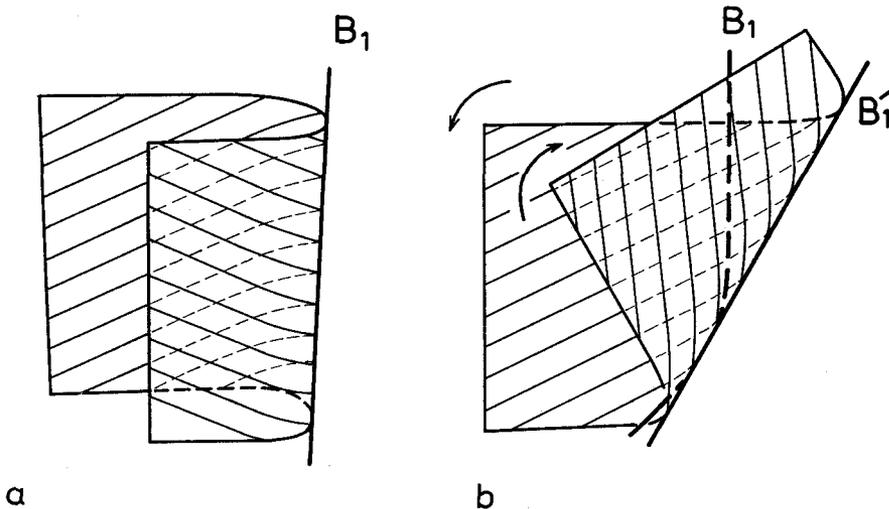


Abb. 13 a: Faltung flach nach E einfallender Achsen um eine steile Achse. 13 b: In einer steilachsigen Falte rotieren die Schenkel gegeneinander. B_1 wird rotiert und verformt. Es bildet sich eine weniger steile Achse B_1' .

Im einzelnen ist natürlich nicht zu unterscheiden, welche der steilen Achsen im Schlingenscheitel ursprünglich eine geringere Neigung besaßen (B_{1f}) und welche primär als steile Achsen (B_{1st}) bei der Ausprägung des Schlingenscheitels entstanden. Beide Typen müssen in Anbetracht der spät- bis postkinematischen Kristallisation der Gesteine ununterscheidbar nebeneinander auftreten.

Da im Schlingenscheitel, zwischen Schwarzkögele und Platteikogel, sowohl steile als auch flache Achsen vorhanden sind, darf man annehmen, daß nicht alle, zusammen mit s_1 rotierten, flachen Achsen (B_{1f}) durch die neuen steilachsigen Faltengefüge (B_{1st}) im Schlingenscheitel ausgelöscht

wurden (vergl. Tafel 5, Diagr. 58, 59). Die Schieferung s_2 ist in diesem Modell gegen Ende der Schlingenbildung entstanden und hat vor allem im Schlingenscheitel, durch den Schnitt von s_1 mit s_2 , steile Achsen erzeugt.

Modell B: Die Gneis-Glimmerschieferverbände wurden um flache (B_{1fl}), etwa E—W-streichende Achsen gefaltet, und zwar so, daß die dabei entstandene Schieferung s_2 (Achsenfläche) schwach nach Norden geneigt ist. Wird dieser Faltenkomplex nun um eine auf s_2 annähernd senkrecht stehende Achse (etwa $R = 145^\circ/40^\circ$ SE) gefaltet, bzw. eingerollt, so entstehen die in Abb. 14 dargestellten Strukturen. In einer dem heutigen Geländeschnitt entsprechenden Fläche K liegen dann in S noch kaum rotierte Achsen. Nach Norden hin gelangt man dagegen zunächst in Bereiche mit steilen und dann wiederum in Zonen mit flachen Achsen. Die Horizontalprojektion der geschnittenen Falten (Fläche K') entspricht dem Gefügebild in Tafel 4 (vergl. auch Abb. 12).

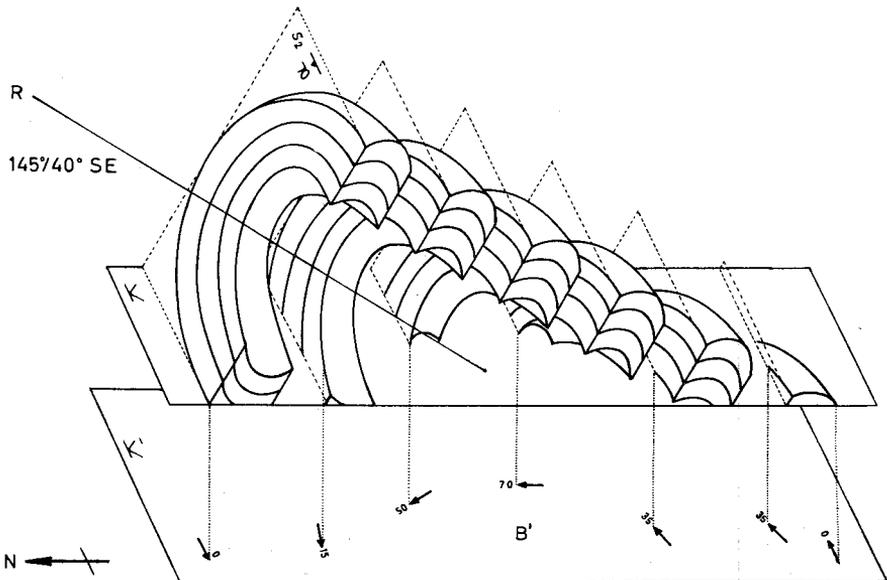


Abb. 14: Modell B zur Deutung des Achsengefüges im Kern der Vernagt-Schlinge. Die gefalteten Gneis-Glimmerschieferverbände werden um eine Achse R ($145^\circ/40^\circ$ SE) annähernd senkrecht s_2 erneut gefaltet. Die Fläche K entspricht dem heutigen Geländeanschnitt, K' der Horizontalprojektion (vergl. Tafel 4).

Das tektonische Grundprinzip ist in beiden Modellen dasselbe: Faltengefüge müssen um annähernd senkrecht dazu angeordnete Achsen gefaltet werden.

Nach Modell A wäre zu erwarten, daß man im Gesteinsgefüge des Schlingenscheitels häufig Überlagerungen von B_{1fl} und B_{1st} trifft. Das ist nicht der Fall.

Nach Modell B müßte gerade in den Gebieten steileren Achsentauchens eine kräftige R-parallele Faltung festzustellen sein, von der auch die Schieferung s_2 erfaßt würde, denn s_2 ist ja in Modell B schon vor der eigentlichen Schlingenbildung entstanden. Davon ist im Gelände ebenfalls wenig zu sehen. Lediglich bei der Auswertung des Flächengefüges im großen nördlichen Amphibolitzug (zwischen Gepatschjoch und Wildspitze) erhält man einen Pi-Pol, der dem geforderten $R = 145^\circ/40^\circ$ SE entspricht. Ähnliche Achsenlagen sind auch vereinzelt am Nordrand des Vernagtferners zu finden (Tafel 4).

Obwohl horizontale Rotationsachsen zum polyaxialen Faltungsstil der Schlingentektonik gehören (BAUMANN und andere 1967), kommt dem Modell A unserer Meinung nach die höhere Wahrscheinlichkeit zu. Einmal entspricht die Faltung um steile Achsen dem tektonischen Stil in den Nachbarstrukturen, zum anderen stehen die relativ einfachen Konfigurationen der Leitgesteine, vor allem des großen Amphibolitzuges, kaum mit der komplizierten Einrollung eines Syn- oder Antiklinoriums in Einklang.

Verglichen mit der Vernagt-Schlinge ist die Marzell-Schlinge relativ einfach gebaut. Die Faltenachsen stehen im gesamten Schlingengebiet steil bis vertikal. Die Leitgesteine kennzeichnen die Struktur klar als nach Osten gekippte, steilachsige Falte mit schwach nach NW geneigter Achse und steiler, etwa NE—SW-streichender Achsenfläche.

Auffallend ist das Verhalten der s_2 -Flächen, die zusammen mit s_1 um die Schlingenachse gekrümmt sind (Tafel 6). Die Faltung muß also noch nach der Entstehung der s_2 -Schieferung angehalten haben (Abb. 15). Das war offenbar im benachbarten Vernagt-Gebiet nicht der Fall.

Die steilachsige Faltung erfaßte auch die Gebiete im Westen und Süden der Marzell-Schlinge. Aufnahmen im Leitertal zwischen der Similaun Hütte und dem Vernagt Stausee im Schnalstal ergaben, daß auf der ganzen Strecke steile Achsen vorwiegen. In südlicher Richtung schließen sich nach SCHMIDEGG (1933 a) die Schlingenbögen des Schnalstales an (Abb. 1).

Ein solcher Faltungsstil setzt eine hohe Teilbeweglichkeit der deformierten Gesteine voraus. Wir haben deswegen von „quasiplastischen“ Deformationen gesprochen, ohne den Begriff näher definieren zu können. Als Hinweis auf starke, bruchlose Dehnungen kann vielleicht das Ausdünnen und Abreißen der Leitgesteinsbänder gelten. SCHMIDEGG (1933 a) hat bereits eine solche Vermutung ausgesprochen. Manche Mächtigkeitenänderungen und Unterbrechungen der Glimmerschieferzüge in der Karte (Tafel 1) sind unter Umständen aber auch durch die Schwierigkeiten der Gesteinsabgrenzung bedingt. FÖRSTER (1967) hat nach seinen Untersuchungen bei Schneeberg behauptet, die Schlingentektonik gehorche den HELMHOLTZschen Wirbelsätzen. Das ist sicher falsch. Die Verformungen haben sich zwar, dafür spricht die Mineralfazies der Gesteine, bei Temperaturen von mindestens 540° C und einem H_2O -Druck von 7000 Bar abgespielt, damit sind aber noch nicht einmal die Voraussetzungen für eine anatektische Gesteinsmobilisation erfüllt (WINKLER 1967). Die Gneise und Glimmerschiefer werden von zahlreichen Quarzleukosomen durchsetzt; es erfolgte eine starke Plagioklasblastese, und stellenweise zeigen sich Ansätze zur Fließ-Faltung. Echte Quarz-Feldspat-Metatekte findet man aber sehr selten.

Das schließt nicht aus, daß die hochmetamorphen Gesteine der Öztal-
 masse mit Migmatiten und palingenen Graniten in Zusammenhang stehen.
 In den Stubaier Alpen sind im Winnebach-Gebiet typische Migmatite
 entwickelt (DRONG 1959); außerdem darf man für die Orthogneismassen
 der nördlichen Öztaler und Stubaier Alpen insgesamt palingenen Ursprung
 annehmen.

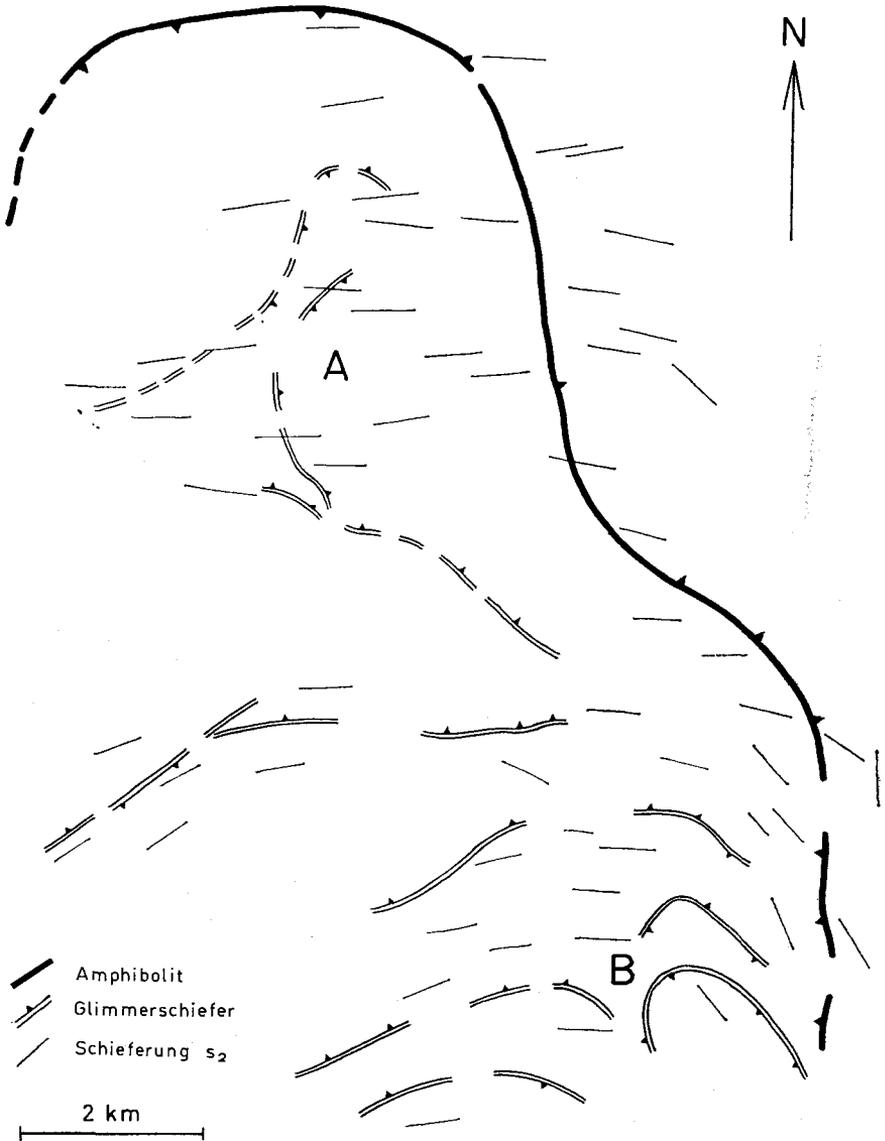


Abb. 15: Genereller Verlauf der Schieferung s_2 in der Vernagt-Schlinge (A) und in der Marzell-Schlinge (B).



Abb. 16: Verformung eines 50×35 cm großen und 10 cm hohen Tonkuchens. Die in einem ersten Akt eingeeigte und um eine flache Achse gefaltete Tonmasse wurde in einem zweiten Akt um eine vertikale Achse gefaltet. Die inhomogenen plastischen und scherenen Verformungen der Teilbereiche erkennt man an den unterschiedlich deformierten Vorzeichnungen (ursprünglich Kreise). Die Tonmasse wird von zahlreichen Scherflächensystemen durchsetzt, die nacheinander entstanden und unterschiedlich weit rotierten. Die linke Falte beginnt bereits an den markierten Flächen (s) zu zergleiten.

Als weiteres Zeugnis dafür, daß die Gesteine bei der Faltung nicht wie Flüssigkeiten reagierten, kann die starke Beteiligung von scherenden Gesteinsverformungen gelten. FÖRSTER (1967) bestreitet zwar, daß steilachsige Faltung und Scherung zusammenwirkten, die Schieferung s_2 beweist aber den engen Zusammenhang von Faltung und Scherung eindeutig. Auch SCHMIDEGG (1933 a, S. 94) hat angenommen, daß an der Längentaler Störung während der Schlingenbildung Blattverschiebungen von mehreren Kilometern erfolgten. Bei unseren Tonversuchen bildeten sich bei fortgeschrittener steilachsiger Faltung in allen Fällen eine große Anzahl rotierender Scherflächensysteme, an denen die Falten noch vor Annäherung ihrer Schenkel zerglitten (Abb. 16).

Wir können nun die in der Einleitung aufgeworfenen Fragen beantworten:

1. Die im Vernagt-Marzell-Gebiet untersuchten Strukturen entsprechen ihrem Bewegungsmechanismus nach weitgehend der Venter Schlinge. Unterschiede bestehen hinsichtlich der Schlingenform, des Einengungsbetrages und des Ausmaßes achsenparalleler Ausgleichsbewegungen und quasiplastischer Verformungen. Die Schlingen unterscheiden sich daher in ihren Interngefügen.
2. Der Übergang der einzelnen Schlingen vollzieht sich kontinuierlich durch Rotation des Kleingefüges. Brüche können zwar den tektonischen Zusammenhang modifizieren, doch sind keine bedeutenden Störungen zwischen den einzelnen Großfalten zu belegen.
3. Die steilachsige gefaltete Zone geht im Westen des Vernagt-Gebiets durch allmähliche Verringerung des Achsenfallens in flachachsige gebaute Gebirgszonen über. Gleichzeitig stellt sich generelles E—W-Streichen ein. Die steilachsige Faltung des Marzell-Gebietes setzt sich dagegen nach Westen und Süden bis in das Schnalstal, teilweise auch bis in das Etschtal fort (SCHMIDEGG 1965). Die flachachsigen Zonen beginnen hier vermutlich erst zwischen Schnalstal und Matscher Tal.
4. Die tektonische Übersichtskarte der Ötztaler Alpen (SCHMIDEGG 1933 a, 1965) bietet das Bild einer steilachsigen Großfalte, in deren extrem deformiertem Kern quasiplastische Verformungen zu komplizierten polyaxialen Gefügen führten. Trotz aller Unterschiede in den Kleingefügen ist das bisher untersuchte regionale Großgefüge homoax ($B = 115^\circ/65^\circ$ WNW, Vernagt-Schlinge $B = 120^\circ/70^\circ$ NW, Marzell-Schlinge $B = 125^\circ/80^\circ$ NW).

F. Das Alter der Faltung und der Metamorphose

Das Alter der steilachsigen Faltung ist nach den in den Ötztaler Alpen durchgeführten radiometrischen Altersbestimmungen jetzt mit hinreichender Sicherheit belegt (SCHMIDT, JÄGER, GRÜNENFELDER, GRÖGLER 1968).

Da sich in den Rb-Sr-Daten eine starke Metamorphose im Oberkarbon (300—280 Millionen Jahre) abzeichnet, ist auch für die Schlingentektonik variszisches Alter so gut wie sicher. Das von KLEBELSBERG (1935) auf Grund der Lagerungsverhältnisse zwischen Kristallin und Brennermesozoikum

angenommene variszische Alter hat sich also auch chronologisch bestätigt. Daneben kann man aus den Biotitmischaltern auf thermische Ereignisse schließen, die das Altkristallin während der alpidischen Gebirgsbildung beeinflussten. Sie erreichten aber nur im Süden, im Schneeberger Zug, eine solche Intensität, daß sich dort einheitliche Biotitalter von 80 Millionen Jahren ergeben. Damit ist wenigstens in dieser Zone eine jüngere, oberkretazische Metamorphose (Schneeberger Kristallisation) sichergestellt (MILLER, JÄGER, SCHMIDT 1968).

Ein Problem besonderer Art wirft das Alter der Orthogneise auf. Die im Ötztal ermittelten Alterszahlen sprechen nämlich für magmatische Ereignisse an der Wende Ordovizium—Silur (SCHMIDT u. a. 1968, HARRE u. a. 1968).

GRAUBERT & ARNOLD (1968) haben ähnliche Zahlen in der Silvretta-Masse erhalten und vermuten hier eine kaledonische Metamorphose und Anatexis. In den Ostalpen fehlen aber sonst sichere Spuren einer kaledonischen Gebirgsbildung.

In der nördlichen Grauwackenzone wurden etwa zur gleichen Zeit intermediäre Vulkanite (Porphyroide) gefördert (MOSTLER 1968). Vielleicht handelt es sich dabei um Oberflächen-Erscheinungen der in der Tiefe vor sich gehenden magmatischen Prozesse.

Auch in anderen Teilen des europäischen variszischen Gebirges, in denen nur schwache oder gar keine kaledonischen Bewegungen zu erkennen sind, ergeben sich ähnliche Alterszahlen, wenn auch die typisch variszischen Werte überwiegen (SCHROEDER 1968).

Allem Anschein nach handelte es sich um einen Magmatismus, der zeitlich zwar in die „kaledonische Ära“ fiel, seiner Funktion nach aber bereits magmatisch-geochemischen Prozessen zuzuordnen ist, die „frühvariszisch“ die orogene Umwälzung im Untergrund der entstehenden variszischen Geosynklinale vorbereiteten.

Literatur

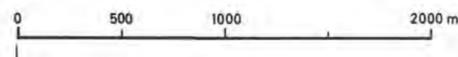
- BAUMANN, M., HELBIG, P. u. K. SCHMIDT: Die steilachsige Faltung im Bereich des Gurgler und Venter Tales (Ötztaler Alpen). — Jb. Geol. B. A. Wien, 110, 1—72, 1967.
- DRONG, H. J.: Das Migmatitgebiet des Winnebachgranits (Ötztal — Tirol) als Beispiel einer petrotektonischen Analyse. — Tschermaks min. petr. Mitt., VII, 1—69, 1959.
- FÖRSTER, H.: Kristallisation und Tektonik des Schneeberger Gesteinszuges. — Geol. Rdsch. 56, 480—494, 1967.
- FUCHS, H.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen im Kristallin der Ötztaler Alpen: Das Gebiet der Vernagt-Schlinge. — Unveröff. Diplomarbeit, TH München, 1965.
- GRAUBERT, B. u. A. ARNOLD: Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs. — Contr. Min. u. Petrol., 20, 1, 34—56, 1968.
- HAMMER, W.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Nauders (5245). — 62 S., Wien 1923.
- : Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich 1:75.000, Bl. Ötztal (5146). — 58 S., Wien 1929.
- HANKE, H.: Quartärgeologische Untersuchungen im inneren Ötztal. — Jb. Geol. B. A. Wien 85, 191—223, 1935.

- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. u. K. SCHMIDT: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). — Geol. JB., 86, 797—826, Hannover 1968.
- HOEPPENER, R.: Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. — Geol. Rdsch. 45, 247—283, 1956.
- HOINKES, H., DREISEITL, E., HOWORKA, F., LAUFFER, I., QUECK, H., SCHNEIDER, W. u. H. SLUPETZKY: Combined water, ice and heat budget investigations in the Austrian Alps, Part I, Mass budget of Hintereisferner and of Kesselwandferner 1964 to 1966, Part II, Climatic conditions and atmospheric circulation in relation to glacier mass budget. Final Report, UNESCO Contract NS/2803/65, 1967.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. — 872 S., Berlin 1935.
- KRÖNER, A.: Petrographische und gefügekundliche Untersuchungen im Kristallin der Ötztaler Alpen: Das Gebiet der Marzell-Schlinge. — Unveröff. Diplomarbeit, TH München, 1965.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. u. K. SCHMIDT: Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskovit-Granitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). — Eclogae Geol. Helv. 60, 537—541, 1968.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 89—150, 1968.
- PURTSCHELLER, F.: Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Ötztaler-Stubaier-Alt-kristallins. — Joanneum, Mineral. Mitteilungsblatt 1/2 1967, 80—85, 1967.
- RUDOLPH, R.: A brief account of the geography of the Central Oetzal Alps with special reference to its glaciology. — Bull. IASH VIII^e Année 2, 126—131, 1963.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Bd. 2, 215 S. Wien 1948.
- SCHMIDEGG, O.: Neue Ergebnisse in den südlichen Ötztaler Alpen. — Verh. Geol. B. A. 1933, 83—95, 1933 (a).
- : Der Bau der südlichen Ötztaler-Stubaier-Alpen. — Mitt. deutsch-österr. Alpenverein 6, 130—132, 1933 (b).
- : Die Ötztaler Schubmasse und ihre Umgebung. — Verh. Geol. B. A. 1964, 27—47, 1964.
- SCHMIDT, K.: Zum Schlingenbau tiefer Gebirgsetagen. — Krystalinikum 3, 133—156, Prag 1965.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. u. N. GRÖGLER: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. — Eclogae Geol. Helv. 60, 529—536, 1968.
- SCHROEDER, E.: Das variszische Gebirge. — Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik Bd. 1, 238—261, Berlin 1968.
- SENARCLENS-GRANCY, W.: Zur Glazialgeologie des Ötztales und seiner Umgebung. — Mitt. Geol. Ges. Wien 49, 257—313, 1956.
- WENK, E.: Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. — Schweiz. min. petr. Mitt. 14, 196—278, 1934.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 273 S., Berlin-Heidelberg 1967.

Geologische Karte des Vernagt-Marzell-Gebietes



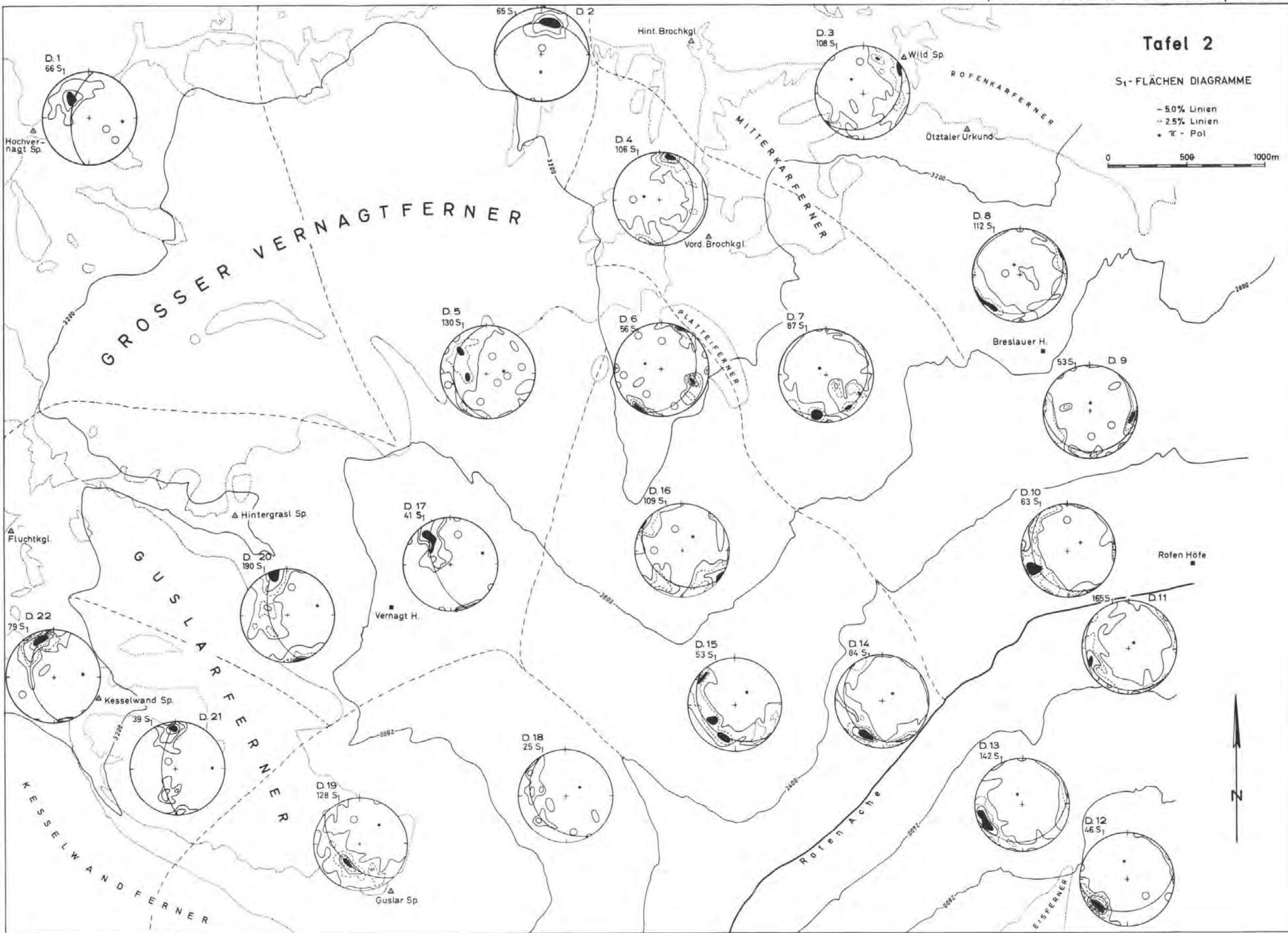
- Biotit-Muskovit-Plagioklasgneis (Schiefergneis, Gneisglimmerschiefer)
- Schiefergneis mit Feldspatknoten u. Staurolith
- Quarzite in Schiefergneisen
- Granatglimmerschiefer
- Mineraleiche Glimmerschiefer (granat-, staurolith-, distenführende Glimmerschiefer)
- Staurolith- u. feldspatknoter reiche Muskovitschiefer
- Quarzite
- Biotit-Granitgneis
- Augen- u. Flasergneis Muskovit-Granitgneis
- gebänderte u. massige Amphibolite
- Diabase, Quarzdiabase, (d) Diabasporphyr (dp)
- Graphitschiefer
- Moranewälle
- Schuttkegel
- Störungen
- Hauptschieferung (gs)



Tafel 2

S₁-FLÄCHEN DIAGRAMME

- 5.0% Linien
- 2.5% Linien
- Pol

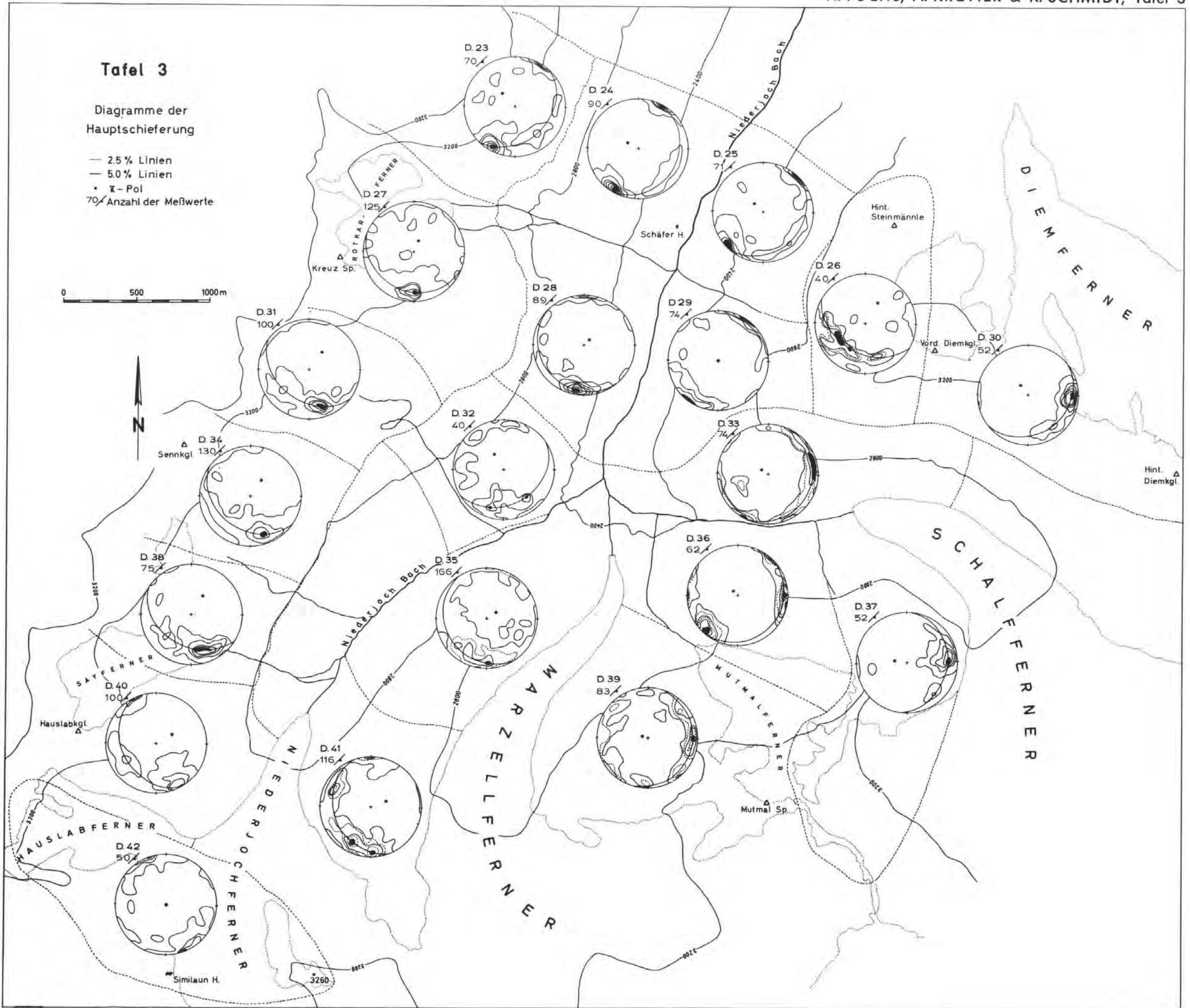


Tafel 3

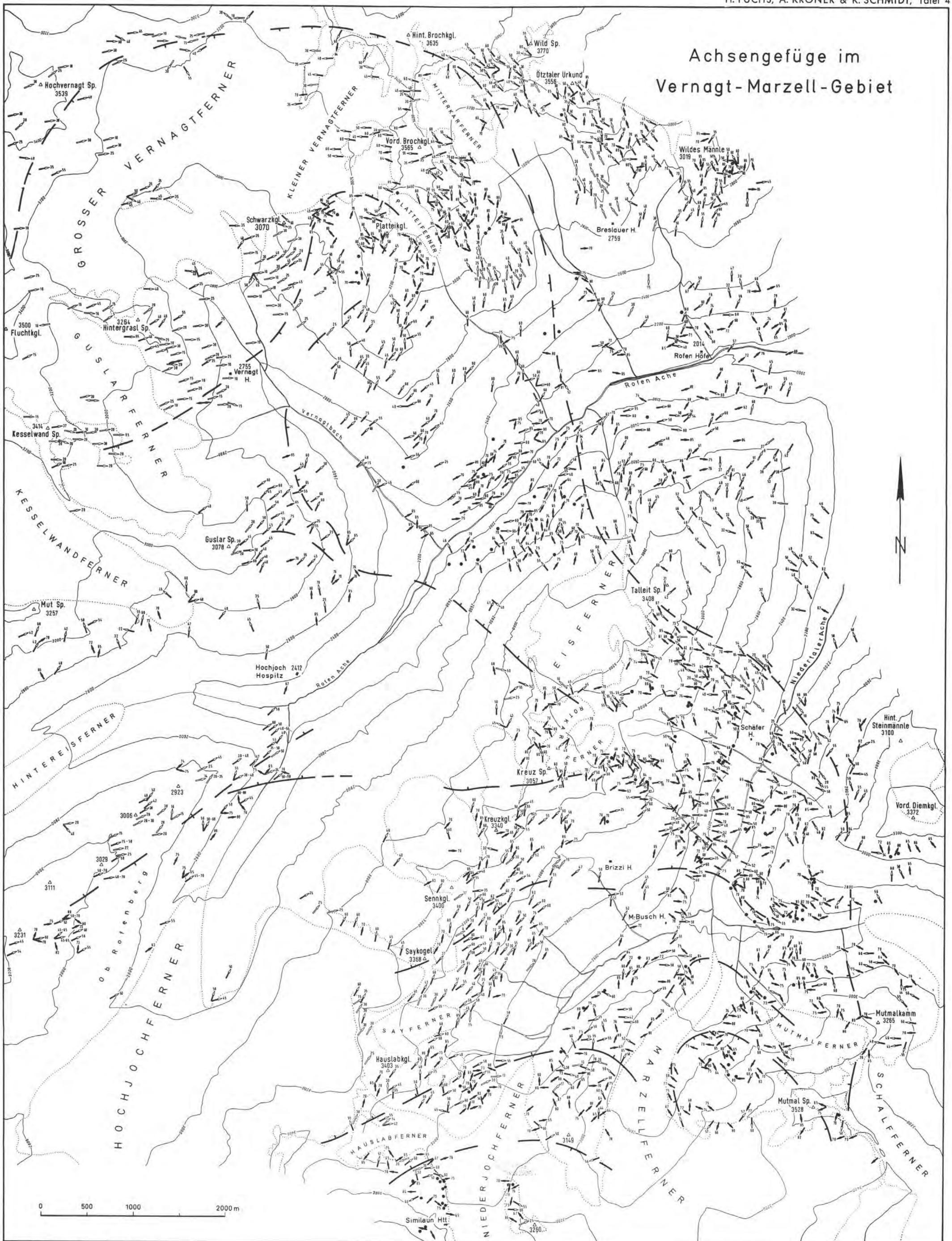
Diagramme der
Hauptschieferung

- 2.5% Linien
- 5.0% Linien
- \bar{x} -Pol
- 70/ Anzahl der Meßwerte

0 500 1000m



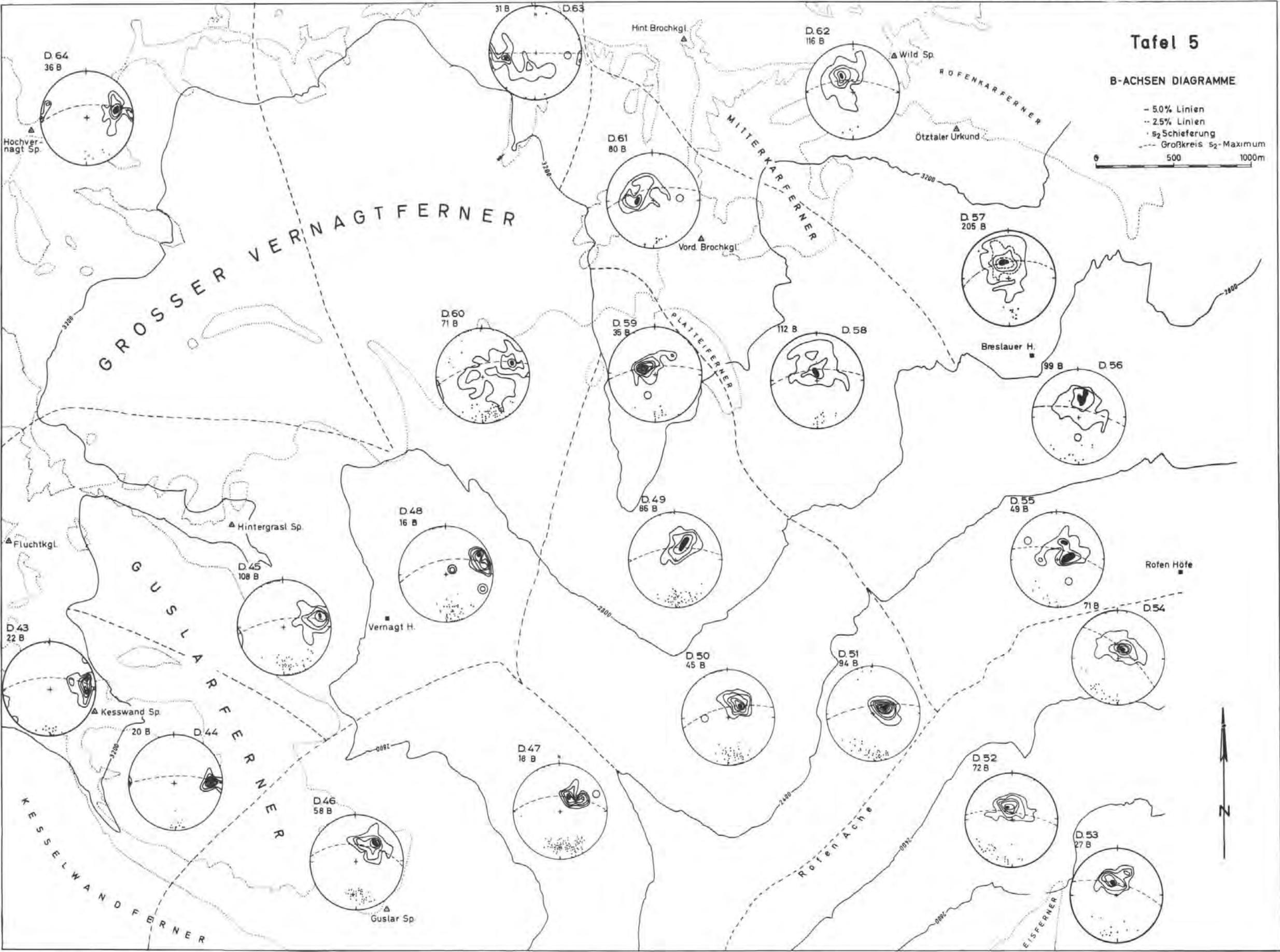
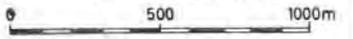
Achsengefüge im Vernagt-Marzell-Gebiet



Tafel 5

B-ACHSEN DIAGRAMME

- 5.0% Linien
- 2.5% Linien
- S₂ Schieferung
- Großkreis S₂-Maximum

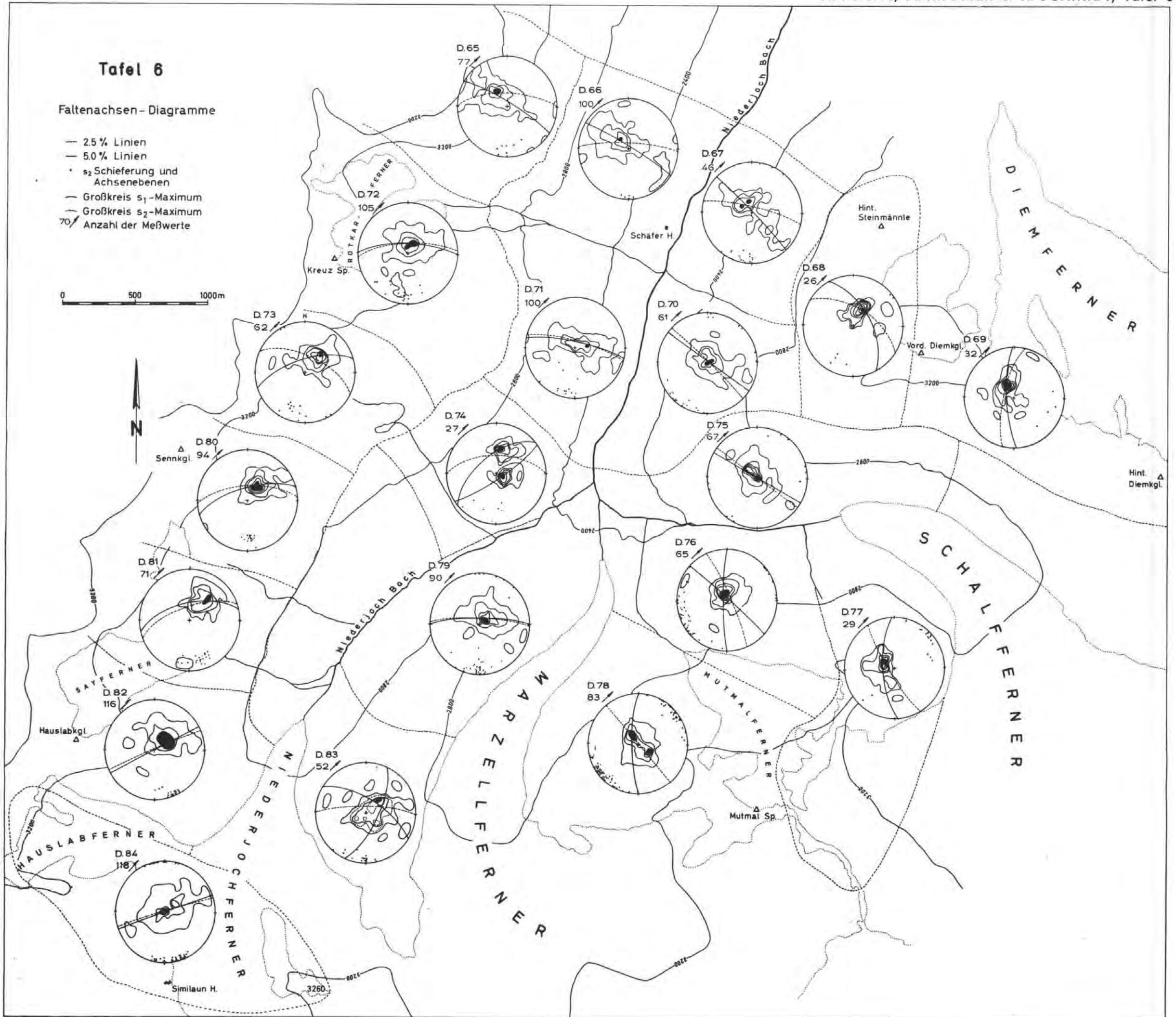


Tafel 6

Faltenachsen-Diagramme

- 2.5% Linien
- 5.0% Linien
- s_2 Schieferung und Achsenebenen
- Großkreis s_1 -Maximum
- Großkreis s_2 -Maximum
- 70/ Anzahl der Meßwerte

0 500 1000m



Die Raibler Schichten des Drauzuges (Südliche Kalkalpen). Lithofazielle, sedimentpetrographische und paläogeographische Untersuchungen

O. KRAUS¹⁾

mit 18 Abbildungen und 7 Tafeln

Vorwort	83
A. Einführung	84
1. Problemstellung, Untersuchungsgebiet, Arbeitsmethoden	84
2. Historische Übersicht	85
3. Normalprofil und Gliederung der Raibler Schichten des Drauzuges.....	86
B. Die Ausbildung der Raibler Schichten im Drauzug.....	89
1. Nordkarawanken	89
2. Die östlichen Gailtaler Alpen	90
3. Die westlichen Gailtaler Alpen	92
4. Die Lienzer Dolomiten	95
C. Die Ausbildung der Raibler Schichten in der Umgebung des Drauzuges.....	95
1. Die nördliche Umgebung des Drauzuges	96
2. Die südliche Umgebung des Drauzuges	97
D. Zur Sedimentologie der untersuchten Raibler Gesteine	99
1. Sandsteine	100
a) Schrägschichtungsmessungen	100
2. Oolithe, Pisolithe, Onkolithe	102
3. Biogen- und Biodetritus-Kalke	111
4. Die wichtigsten Gesteine der Kalk/Dolomit-Serien	113
E. Sedimentpetrographische Untersuchungen.....	115
1. Untersuchungen von Tonschiefer-Proben	115
2. Dünnschliff-Untersuchungen von Raibler Sandsteinen	115
a) Zum Mineralbestand der Raibler Sandsteine	115
b) Diagenetische Kornveränderungen	116
3. Schwermineral-Untersuchungen.....	119
4. Leichtmineral-Untersuchungen mit Hilfe selektiver Feldspat-Anfärbung....	124
5. Zum Glaukonitgehalt der Raibler Sandsteine	124

¹⁾ Anschrift des Autors: Dipl.-Geologe Dr. Olaf KRAUS, Institut für Geologie der Technischen Hochschule München, 8 München 2, Arcisstraße 21. Jetzt: KLÖCKNER — Industrie-Anlagen, 41 Duisburg, Mülheimer Straße 54.

F. Paläogeographische Ergebnisse und tektonische Folgerungen.....	125
1. Die Faziesentwicklung im karnischen Ablagerungsraum des Drauzuges.....	125
2. Zur Paläogeographie des Karns im Drauzug	129
a) Die Anordnung der Lithofazies- und Mineralfazies-Zonen	129
b) Die Mächtigkeitsverteilung der Raibler Schichten im Drauzug.....	130
c) Hinweise auf das Paläoklima	131
d) Abtragungsgebiete und Sedimenttransport	131
3. Zur tektonischen Eingliederung des Drauzuges in den ostalpinen Geosynklinal- raum	134
a) Beziehungen zum Sedimentationsraum der Südalpen	134
b) Beziehungen zu den Sedimentationsräumen der Nord- und Zentralalpen	135
G. Literaturverzeichnis	
1. Regionale Literatur	138
2. Sedimentologische und sedimentpetrographische Literatur	146
Anhang: Zusammenstellung aller Profilpunkte	150

Zusammenfassung

Ausgehend von einer detaillierten und großmaßstäblichen Geländeaufnahme von 36 Profilaufschlüssen versucht die vorliegende Arbeit mit Hilfe sedimentologischer und sedimentpetrographischer Analysen die Paläogeographie des Sedimentationsraumes des Drauzuges zur Zeit des Karn (tiefste Obertrias) zu rekonstruieren.

Die Geländeaufnahmen wiesen nach, daß die Raibler Schichten im gesamten Drauzug aus 3 klastischen und 3 karbonatischen Horizonten bestehen, die alternieren. Sie werden in diesem Gebiet stets von Hauptdolomit überlagert. Der lange Zeit als norischer Dachsteinkalk geltende Rifffalk des Dobratsch konnte in das Ladin eingestuft werden. Seiner nördlichen und südlichen Umgebung steht der Drauzug weitgehend fremd gegenüber, er zeigt lediglich lithofazielle und mineralfazielle Beziehungen zu der nordöstlich gelegenen Krappfeld-Trias.

Die Raibler Gesteine des Drauzuges wurden in einem flachen, warmen Schelfmeer abgesetzt. Zur Zeit der klastischen Schüttungen waren die Lebensbedingungen bei ständiger Wasserbedeckung und reichlicher Durchlüftung des Wassers gut. Zur Zeit der karbonatischen Horizonte verödete der Lebensraum, es breiteten sich Schlickbänke aus, die von Algenmatten bewachsen wurden, sobald sie in den höheren Gezeitenbereich gelangten und periodisch trockenfielen. Die Genese der weit verbreiteten Rauhwacken ist noch nicht ganz geklärt; diese Gesteine dürften aber zum Teil in Verbindung mit lagunären Eindampfungsvorgängen entstanden sein. Es herrschte ein subtropisches Klima mit semiariden Einschlägen.

Das detritisch-terrigenes Material wurde von NW und W her in den karnischen Ablagerungsraum des Drauzuges geschüttet. Das wird aus der regionalen Schwermineralverteilung in den Raibler Sandsteinen ersichtlich und geht auch aus verschiedenen sedimentologischen Analysen, vor allem aus Schrägschichtungsmessungen in den Lienzer Dolomiten hervor.

Die Paläogeographie der nördlichen und südlichen Nachbargebiete des Drauzuges kann nicht eindeutig rekonstruiert werden. Die Grenze zum südalpinen Ablagerungsraum ist tektonischer Natur und stellt deshalb einen scharfen faziellen Schnitt dar. Zwischen dem Drauzug und den Nordalpen scheint kein unmittelbarer Zusammenhang bestanden zu haben, wie ihn die alpine Deckenlehre seit TERMEER 1903 annimmt. Das zeigt vor allem ein Vergleich mit den Untersuchungsergebnissen der nordalpinen Raibler Schichten. Danach stellt der Drauzug den Rest eines eigenständigen Teiltrogens der ostalpinen Geosynklinale dar, der durch eine Festlandsschwelle vom nordalpinen Bereich getrennt war. Nur in den östlichen Gebieten — im Bereich des Krappfeldes — bestand vermutlich eine Meeresverbindung zwischen beiden Sedimentbecken.

Die genannte Schwellenzone ist heute tektonisch überprägt und unkenntlich geworden. Sie wird im Bereich des zentralalpinen „Unter- und Mittelostalpins“ vermutet, das demnach bereits primär zwischen dem Drauzug und den Nordalpen lag und nicht von den oberostalpinen Decken der nördlichen Kalkalpen überfahren wurde. Für die tektonische Stellung der als penninisch geltenden Hohen Tauern ergaben sich keine neuen Anhaltspunkte.

Summary

The present thesis is an essay to reconstruct the paleogeography of the Drauzug region (in the southern part of the eastern Alps) during Karnian times (lowest stage of the upper Trias). The results are based upon a large-scale survey and a detailed study of 36 well-exposed stratigraphic profiles of the respective rocks, the "Raibler Schichten".

Throughout the Drauzug the Raibler Schichten consist of three predominantly clastic, and three predominantly carbonatic groups of beds (traditionally called "horizons") alternating with each other. The Raibler Schichten are uniformly covered by the Hauptdolomit (Norian). The recifal limestone of the Dobratsch, long believed to be an equivalent of the Norian Dachsteinkalk, was proved to be of Ladinian age.

The facies of the Karnian deposits of the Drauzug differs markedly from that of the northern and southern adjoining areas; litho-facies and mineralogy indicate some analogies only with the so-called "Krappfeld-Trias" in the north-east.

The sediments of the Raibler Schichten in the Drauzug were formed in a shallow, warm shelf-sea. It is supposed that a subtropical, episodically semi-arid, climate was predominant. Sedimentological evidence, distribution of heavy minerals, and measurements of cross-bedding orientation in the Lienzer Dolomiten region, indicate that clastic terrigenous material was apported from a source-area situated north, and northwest, of the sedimentary basin.

The paleogeography of the adjoining areas in the north and in the south cannot be reconstructed as completely. The southern border of the Drauzug is an important fault-zone, south of which the Raibler Schichten show a very different facies. On the other side, a comparison of the Raibler Schichten of the Drauzug with those of the Northern Alps shows that an ancient close connection of those two regions (as assumed by the alpine "Deckenlehre" in its extreme form, P. TERMIER 1903, et seq.) does not seem to be very likely. Thus, within the large alpine geosyncline, the Drauzug represents the relics of an autonomous basin separated from the north-alpine sedimentary trough by a rise only partially covered by the sea. Though this rise was later masked by tectonics, it may be supposed to belong now to the "Lower and Middle Austro-Alpine" tectonic units of the central alpine regions.

Vorwort

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. SCHMIDT-THOMÉ, dem ich für sein stetes Interesse an den Untersuchungen und für zahlreiche Ratschläge zu großem Dank verpflichtet bin. Herrn Prof. Dr. W. BORCHERT danke ich bestens für die Erlaubnis, die Laboratorien und Einrichtungen seines Institutes benutzen zu dürfen.

Zahlreiche Stollenbefahrungen genehmigte mir dankenswerterweise die Betriebsleitung der BLEIBERGER BERGWERKS-UNION, Klagenfurt, der ich darüber hinaus für die verständnisvolle Unterstützung meiner Geländearbeit sehr zu danken habe. Gleichfalls danke ich den Betriebsleitungen der Blei-Zink-Gruben Mežica (Mieß), Jugoslawien, und Cave del Predil (Raibl), Italien, für die Erlaubnis zur Bearbeitung untertägiger Stollenaufschlüsse.

Eine große Anzahl von Fachkollegen, die hier nicht namentlich aufgezählt werden können, waren mir mit Fossilbestimmungen, Profilhinweisen, Ratschlägen und Diskussionen bei meiner Arbeit behilflich. Ihnen allen statte ich meinen Dank ab und erinnere mich besonders dankbar der Hilfe und Unterstützung durch die Herren Dozent Dr. L. KOSTELKA und Hofrat Prof. Dr. F. KAHLER, Klagenfurt. Zu Dank bin ich auch den Mitarbeitern des Institutes für Geologie der Technischen Hochschule München verpflichtet, wobei ich ganz besonders meinen Institutskollegen Dr. H. JERZ (jetzt Bayer. Geologisches Landesamt), Dr. W. HARSCH und Dr. G. SCHULER danken möchte, deren Raibler Untersuchungen in den Nordalpen inzwischen abgeschlossen sind und mit denen ich in enger Zusammenarbeit und ständigem Gedankenaustausch stand.

Schließlich danke ich der DEUTSCHEN FORSCHUNGSGEMEINSCHAFT, ohne deren finanzielle Mittel die Durchführung dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

A. Einführung

1. Problemstellung, Untersuchungsgebiet, Arbeitsmethoden

Die triadischen Schichtfolgen im Drauzug und in den Nordalpen ähneln sich in auffallender Weise, während die gleichalten zentralalpiner Sedimente dazwischen andersartig ausgebildet sind. Seit **TERMIER** (1903) gilt der Drauzug deshalb für die Vertreter der Deckenlehre als zurückgebliebener Rest der nordalpinen (oberostalpinen) Decken. Grundsätzlich wäre die Ähnlichkeit der Schichtfolgen jedoch auch als Konvergenzerscheinung erklärbar. Die Sedimentbildung müßte dann in den getrennten Räumen unter den gleichen Umweltbedingungen vor sich gegangen sein.

Der Beantwortung dieser Frage mit einer detaillierten Untersuchung der Raibler Schichten des Drauzuges und einer Rekonstruktion der karnischen Paläogeographie dieses Gebietes näherzukommen, war ein Anlaß zu der vorliegenden Arbeit. Sie steht im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderten Forschungsvorhabens von **P. SCHMIDT-THOMÉ**, München. Die Wahl des Arbeitsgebietes ging von dem Bestreben aus, Vergleichsmöglichkeiten für die inzwischen abgeschlossenen Untersuchungen der nordalpinen Raibler Schichten zwischen Rhein und Salzach zu finden, die **H. JERZ**, **G. SCHULER** und **W. HARSCH** im Rahmen des gleichen Forschungsprogramms durchgeführt haben. Die genannten Arbeiten haben gezeigt, daß die Raibler Schichten mit ihren charakteristischen Flachwasserbildungen und ihrem Gehalt an terrigenem Material für die Rekonstruktion größerer Faziesräume und ihrer Paläogeographie sehr gut geeignet sind. Die vorliegende Arbeit führte das Programm mit den gleichen, zum Teil gemeinsam erprobten Untersuchungsmethoden im Drauzug fort.

Im Vordergrund der Untersuchungen stand zunächst eine möglichst genaue Bestandaufnahme der Raibler Schichten im Drauzug. Darauf aufbauend wurde versucht, die Bildungsbedingungen, die Form des Ablagerungsraumes und die Richtungen des Sedimenttransportes zu rekonstruieren. Die Folgerungen, die aus diesen Untersuchungen für die Paläogeographie der ostalpinen Geosynklinale zur Zeit des Karn gezogen werden können, ergeben sich vor allem aus einem Vergleich mit den Ergebnissen der genannten nordalpinen Arbeiten.

Arbeitsgebiet (s. Tafel 1)

Der Drauzug setzt sich von Ost nach West aus den drei Gebirgszügen der Nordkarawanken, der Gailtaler Alpen und der Lienzer Dolomiten zusammen (**HERITSCH & KÜHN**; in **SCHAFFER** 1951, S. 236, Abb. 4). Außerdem wurden einige Profile in der Krappfeld-Trias nördlich von Klagenfurt aufgenommen. Eine übersichtsmäßige Untersuchung war dem Profil der Typlokalität Raibl (Cave del Predil) gewidmet. Die Unterlagen zum Vergleich mit weiteren Vorkommen der Umgebung des Drauzuges sind der Literatur entnommen.

Arbeitsmethoden

Im Rahmen der Geländearbeiten wurden insgesamt 36 Detailprofile möglichst großmaßstäblich aufgenommen, die mit über 500 Handstück- und Beutelpollen belegt sind. Der Abstand der einzelnen Profile war vor allem von der Schnelligkeit der Faziesänderungen abhängig, hatte sich aber oft nach den Aufschlußverhältnissen zu richten.

Die Originalzeichnungen der Detailprofile — die Schieferhorizonte wurden 1 : 100, die Karbonatserien 1 : 250 aufgenommen — sind, ebenso wie die Handstück- und Schliff-sammlungen und die Leicht- und Schwermineralpräparate, am Geologischen Institut der Technischen Hochschule München hinterlegt.

Auf die methodischen Einzelheiten der Schliff- und Laboruntersuchungen gehe ich in den jeweiligen Abschnitten noch besonders ein. Die vorangegangenen Arbeiten ließen es geraten erscheinen, besonderes Gewicht auf die Schwer- und Leichtmineraluntersuchungen der Sandsteine zu legen. Dabei standen die Sandsteine des liegenden Schieferhorizontes als Bezugshorizont im Vordergrund des Interesses. Von Bedeutung erwiesen sich außerdem vor allem sedimentologisch-fazielle Untersuchungen sowie die Auswertung von Dünnschliffen und Tonmineral-Analysen.

Die Handstück- und Beutelpollen sind jeweils mit zwei Zahlen numeriert (z. B. 228/28), von denen die erste die fortlaufende Proben-Nummer ist, während sich die zweite auf das zugehörige Profil bezieht. Insgesamt wurden 82 Sandsteinproben der Schwer- und Leichtmineral-Analyse zugeführt. Davon wurden 123 Schwermineral-Präparate und 86 Leichtmineral-Präparate angefertigt. Ferner standen 310 Anschnitt-Flächen, 30 Lack-abzüge, 71 Kleinschliffe und 24 Großschliffe zur Verfügung. 9 Schiefer-ton-Proben wurden der Mineralanalyse mit dem Röntgengoniometer, der Differential-Thermoanalyse und dem Phasenkontrast-Mikroskop unterzogen.

2. Historische Übersicht

Die systematische Erforschung der Geologie des Drauzuges setzte in der Mitte des vorigen Jahrhunderts ziemlich unvermittelt ein. Die ersten Arbeiten dieses Zeitabschnittes gehen auf die einheimischen Gelehrten v. ROSTHORN und CANAVAL (1853) zurück, denen bereits die Existenz des „opalisierenden Muschelmarmors“ der Raibler Schichten bekannt war (vgl. v. HAUER 1854, S. 212). Im Jahre 1856 begann die Geologische Reichsanstalt Wien mit planmäßigen geologischen Aufnahmen in Kärnten. FOETTERLE (1856, S. 373) stellte dabei das Profil des Kofler Grabens bei Rubland nördlich von Bleiberg (Profil 4 dieser Arbeit, s. Tafel 3) als Typusprofil seiner Bleiberger Schichten (vgl. auch LIPOLD 1856, S. 337) der andersartigen karnischen Entwicklung von Raibl gegenüber. Die Arbeiten von EMMRICH (1855, S. 444 f.), PETERS (1856, S. 67 f.), LIPOLD (1856, S. 332 f., vor allem Tabelle VII), STUR (1856, S. 416 f.) und PENECKE (1884, S. 382 f.) erweiterten vor allem die Kenntnisse über den Fossilinhalt der Raibler Schichten Kärntens. Um die Jahrhundertwende schlossen GEYER (1896—1903) und TELLER (1887—1910) mit ihren heute noch vielfach unübertroffenen Kartierungen und Beschreibungen diese Periode der geologischen Erforschung Kärntens ab. Obwohl beide Forscher mit großer Genauigkeit Aufschlüsse von Raibler Schichten aus dem gesamten Drauzug beschrieben, gelang es ihnen nicht, eine gültige lithostratigraphische Gliederung der karnischen Stufe durchzuführen. Sie rechneten im allgemeinen nur mit der Existenz eines Raibler Schiefer-ton-Horizontes. Auch v. WÖHRMANN, dem in dieser Zeit die Gliederung der Raibler Schichten der Nordalpen zu verdanken ist (1889), stützte sich in seinen knappen Angaben über das Karn des Drauzuges (1893, S. 720 f.) auf die bestehende Literatur und konnte den Wissensstand deshalb nicht wesentlich verbessern.

Von großer Bedeutung sollte sich der Hinweis TELLERS (1887, S. 261 f.) auf die Faziesverwandtschaft von Nordalpen und Drauzug erweisen, die er vor allem aus der gleichen Ausbildung der Raibler Schichten ableitete. Diese Erkenntnisse verarbeitete bereits TERMIER (1903) in seinem ersten,

auf der Deckenlehre fußenden Erklärungsversuch des Ostalpenbaues, in dem er den Drauzug als Wurzelzone der nordalpinen Decken auffaßt. Auch die folgenden Deckenkonzepte des Ostalpenbaues von KOBER (1923, 1938, 1955), STAUB (1924) und TOLLMANN (1963) beheimaten die Nordalpen auf Grund ihrer Faziesverwandtschaft nördlich neben dem Drauzug.

Eine eingehendere geologische Bearbeitung des Drauzuges hat erst in jüngster Zeit wieder eingesetzt. Dabei sind vor allem die stratigraphischen Untersuchungen im Zusammenhang mit der Erzprospektion der Bleiberger Bergwerksunion, Klagenfurt (HOLLER 1951, 1960; KOSTELKA 1960; SCHULZ 1960), die Aufnahmearbeiten unter der Leitung von BEMMELNS (1957—1965) und verschiedene Spezialkartierungen österreichischer Geologen (ANDERLE 1951; SCHLAGER 1963; ANGER 1965; SCHERIAU-NIEDERMAYR 1967) zu nennen.

Die Gliederung der Raibler Schichten in drei klastische und drei karbonatische Horizonte gelang erstmalig HOLLER (1951, S. 69 f.) im Bleiberger Erzdistrikt. Die Arbeiten von SCHULZ (1960) im gleichen Raum haben die Kenntnis der Unteren Raibler Schichten verfeinert und eine syngenetische Pb-Zn-Vererzung innerhalb der 1. Karbonatserie bekanntgemacht. Die verschiedenen regionalen Arbeiten wiesen bereits die Gültigkeit der HOLLER'schen Dreigliederung in weiten Gebieten des Drauzuges nach (KOSTELKA 1960; SCHLAGER 1963; WARCH 1965; SCHERIAU-NIEDERMAYR 1967). Im Gegensatz dazu rechnet van BEMMELNS (1957) damit, daß die Raibler Schieferhorizonte lokal völlig auseinander können, so daß eine lithostratigraphische Gliederung der karnischen Stufe nicht immer möglich ist (s. S. 93).

Inzwischen haben JERZ (1964, 1965, 1966), SCHULER (1967, 1968) und HARSCH (1968) die Raibler Schichten der Nordalpen eingehenden lithologisch-sedimentpetrographischen Spezialuntersuchungen unterzogen, die zu aufschlußreichen Aussagen über den karnischen Ablagerungsraum der Nordalpen geführt haben.

3. Normalprofil und Gliederung der Raibler Schichten des Drauzuges

Der Name „Raibler Schichten“ hat sich im Drauzug noch nicht fest eingebürgert. Das ist vor allem darauf zurückzuführen, daß GEYER und TELLER in diesem Gebiet dem Namen „Cardita-Schichten“ den Vorzug gegeben haben, um damit zu dokumentieren, daß der Drauzug dem nordalpinen und nicht dem benachbarten südalpinen Faziesbereich zuzuordnen ist (TELLER 1887, S. 267; 1896, S. 116). Der Name „Raibler Schichten“ war auch in seiner erstmalig publizierten Fassung von v. HAUER (1855, S. 745) und FOTTERLE (1956, S. 373) auf die Fazies von Raibl beschränkt worden. Später erkannte allerdings v. HAUER, daß es notwendig war, die immer zahlreicher werdenden Lokal- und Faziesbezeichnungen für die karnische Stufe einem einheitlichen Namen unterzuordnen, für den er den Ausdruck „Raibler Schichten“ am geeignetsten fand. Er definierte ihn deshalb 1872 (S. 207) neu und wendete ihn nunmehr „für alle Mergelschichten der Oberen Trias, von denen nachgewiesen oder wahrscheinlich war, daß sie über Hallstätter oder Wettersteinkalk oder deren Äquivalenten liegen“ an. Diese Definition enthielt absichtlich weder exakte paläontologische noch strenge fazielle Einschränkungen. Trotzdem konnte erst v. WÖHRMANN (1894, S. 3) diese Bezeichnungsweise allgemein durchsetzen, nachdem die Namengebung lange Zeit die geologischen Diskussionen der Alpenliteratur beherrscht hatte.

Da auch heute weder eine exakte paläontologische Abgrenzung des Karn noch eine eindeutige fazielle Zuordnung der einzelnen Vorkommen möglich ist, erscheint es mir am zweckmäßigsten, dieser Definition zu folgen, wie es auch im Drauzug bereits mehrere Bearbeiter taten (HERITSCH & KÜHN 1951, S. 251; SCHULZ 1960; SCHLAGER 1963, S. 69). Die Argumente von BEMMELNS (1957, S. 178; 1961, S. 221; 1965, S. 222), nach denen im

Drauzug die Notwendigkeit besteht, die Raibler Schichten in die größere Einheit der Jauken-Serie bzw. -Folge einzugliedern, konnten in dieser Arbeit nicht bestätigt werden (s. S. 93).

Für die weitere Umgebung des Bergwerksgebietes Bleiberg-Kreuth hat HOLLER (1951) ein Normalprofil aus den verschiedenen Bergbau-Aufschlüssen abgeleitet. Dieses Profil hat — wie die vorliegende Arbeit ergab — für den ganzen Drauzug Geltung. Es ist anderswo nur unbedeutend durch fazielle Änderungen abgewandelt und soll deshalb den Beschreibungen der Einzelaufschlüsse vorangestellt werden.

Im Drauzug gliedern sich die Raibler Schichten in drei Schieferhorizonte, die von Karbonatgesteins-Serien getrennt werden. Die mittlere Mächtigkeit der Schiefer-Horizonte beträgt 20 m, die der Karbonatserien 60—80 m. Mit HOLLER bezeichne ich die Schieferhorizonte als Ersten, Zweiten, Dritten Schieferhorizont (abgekürzt: 1., 2., 3. Schiefer), die Kalk/Dolomit-Serien als Erste, Zweite, Dritte Karbonatgesteins-Serie (abgekürzt: 1., 2., 3. Karbonatserie; s. dazu S. 88 und Abb. 1).

Die Schichtfolge setzt über Wettersteinkalk bzw. -dolomit mit der pyritisierten Grenzbank ein, die im Ostteil — genau wie in den Nordalpen — als Grenzkonolith/Oolith ausgebildet ist. Darüber folgt der sandig-tonige 1. Schieferhorizont; in seiner Mitte führt er in Bleiberg und Mežica (Mieß) eine Anreicherungslage von Lamellibranchiaten und Cephalopoden mit noch vollständig konservierten Schalen, den sogenannten „opalisierenden Muschelmarmor“ (v. HAUER 1854, S. 212). Charakteristisch ist der Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes, eine Lage, deren Sandgehalt nach oben bis zum Übergang in reinen, gelb anwitternden Dolomit abnimmt. Eine ähnliche Lage über dem untersten Schieferhorizont erwähnen auch JERZ (1966, S. 11), SCHÜLER (1968, S. 33, als „Gelbkalk“ bezeichnet) und HARSCH (1968, S. 71) aus den Nordalpen. Die darüberfolgende 1. Karbonatserie ist sehr unterschiedlich ausgebildet. Im allgemeinen handelt es sich um gebankte Dolomite und Kalke, teilweise um Rauhacken und Breccien. Das Liegende des 2. Schiefer-

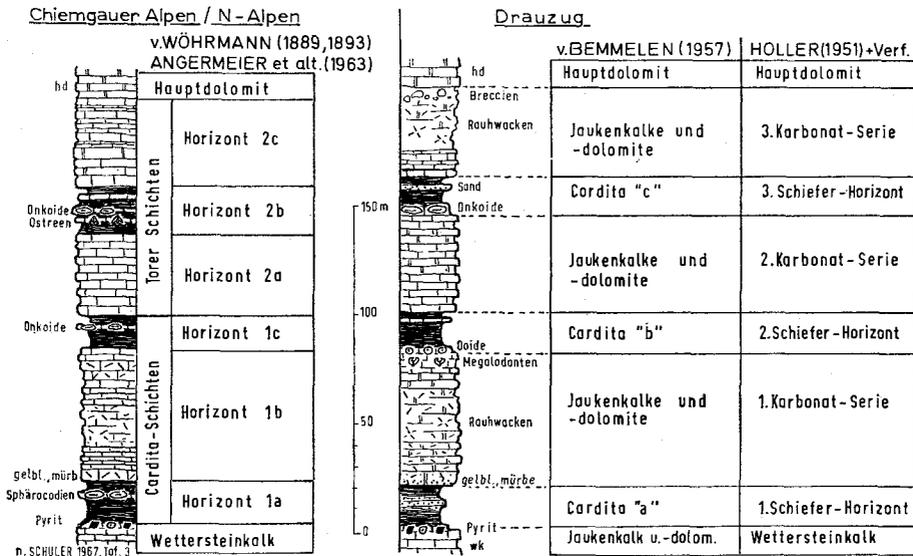


Abb. 1: Gliederung und Schemaprofile der Raibler Schichten.

horizontes beginnt mit einer, vor allem für den Ost- und Südteil des Drauzuges charakteristischen Fossilage, die dickschalige Zweischalerreste, im Osten häufig Megalodonten-Steinkerne (s. S. 112) enthält. Darüber folgen überwiegend oolithische Bänke. Der 2. Schieferhorizont ist wie auch der 3. Schieferhorizont karbonatreicher als der 1., was eine Unterscheidung im Gelände erleichtert. Der Kontakt zur 2. Karbonatserie ist durch eine Wechsellagerung von wulstigen Kalkbänken mit dünnen Mergellagen gekennzeichnet. Die auffallendste Lage der ganzen Folge ist das Liegende des 3. Schieferhorizontes, der sogenannte „Grooolith“, eine Onkolithlage mit großem Reichtum an Fossilresten. Als „Leitfossil“ nennt GEYER (1901 b, S. 129) *Spiriferina lipoldi* BITTNER. Der „Grooolith“ fehlt lediglich im äußersten Westen des Arbeitsgebietes, in den Lienzer Dolomiten und in den nördlichsten Profilen der Gailtaler Alpen am Weißensee. Im Gegensatz zu den beiden anderen Schieferlagen ist der 3. Schieferhorizont lokal unterschiedlich ausgebildet. Die 3. und oberste Karbonatserie zeigt sowohl in der Mächtigkeit als auch in der Ausbildung größte Differenzen. Die Grenze zum Hauptdolomit ist deshalb lithofaziell nicht exakt festlegbar. Nur in begrenzten Gebieten wird sie durch die sogenannte „Basisbreccie“ (HOLLER 1951, S. 74) markiert. Wo die Serie aus Rauhwaacken und Breccien besteht, die durch Wechsellagerung mit Dolomiten in den hangenden Hauptdolomit übergehen, ist eine Grenzziehung nur annähernd möglich. In den Lienzer Dolomiten wird die oberste Karbonatserie von zwei bis 2 m dicken Tonschiefer-„Rekurrenzen“ unterbrochen.

Die eingangs erwähnte Übereinstimmung der triadischen Schichtfolgen im Drauzug und in den Nordalpen tritt besonders auffallend in der Ausbildung der Raibler Schichten in Erscheinung. So weist beispielsweise das Schemaprofil der östlichen Chiemgauer Alpen auf Abb. 1 (nach SCHULER 1967, Tafel 3) wie unser Normalprofil drei Schieferhorizonte auf, und diese Dreiteilung ist auch in den übrigen Nordalpen häufig verwirklicht (vgl. JERZ 1966, Beilage 1; SCHULER 1967, Tafel 1; HARSCH 1968, Tafel 1). Weitere Gemeinsamkeiten sind beispielsweise die Ausbildung des Liegenden (als Onkolithbank) und Hangenden (als Gelbkalk) des untersten Schieferhorizontes. Die übrigen Horizonte stimmen in der feinstratigraphischen Abfolge nicht direkt, wohl aber in ihrem faziellen Charakter überein. Auch der Übergang in den Hauptdolomit ist ähnlich ausgebildet.

Auf Grund dieser Gemeinsamkeiten kann man damit rechnen, daß die von ANGERMEIER, PÖSCHL & SCHNEIDER (1963) erweiterte v. WÖHRMANN'sche (1889) Gliederung der nordalpinen Raibler Schichten auch für den Drauzug Geltung hat. JERZ (1966), SCHULER (1967) und HARSCH (1968) konnten die Gültigkeit dieses, auf lithologischen und biostratigraphischen Vergleichen beruhenden Gliederungsprinzips — allerdings mehr oder weniger modifiziert — für ihre nordalpinen Arbeitsgebiete bestätigen. Trotzdem habe ich dieses Schema für die Beschreibungen im Drauzug nicht verwendet, da entgegen ANGERMEIER et al. (1963, S. 103) die paläontologische Übereinstimmung der einzelnen Schieferzonen im einzelnen noch zu belegen wäre. Die älteren Fossilangaben im Drauzug (z. B. GEYER, 1901, S. 129) dürfen nicht bestimmten Schieferhorizonten zugeordnet werden, weil den Bearbeitern seinerzeit die Existenz mehrerer Schieferhorizonte unbekannt war. Außerdem hat sich die Bezeichnungsweise HOLLERS (1951) im Drauzug bestens bewährt und fest eingebürgert. Da die Dreiteilung der Raibler Schichten im gesamten Drauzug — einem in sich geschlossenen Gebiet — verwirklicht ist, sollte sich das auch in der Benennung ausdrücken.

Das Vorkommen von *Cardita*-Schälchen (s. Abb. 8) in der Raibler Grenzbank und von *Ostrea montis caprillis* KLIPSTEIN im 3. Schieferhorizont (s. Abb. 9, HOLZER 1964) deutet jedoch darauf hin, daß bei einer eingehenden faunistischen Bearbeitung auch die paläontologische Übereinstimmung der einzelnen Horizonte nachweisbar sein dürfte.

Die lithologische Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten, die im Drauzug überall vorhanden ist, entspricht in etwa, wie JERZ (1966, S. 71/72) und SCHULER (1968, S. 45) näher dargelegt haben, der Grenze Cordevol/Jul und damit der Grenze Ladin/Karn, wenn man das Cordevol mit v. PIA (1930) noch zum Ladin stellt. MOJSISOVICS, WAAGEN & DIENER (1895) und neuerdings JACOBSSHAGEN (1961, S. 477) zählen es allerdings bereits zum Karn.

Dagegen ist die Grenze Karn/Nor weder paläontologisch noch faziell genauer festzulegen. Auf Grund ihrer Faziesverwandtschaft werden die heterogenen Übergangsbildungen unterschiedlicher Mächtigkeit noch zu den Raibler Schichten gestellt; der Hauptdolomit setzt erst mit dem Überwiegen bankiger Dolomite ein.

B. Die Ausbildung der Raibler Schichten im Drauzug

Das im vorigen Abschnitt erläuterte Normalprofil der Raibler Schichten hat für den gesamten Drauzug Geltung. Die Beschreibung der Einzelaufschlüsse kann daher äußerst knapp sein; sie wird sich auf die wesentlichsten regionalen Merkmale der Profilausbildung beschränken. Die wichtigsten Profile sind auf den Tafeln 2—5 dargestellt, in denen auch Ergebnisse der petrographischen Sandsteinuntersuchungen festgehalten sind. Im Anhang findet sich eine tabellarische Zusammenstellung aller Profilpunkte mit einer Beschreibung der einzelnen Lokalitäten; ihre ungefähre Lage ist auch aus Tafel 1 zu ersehen.

1. Nordkarawanken (s. Tafel 2)

Das östlichste Profil dieses Raumes, die Bohrung Ursulaberg, unterscheidet sich von dem nur einige Kilometer westlich gelegenen Vorkommen von Mežica durch eine tonreiche und dunkle Ausbildung der 1. Karbonatserie und einen hohen Sandgehalt des 2. Schiefers. Beides deutet auf einen Faziesübergang nach Osten hin, wie er sonst im Drauzug vorwiegend in SN-Richtung auftritt.

In Mežica reicht die Riff-Fazies des Wettersteinkalkes offensichtlich bis ins hohe Ladin, da grobgebankte bis massige Karbonatgesteine zusammen mit den sogenannten „Großoolithen“ noch etwa 50 m unter der Raibler Grenzbank auftreten. Die pisolith- und onkolithführenden Grenzlagen sind besonders charakteristisch und auffallend mächtig ausgebildet (s. Abb. 7 und 8). Der „opalisierende Muschelmarmor“ tritt genau in der gleichen Position wie in Bleiberg auf. Er führt *Carnites floridus* WULFEN und *Joannites cymbiformis* WULFEN als kennzeichnende Ammoniten (TELLER 1896, S. 114). Die 1. Karbonatserie ist auffallend mächtig und besteht aus hellen, zentimeter- bis metergebankten Kalken und Dolomiten, die als „Pseudowettersteinkalk“ bezeichnet werden. Sie sind nach KOSTELKA (1965, S. 32) nicht vererzt, führen aber wie der Wettersteinkalk sowohl schwarze Breccien als auch helle Dolomitmänke, sogenannte „milchige Lagen“ (HOLLER 1951, S. 69). Da nur wenige eindeutig fixierte Proben dieser Serie zur Verfügung standen, die keine aussagekräftigen Komponenten oder Gefügemerkmale enthielten, war eine sedimentologische Detailuntersuchung nicht möglich.

Die Megalodontenbank unterhalb des 2. Schiefers besteht in den Nordkarawanken stellenweise aus körperlich erhaltenen Steinkernen. Einige

von Herrn Dipl.-Ing. I. STRUCL aufgesammelte Exemplare bestimmte dankenswerterweise Frau Dr. A. VEGH-NEUBRANDT, Budapest, als *Cornu-cardia hornigi* BITTNER.

Da dieses Fossil für die karnische Stufe kennzeichnend ist (Mitteilung Dr. A. VEGH-NEUBRANDT), besteht hiermit die Möglichkeit, die lithologisch ähnlichen Bildungen des „Pseudowettersteinkalkes“ und des Wettersteinkalkes zu unterscheiden.

Den Raibler Schieferaufschluß an der Vellach-Brücke habe ich auf Grund der Ausbildung seiner Liegendzone dem 2. Schiefer zugeordnet. Oben und unten ist er tektonisch von mächtigen Kalk- bzw. Dolomitpaketen eingekeilt.

Insgesamt läßt sich sagen, daß schon die wenigen Aufschlüsse, die sämtlich tektonisch gestört und unvollständig erhalten sind, zeigen, daß die Entwicklung der Raibler Schichten der Nordkarawanken ganz an diejenige der östlichen Gailtaler Alpen anknüpft. Sie zeichnet sich lediglich durch eine etwas größere Mächtigkeit und durch das noch stärkere Vortreten von Flachwasserbildungen (Oolithe usw.) aus. Deshalb erscheint mir auch die Ansicht SCHEIBERS (1967) unwahrscheinlich zu sein, der eine — allerdings nicht fossilmäßig belegte — rein kalkige Vertretung der Raibler Schichten in den westlichen Nordkarawanken annimmt. Im Gegensatz zu TELLER (1896, 1898) werden die Raibler Schichten in den Nordkarawanken überall von Hauptdolomit und nicht von Dachsteinkalk überlagert (KOSTELKA, unveröffentlicht; BAUER 1966, S. 15; SCHEIBER 1967, S. 180).

2. Die östlichen Gailtaler Alpen (s. Tafel 3)

Der östlichste Raibler Aufschluß dieses Raumes am Dobratsch stellt ein Verbindungsglied zwischen den Raibler Schichten des Bleiberger Zuges und den Nordkarawanken dar. Der Entwicklung der Nordkarawanken entsprechen sowohl die mächtigen Oolith- und Onkolithbildungen als auch die Schwermineralführung der Sandsteine des Dobratsch mit einem deutlichen Vorherrschen des Granat-Anteiles. Das von mir an der Dobratsch-Südflanke aufgefundene Profil 16 (s. Tafel 3) ist zwar tektonisch gestört, die beiden Schieferhorizonte sind aber gut ansprechbar. ANDERLE (1951) hatte auf Grund seiner Kenntnis einiger tektonisch stark verschleifter Aufschlüsse vermutet, daß die Raibler Schichten des Dobratsch in einer eigenständigen Fazies vorlägen.

Auf den gleichen Autor geht auch die Einstufung der Dobratsch-Gipfelkalke — als Dachsteinkalke — in das Nor zurück. Da im gesamten übrigen Drauzug die Raibler Schichten von Hauptdolomit überlagert werden (s. S. 93) und die Raibler Schichten am Dobratsch keine Anzeichen für stärkere Faziesveränderungen zeigten, wurde diese stratigraphische Einstufung durch eine paläontologische Neuuntersuchung überprüft, die dankenswerterweise E. OTT, München, vornahm ¹⁾.

Die Ergebnisse sind in einer eigenen Arbeit veröffentlicht (KRAUS, O. & E. OTT 1968, S. 263—290), weshalb sie hier nur kurz zusammengefaßt seien:

Die paläontologischen Untersuchungen konnten nachweisen, daß das Raibler Profil der Dobratsch-Südseite an einem tektonischen Kontakt von anisischen Kalken überlagert wird. In den Kalken und Dolomiten darüber, bis hinauf auf den Dobratsch-Gipfel, fanden sich ausschließlich Hinweise auf ladinisches Alter, während die typischen Makro- und

¹⁾ Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL, Darmstadt, sei für mehrere Mitteilungen und seine Hilfe beim Aufsammeln der Fossilien gedankt.

Mikrofossilien des Dachsteinkalkes fehlten. Die Gipfelregionen des Dobratsch-Massives bestehen also aus ladinischen Wettersteinkalken. Als solche waren sie bereits von den älteren Bearbeitern dieses Gebietes (z. B. GEYER 1901 c, S. 356/357) aufgefaßt worden.

Dieses Ergebnis ist insofern von Bedeutung, als TOLLMANN (1963, S. 171; 1965, S. 126) für den Drauzug einen Faziesübergang von einem westlichen Hauptdolomit-Bereich in einen östlichen Dachsteinkalk-Bereich annahm, wobei er sich auf die zitierte Einstufung ANDERLES (1951) und die — inzwischen ebenfalls widerlegte (s. S. 90) — Kartierung TELLERS (1896, 1898) in den Nordkarawanken stützte. Da im Südteil der nördlichen Kalkalpen ein entsprechender West—Ost-Faziesübergang ausgebildet ist, schienen diese Verhältnisse einen ehemaligen unmittelbaren Zusammenhang von Drauzug und nördlichen Kalkalpen auch faziell zu belegen, wie ihn die Deckenlehre seit TERMIER 1903 annimmt. Im Drauzug liegt das Nor jedoch einheitlich in Hauptdolomitfazies vor.

Für die Raibler Schichten des nördlich des Dobratsch gelegenen Bleiberger Zuges stellte HOLLER (1951) ein Normalprofil auf, dessen Gültigkeit sich bestens bestätigt hat. Aufschlußreich sind in diesem Gebiet, das durch zahlreiche Untertageaufschlüsse gut zugänglich ist, die Faziesveränderungen von Süden nach Norden.

Seit SCHRIEL (1942, S. 58/59) ist die Faziesveränderung des Wettersteinkalkes bekannt, der in südlichen Aufschlüssen in der hellen „Bleiberger Fazies“, einer riffnahen Lagunen-Entwicklung vorliegt, nach N aber in dunkle, tonreiche Kalk- und Dolomite übergeht, die am Nordrand des Drauzuges von Partnachschieften unterlagert werden. Im S (Dobratsch) setzt sich die kalkige Entwicklung vom Anis durch das gesamte Ladin ununterbrochen fort (s. Tafel 7).

Auch im Karn sind in dieser Richtung Faziesunterschiede feststellbar, wenn sie auch nicht so augenfällig werden. So nehmen Kalkbildungen, die in frischem, gut durchlüftetem und turbulentem Wasser entstehen, wie Oolithe, Lumachellen, Onkolithe nach Norden ab, während der Anteil an klastischen Sedimenten zunimmt: z. B. ist die Raibler Grenzbank im östlichen Bleiberger Zug noch 60 cm stark (SCHULZ, 1960, S. 9) und dünnt nach Westen und Norden auf weniger als 15 cm aus; die Megalodontenbank und die Oolithbildungen des 2. Schiefers sind nur in den beiden südlichen Profilen vorhanden, und der 2. und der 3. Schiefer weisen in den nördlichen Aufschlüssen eine beträchtliche Sandführung auf. In den südlichen Profilen sind sämtliche Übergangszonen von den Schieferhorizonten zu den Kalk/Dolomitserien durch die Bildung umkrusteter Komponenten markiert (s. S. 133).

Im 1. Schieferhorizont wurden Asphaltanreicherungenlagen und -nester beobachtet. V. HUENE (1925, S. 242 f.) machte von hier Ichthyosaurier-Reste bekannt. Im südlichen Profil 6 des Rublandstollens folgt die 1. Karbonatserie auf den untersten klastischen Horizont mit einer rhythmisch wechselnden Sedimentationsfolge, die aber, wie bereits SCHULZ (1960, S. 12) bemerkt, für Parallelisierungszwecke ungeeignet erscheint: Ihre Fazies wechselt im Streichen schnell. In etwa ist ein Zyklus im Meterbereich ausgebildet, der sich vor allem im wechselnden Bitumengehalt äußert. In den nördlichen Profilen nehmen resediment- und rauhackenartige Bildungen zu. Die sogenannte „Hauptdolomit-Basisbreccie“ tritt nur in Profil 5 auf und ist hier tektonisch überprägt. Nach HOLLER (1951, S. 74) kennzeichnet sie im östlich angrenzenden Bleiberger Bereich die Grenze zum Hauptdolomit scharf und ist horizontbeständig.

In der streichenden westlichen Fortsetzung des Bleiberger Zuges, im Tschöckelnock-Gebiet (Profil 7) und in der Spitzegel-Gradlitzengruppe (Profile 10—15) ändert sich die Ausbildung nur geringfügig.

Im Südteil der östlichen Gailtaler Alpen — in der Gradlitzten — zieht die Bleiberger Fazies des Wettersteinkalkes noch weit nach W. Sie ist aber beispielsweise bei Mitterberg (HOLLER 1960, S. 73) nur noch auf die obersten 60 m des Ladins beschränkt. Darunter folgen plattige, dunkle und tonreiche Kalk- und Dolomitpelite. Auch die Raibler Grenzbank ändert ihre Entwicklung langsam, sie wird toniger und führt nur noch vereinzelt Onkoide. Die Megalodontenbank des 2. Schiefers und die Onkolithlagen des 3. klastischen Horizontes sind im Profil 7 ähnlich wie in den Nordkarawanken ausgebildet.

Die Unterschiede zwischen den Profilen der Spitzegel-Gradlitzten-Kette beschränken sich fast ausschließlich auf den zweiten Schieferhorizont, dessen oolithischer Liegendbereich nach Westen zu allmählich versandet (s. Tafel 7). Der Übergang von der oolithischen zur sandigen Ausbildung dieser Lage ist im Profil 10 durch Crinoidenspatkalke gekennzeichnet.

Ändert sich die Profilausbildung in Ost-West-Richtung nur langsam, so zeichnet sich in den nördlich der Gradlitzten gelegenen Profilen ein rascher Wechsel ab. In Profil 8 („Auf der Eben“) fehlen bereits die Oolithbildungen des 2. Schiefers, allerdings kann dieser Horizont hier nur in einigen kleinen Geländeanrissen studiert werden. Gut ist dafür in dieser Lokalität der 1. Schieferhorizont aufgeschlossen. Er liegt unmittelbar auf feingeschichteten Wettersteindolomiten, sogenannten „Loferiten“ (SANDER 1936), die nach A. G. FISCHER (1966) auf ein extrem flaches Ablagerungsmilieu schließen lassen. Das Auskeilen der Oolithlage des 2. Schiefers nach Norden kündigt sich bereits in den Profilen 13 und 14 an. Resediment- und Fließfaltungsercheinungen im Profil 13 deuten darauf hin, daß dieser Faziesübergang mit einem untermeerischen Reliefunterschied verbunden war. Weiter im Norden ist das Liegende des 2. Schiefers rein sandig ausgebildet; außerdem schwillt die Mächtigkeit der Sandsteinbank des 3. Schiefers nach Norden an und erreicht im Profil 9 des Spitznocks mehr als 5 m. Dagegen dünnt die Onkolithlage im Liegenden dieses Schiefers hier auf etwa 10 cm aus.

Das Profil 9 ist am Ostgrat des Spitznocks aufgeschlossen und besteht aus einem 2. und einem 3. Schieferhorizont. In dem 500 m weiter westlich gelegenen Aufschluß des Ladstädter Grabens sind beide Schiefer nicht mehr vorhanden. WARCH (1966, S. 145 f.) deutet hier jedoch eine Kalk/Schieferfolge mit 3 Mergelschieferzonen, die bereits etwa 150 m über Werfener Schiefen auftritt, als karnisch. Da die Schiefer keine lithologischen Merkmale von Raibler Schieferhorizonten (Sandgehalt, Oolithe usw.) zeigen, nimmt er einen Faziesübergang der Raibler Schichten auf kürzeste Entfernung an. Solch ein Übergang ist aber mit der regionalen Faziesverteilung des Karns im Drauzug m. E. nicht vereinbar. Die drei Schieferzonen, die in einem tektonisch stark beanspruchten Gebiet unmittelbar an der Nordrandstörung des Drauzuges liegen, zeigen außerdem lithologische Merkmale von Partnachschiefern. Die stratigraphische Einstufung der hier von WARCH (1966) aufgefundenen Tuffe und Tuffite in das Karn muß deshalb vorläufig als hypothetisch gelten. Sie wäre erst noch durch paläontologische Untersuchungen zu belegen.

3. Die westlichen Gailtaler Alpen

Die Ausbildung der Raibler Schichten des Südteiles dieses Gebietes zeigt Tafel 4. Auch hier sind die Faziesunterschiede gering, lediglich die 1. Karbonatserie ändert ihre Ausbildung auf kurze Entfernung. Die Oolithbank im Liegenden des 2. Schieferhorizontes versandet nach Westen zu endgültig. Im allgemeinen sind die Sandlagen der Profile gröber und schwermineralreicher als in den oben besprochenen östlichen Gailtaler Alpen.

Im Reißkofel-Massiv sind auf eine streichende Erstreckung von 8 km keine Raibler Schichten aufgeschlossen. GEYER (1897 a, S. 124; 1898, S. 335) hatte die Riffkalke dieses Berges dem Hauptdolomit zugerechnet. Van BEMMELN (1957, S. 187) schied sie als ladinische Jaukenkalke aus. Das Profil im W des Reißkofels bestätigt seine Alterseinstufung, da es die Riffkalke mit dem 1. Schieferhorizont an einem nur wenig gestörten Kontakt überlagert.

Das Fehlen von Raibler Schiefen in diesem Gebiet erklärte van BEMMELEN als ein primäres Auskeilen. Er nahm an, daß das Riffwachstum hier durch das gesamte Karn bis in das Nor fort dauerte. Die Raibler Aufschlüsse westlich und östlich des Reißkofels können jedoch genauestens korreliert werden (s. Tafel 4); außerdem fehlen in diesen Raibler Aufschlüssen alle Anzeichen für ein nahes Riffwachstum. Da die Raibler Schichten des westlichen Reißkofels nach Osten zu von einer breiten, durch eine 10 m mächtige Mylonitzone markierten Störung unterdrückt werden, ist anzunehmen, daß sie in diesem Gebiet lediglich tektonisch ausgemerzt sind.

Auch die stratigraphische Einstufung der Jauken-Gipfelkalke bereitete allen bisherigen Bearbeitern Schwierigkeiten. Das normalliegende Raibler Profil der Jauken-Nordseite wird nämlich, scheinbar nur geringfügig gestört, von wettersteinkalkähnlichen Kalken und Dolomiten überlagert (s. Abb. 2). GEYER (1898, S. 322) hatte sie in das Nor gestellt und van BEMMELEN (1957, S. 187) rechnete sie als karnisch-norische Bildungen seinen „Jaukenkalken und -dolomiten“ zu. Ein bisher nicht bekannter Raibler Aufschluß der Jauken-Südseite wird jedoch von diesen Kalken deutlich stratigraphisch unterlagert (s. Abb. 2). Obwohl bisher keine leitenden Fossilien gefunden werden konnten, ist anzunehmen, daß diese Kalke, die alle faziellen Merkmale eines in Riffnähe abgelagerten Wettersteinkalkes (Großoolithe usw.) zeigen, dem Ladin angehören. Die scheinbar unbedeutende Störung oberhalb des Raibler Profils der Jauken-Nordseite erweist sich außerdem wenige 100 m weiter östlich als breite Störungszone, die das gesamte Raibler Profil unterdrückt.

Aus diesen Gründen kommt dem N—S-Profil durch die Jauken, wie es auf Abb. 2 dargestellt ist, ein hoher Wahrscheinlichkeitsgrad zu. Eine tektonische Gesamt-Analyse dieses Gebietes, vor allem auch die Klärung der Frage, wie sich diese Baustruktur in den weiteren tektonischen Rahmen der Gailtaler Alpen einpaßt, könnte erst eine großmaßstäbliche Neukartierung bieten. Bemerkenswert erscheint in diesem Zusammenhang, daß die Jauken mit ihren steil bis etwas invers liegenden Synklinen eine pilzsattelförmige Struktur einleitet. Diese, auf intensiver seitlicher Einengung beruhende Verfaltung dürfte schwerlich ausschließlich mit Faltung durch Schwerkongruenz zu erklären sein, mit der van BEMMELEN die Tektonik dieses Gebietes deutet.

Die Verhältnisse am Reißkofel (fazielles Auskeilen der Schieferzonen in Gebieten starken Riffwachstums) und an der Jauken (Fortsetzung der Wettersteinkalk-Fazies über den Raibler Schichten) hatten van BEMMELEN dazu bewogen, Wettersteinkalk und Raibler Schichten im Drauzug zu einer stratigraphischen Einheit, der „Jaukenfolge“ (nach der letzten Fassung von 1965, S. 222) zusammenzuziehen. Beide Argumente können jedoch nicht bestätigt werden; es fanden sich auch im übrigen Drauzug keinerlei Anzeichen für derartige Verhältnisse. Der Name „Jauken-Folge“ erübrigt sich also. Er kann im gesamten Drauzug durch die Bezeichnungen Wettersteinkalk und Raibler Schichten ersetzt werden.

Die Profile des Nordteiles der westlichen Gailtaler Alpen (Profile 22, 3, 19, 30 und 31) gehören der „Nordfazies“ an, was sich sowohl in der hohen Sandführung des 2. Schieferhorizontes als auch in der tonreichen und geringmächtigen Ausbildung der Onkolithbank des 3. Schieferhorizontes äußert, die im Weißensee-Gebiet vermutlich ganz fehlt. Die Schwermineral-Assoziationen sind durch zurücktretenden Granatgehalt gekennzeichnet. Im Hangenden der Profile folgen teilweise mehrere hundert Meter mächtige Rauhacken- und Breccien-Zonen.

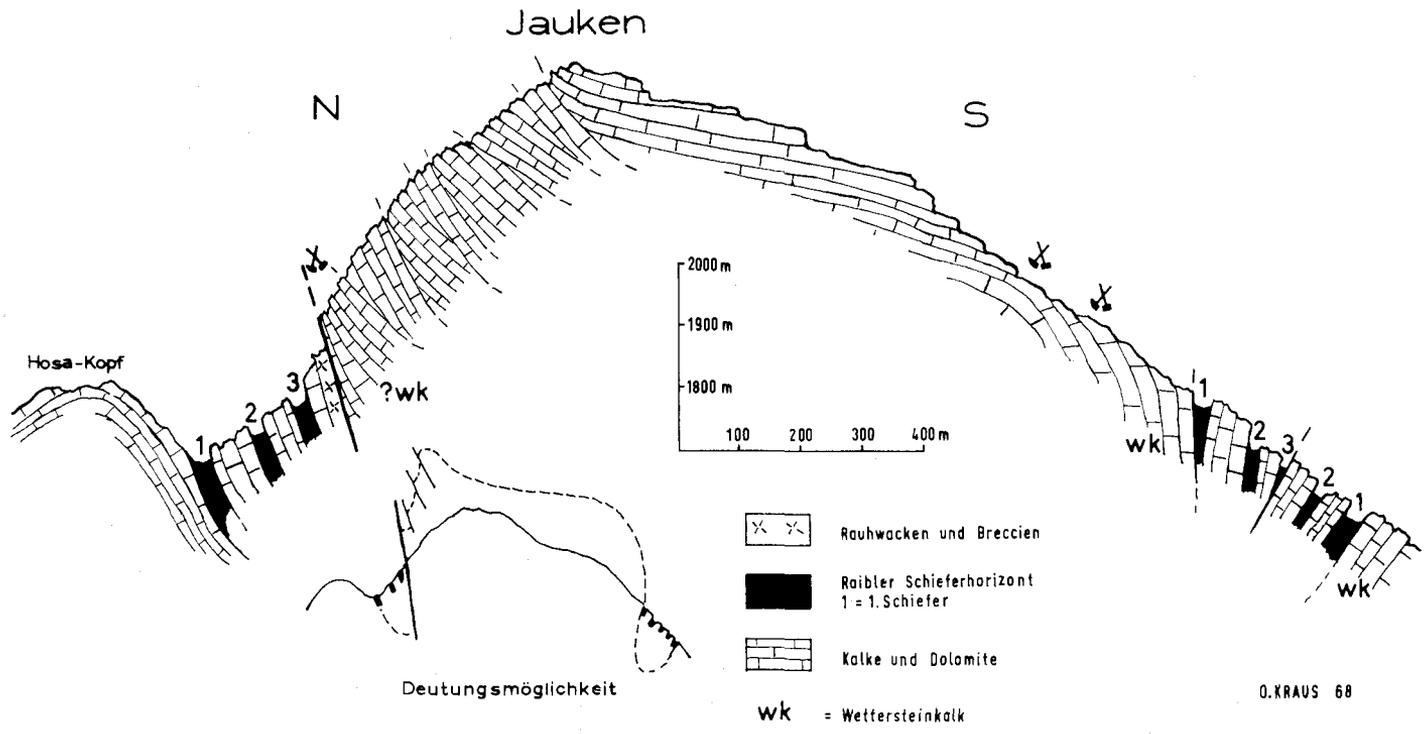


Abb. 2: Schematische Profilskizze der Nord- und Südflanke der Jauken/Gailtaler Alpen.

Die Raibler Profile im Bereich des Jukbühels, des Westausläufers der Gailtaler Alpen, sind zwar alle tektonisch gestört, sie leiten aber in ihrer Ausbildung bereits deutlich zu den Lienzer Dolomiten über, was sich sowohl in ihrer geringen Mächtigkeit als auch im Auskeilen der Onkolithbildungen im Liegenden des 3. Schieferhorizontes äußert.

4. Lienzer Dolomiten (s. Tafel 5)

Die Raibler Schichten sind im Ostteil der Lienzer Dolomiten sehr gut aufgeschlossen, im Westteil fehlen sie. Zwar nennt GEYER (1902, S. 40) im Wildbach bei Abfaltersbach ein tektonisch isoliertes Vorkommen, das jedoch van BEMMELEN und MEULENKAMP (1965) als Grödener Sandstein kartierten.

In den nordöstlichsten Lienzer Dolomiten zeichnen van BEMMELEN und MEULENKAMP (1965) zwei Raibler Vorkommen ein (Instein-Hütte und Frauenbach südlich Lavant), für die sie eine etwas veränderte Fazies annehmen. Östlich der Instein-Hütte sind zwar drei Schieferzüge aufgeschlossen; sie enthalten aber ausschließlich dunkelbraune Mergelschiefer mit gelb anwitternden dunklen Kalkbänken und dünnen Lumachellenlagen, führen auch keine Sandsteine. Da auch Oolithbildungen, Onkolithe usw. fehlen, dürfte es sich m. E. nicht um Raibler Schichten, sondern um Kössener Schichten handeln. Auch in den schlechter aufgeschlossenen östlichen Vorkommen im Frauenbach konnten lediglich Mergelschiefer gefunden werden.

Die Raibler Schichten sind in den Lienzer Dolomiten (s. Tafel 5) geringmächtiger und sandreicher als in den Gailtaler Alpen. Der unterlagernde Wettersteinkalk besteht aus dunklen, gut gebankten und gelegentlich Stromatolithen-führenden Dolomiten. Etwa 9 m unter dem 1. Schieferhorizont tritt im Profil der Ödkarscharte (Profil 29) eine 0,7 m dicke, grüne Mergellage auf, deren vermutete Tuffitnatur sich in den DTA- und Röntgenanalysen nicht bestätigt hat.

Die Raibler Grenzbank besteht nur noch aus einer pyritiserten, quarzreichen Schieferlage; bereits die untersten Sandsteinbänke sind relativ grob und schwermineralreich. Die glaukonitreichen Sandsteine des 2. Schieferhorizontes sind grünlich gefärbt, sie vertreten hier die Oolithlagen der Gailtaler Alpen. Auch die Onkolithbank im Liegenden des 3. Schieferhorizontes ist in den Lienzer Dolomiten nicht mehr ausgebildet. Die Sandsteinbank dieses Schiefers weist deutliche Schrägschichtungsgefüge auf (s. S. 100). Über dem 3. Schiefer schalten sich noch zwei weitere dünne, pyritreiche Tonlagen ein. Die Übergangszone zum Hauptdolomit ist sehr unterschiedlich mächtig; sie enthält sedimentäre Spatitbreccien, die hier die Rauhacken der Gailtaler Alpen vertreten. Auffällig ist außerdem, daß in den Profilen 28 und 29 fast alle Oolith-, Onkolith- und Lumachelle-Lagen sekundär stark dolomitisiert sind.

C. Die Ausbildung der Raibler Schichten in der Umgebung des Drauzuges

Für die Rekonstruktion des karnischen Ablagerungsraumes des Drauzuges mußte auch die Ausbildung der Raibler Schichten in der näheren Umgebung dieses Gebietes Beachtung finden. Allerdings konnten nur die Profile des Krappfeldes (Trias von Eberstein) im Norden und von Raibl (Cave del Predil) im Süden des Drauzuges selbst aufgenommen werden. Alle weiteren Angaben entstammen der teilweise sehr umfangreichen Spezialliteratur, die knapp und übersichtsmäßig referiert wird. Eine zeichnerische Zusammenfassung dieser Literaturübersicht zeigt die Fazieskarte Tafel 6.

1. Die nördliche Umgebung des Drauzuges

Literatur:

Krappfeld: BITTNER (1889); GALLENSTEIN (1912—1918); REDLICH (1905); SOLYOM (1942).

Griffen, St. Paul, Poßruck: DREGER (1907); BENESCH (1914); BECK-MANNAGETTA (1953, 1955).

Stangalm-Mesozoikum: HOLDHAUS (1922, 1933); STOWASSER (1956); TOLLMANN (1958 c, 1963); ANDERLE et alt. (1964).

Radstädter Tauern: SCHULER (1968); TOLLMANN (1958 a, 1958 b).

Brenner Mesozoikum: KÜBLER & MÜLLER (1962).

Hohe Tauern: FRASL (1958); FRASL & FRANK (1964, 1966); HOTTINGER (1931); TOLLMANN (1965).

Von den zentralalpinen Triasvorkommen ist das des Krappfeldes am vollständigsten erhalten und am besten untersucht. Der Wettersteinkalk ist geringmächtig (zirka 100 m), dünnbankig und liegt in einer Stillwasserfazies (tonig-mikritisch mit Filamenten) vor. Knapp unterhalb des Raibler Schiefertons sind ihm mehrere Tuffitlagen eingeschaltet (FRITTSCH 1963, S. 70). Die Raibler Schichten (s. Tafel 1) bestehen aus einer mächtigen Tonschieferserie, die im Liegenden wenige und dünne Sandbänke führt. Im Hangenden setzen Karbonatgesteins-Bildungen in Form foraminiferenreicher Oolithe und Onkolithe ein. In Linsen innerhalb der Schiefer und als Überlagerung treten sehr helle, fast schichtungslose Kalke auf. Sie sind stark rekristallisiert, erinnern aber an manche Wettersteinkalke und könnten auf ein nahes (? nur kurzzeitiges) Riffwachstum deuten. Darüber folgt der Hauptdolomit. Die Mächtigkeit beträgt bis 120 m; sie scheint sich im Streichen zu ändern. Die lithologische Ausbildung unterscheidet sich von der des Drauzuges beträchtlich. Trotzdem sind die Raibler Schichten des Krappfeldes vermutlich in dem gleichen Sedimentbecken wie die karnischen Gesteine des Drauzuges entstanden; denn ihre Sandsteine führen die gleiche Schwermineral-Assoziation (s. S. 121) und auch die „Beckenfazies“, in der der Wettersteinkalk hier vorliegt, kündigt sich bereits im nördlichen Drauzug an (s. S. 126). Tektonische Argumente für diese Annahme liefert TOLLMANN (1963, S. 52 f.).

Die benachbarten Triasschollen von Griffen, St. Paul und Poßruck haben die gleiche tektonische Lage wie das Krappfeld. Auch die überwiegend schiefrige Fazies mit einer Mächtigkeit bis zu 80 m entspricht der Ausbildung des Krappfeldes. Darüber hinaus folgen in der Umgebung von St. Paul nach BECK-MANNAGETTA (1955, S. 78) 80 m oberhalb der Raibler Profile Riffkalke.

Die von HOLDHAUS (1922) entdeckte Trias des Stangalm-Mesozoikums ist stratigraphisch noch nicht genau abgegrenzt. Zu unterschiedlichen Einstufungen gelangten vor allem STOWASSER (1956, S. 113 f.), der das Karn seinen „Bockbühel-Schiefern“ zuzählt, und TOLLMANN (1958, S. 58, 65; 1963, S. 43; s. auch ANDERLE et. alt. 1964, S. 329). Das Karn dürfte aber auch hier in tonreicher Fazies vorliegen und zeigt dann Beziehungen zum oberostalpinen Karn des Krappfeldes. Allerdings weist TOLLMANN (1965, S. 376) selbst darauf hin, daß die Betrachtung der Obertrias allein zu einer faziellen und paläogeographischen Einordnung dieses Gebietes nicht genügt. Gegen eine Einordnung des Stangalm-Mesozoikums in das „Mittelostalpin“ (TOLLMANN 1963, S. 3) hat sich jüngst CLAR (1965, S. 279 f.) gewandt (s. auch SCHLAGER 1963, S. 81).

Die Ausbildung der Raibler Schichten der Radstädter Tauern hat SCHULER (1968, S. 24 f., Abb. 6) beschrieben. Das Ladin wird von TOLLMANN (1958 a) als eine Partnach-Entwicklung aufgefaßt. Die Raibler Schichten zeigen mit ihrem etwa 100 m mächtigen

gen Schieferhorizont deutliche Parallelen zum Karn des Krappfeldes, allerdings ist der Sandgehalt in den Radstädter Tauern höher als im Krappfeld. Rasche Mächtigkeitsänderungen sind auch in diesem Gebiet bekannt. Nach SCHULER (1968, S. 25) zeigt das Profil der Radstädter Tauern deutliche Anklänge an die Aflenzer Fazies des Kalkalpen-Südrandes. TOLLMANN (1958 b, S. 335 f.) hat die Radstädter Tauern dagegen dem „Unterostalpin“ zugeteilt.

Die westlicher gelegenen, geringmächtigen Raibler Schichten des Brenner-Mesozoikums lassen trotz ähnlicher fazieller Ausbildung einen direkten Profilvergleich nicht zu.

Als fazieller Fremdkörper erweist sich das „penninische“ Karn der Hohen Tauern. Am besten untersucht und aufgeschlossen sind die Vorkommen der sogenannten „Seidlwinkel-Trias“ (HOTTINGER 1931), wo die gesamte Triasetwa 200 m mächtig ist; Rauhwacken und Gips werden als karnisch gedeutet. Auch in den benachbarten Bereichen der „Glockner“- und „Brennkogel“-Fazies treten in der Obertrias lagunäre geringmächtige Bildungen auf (TOLLMANN 1965, S. 367 f.). In nördlichen („Hochstegen“-Fazies) und südlichen Bereichen (östlich Hochtorn) wurden Schichtlücken bekannt, die teilweise vom Jura bis auf das Grundgebirge reichen (FRASL & FRANK 1966, S. 42 f., Beilage 2). Ob diese Gebiete bereits im Karn Schwellenzonen darstellten, die als lokale Liefergebiete für das terrigene Material des Drauzuges in Frage kämen, ist jedoch sehr ungewiß. Von den meisten Bearbeitern werden die Hohen Tauern außerdem als östliche Fortsetzung des westalpinen Pennikums nördlich der oberostalpinen Gesteine der Nordalpen beheimatet. Da die stratigraphische Einstufung der fraglichen Gesteine der Hohen Tauern noch nicht paläontologisch unterbaut ist, wurden sie in der Fazieskarte (Tafel 6) nicht mit dargestellt.

2. Die südliche Umgebung des Drauzuges

Literatur:

Raibl: ARTHABER (1906); di COLBERTALDO (1948); GUICHERIT (1964); E. SUSS (1867); v. WÖHRMANN (1893).

Friaul und Venetien: ARTHABER (1906); GEYER (1897 b, 1900, 1902); GORTANI & DESIO (1927); GUICHERIT (1964); HARADA (1883); v. HAUER (1855); WINKLER-HERMADEN (1936); v. WÖHRMANN (1893).

Südtiroler Dolomiten: ARTHABER (1906); GEYER (1900, 1902); van HOUTEN (1930); v. KLEBELSBERG (1928); KOKEN (1910); LEONARDI (1962); LORETZ (1874); NÖTH (1929); OGILVIE-GORDON (1927, 1934); v. PIA (1937); SCHWINNER (1915); VACEK (1911).

Südkarawanken und Steiner Alpen: PREY & KAHLER (1958); SEELMEIER (1942); TELLER (1887, 1896, 1898, 1910).

Save-Falten und Hochkarst: BERCE (1962); GERMOVSEK (1956); HERITSCH & SEIDL (1919); KOSSMAT (1898, 1902, 1910); LIPOLD (1858); TORNQVIST (1918); WINKLER-HERMADEN (1936).

Wie Tafel 6 zeigt, stellt die alpin-dinarische Linie eine einschneidende Faziesgrenze dar. Unmittelbar südlich von ihr sind gröberkörnige terrigene Sedimente nicht mehr feststellbar. Im Westen und Osten herrschen Karbonatgesteine vor, wie in den Pragser und Sextener Dolomiten oder in den Steiner Alpen, während sich in mittleren Gebieten eine mächtige, tonig-mergelige Entwicklung ausbreitet.

Diese mergelige Fazies ist am besten im Profil der Typlokalität Raibl (Cave del Predil) ausgebildet, die E. SUSS (1867) in einer berühmten Arbeit beschrieben hat. Zur Zeit wird das Profil von Herrn Dr. O. SCHULZ, Innsbruck, neu und eingehend aufgenommen, weshalb ich mich auf übersichtsmäßige Begehungen beschränkte.

Der Übergang vom erzführenden Schlern-Dolomit (Fazies des dolomitischen Wettersteinkalkes) in die Raibler Schichten ist nicht scharf, sondern

— wie die instruktiven Grubenaufschlüsse der Blei-Zink-Grube Raibl zeigen — fließend. Die untere Partie des Profils besteht aus zentimeterplattigen Kalken und Dolomiten, die mit dünnen, bituminösen Tonschichten wechsel-lagern. Sie wird von einer geringmächtigen Karbonatgesteins-Zone abgeschlossen, auf die eine mächtige, eintönige Mergelschieferserie folgt.

Der Übergangshorizont zu dem Zwischendolomit ist durch massenweises Auftreten von *Myophoria kefersteini* MÜNSTER gekennzeichnet; E. SUSS (1867, S. 568) bezeichnete diese Lagen als „Raibler Schichten i. e. S.“. Ihnen sind einige gutsortierte foraminiferenreiche Kalk-Arenite eingeschaltet (s. Abb. 10). Die Mächtigkeit des Zwischendolomits nimmt nach Osten zu (di COLBERTALDO 1948, S. 41). Er wird von den fossilschuttreichen „Torer Schichten“ überlagert, die in einem Stillwassermilieu abgelagert wurden, was sich am mikritischen Zwischenmittel, an der Einregelung großer Schalenreste und an den kleinen Filamenten in den Lumachelle-Kalken zeigt. In den drei tonig-mergeligen, von Karbonatgesteinen getrennten Horizonten könnte sich der gleiche rhythmische Wechsel der Umweltbedingungen manifestieren, der für die Dreiteilung der Raibler Schichten im Drauzug verantwortlich war. Ansonsten besteht keine lithologische Übereinstimmung zu der Entwicklung im Drauzug. Außer im Westen ist die Beckenfazies von Raibl allseitig von karbonatischen Sedimenten umgeben (s. Tafel 6).

Westliche Umgebung von Raibl:

In der westlichen streichenden Fortsetzung von Raibl birgt das Fella-Tal bei Dogna einen bekannten Aufschluß (v. HAUER 1855), der ähnlich wie in Raibl ausgebildet ist. Die dargestellte Mächtigkeit geht auf eigene Beobachtungen anlässlich eines Besuches der Lokalität zurück. Die Angaben von GORTANI & DESIO (1927, S. 47) und GEYER (1897, S. 204) widersprechen sich. Südlich des Fella-Tales zeichnen GORTANI & DESIO kalkige Raibler Schichten mit Gips ein. Die Faziesverzahnung mit der geringmächtigen Ausbildung der Südtiroler Dolomiten erfolgt westlich der Linie Aupa—Fellatal (v. WÖHRMANN 1893, S. 723). Das Profil von Forni di Sopra (Profil 8; HARADA 1883, S. 183) zeigt diese Entwicklung bereits typisch. V. WÖHRMANN (1893, S. 742) nimmt an, daß die in diesem Profil auftretenden groben Gerölle aus abgetragenen Vulkankegeln stammen. Im Nordwesten geht diese Fazies mit allmählicher Mächtigkeitsabnahme in die rein kalkige Entwicklung der Gegend S. Stefano di Cadore und Sappada über (GEYER 1900, S. 131; 1902, S. 31 f. — Profil 6).

Die Raibler Schichten der Südtiroler Dolomiten¹⁾ sind durch schnelle Faziesänderung gekennzeichnet. Die Ausbildung wird weitgehend von der Fazies des unterlagernden Ladin bestimmt, die hier rasch wechselt (Wengener Schichten, Cassianer Schichten, Schlern-Dolomit). Da in diesem Raum außerdem die stratigraphische Grenze Ladin—Karn unterschiedlich gelegt wird (OGILVIE-GORDON 1927, S. 153), sind nur grobe Profilvergleiche möglich.

Besonders rasch ändert sich das Karn der Umgebung von Cortina d'Ampezzo. Übereinstimmend nennen die Autoren jedoch eine Gliederung in einen unteren, mittleren und oberen Horizont (LORETZ 1874; OGILVIE-GORDON 1934, S. 92; SCHWINNER 1915, S. 185 f.). Nach v. WÖHRMANN (1893, S. 727) und OGILVIE-GORDON (1927, 2. Teil, S. 89) entspricht der mittlere karbonatische Teil dem Raibler Zwischendolomit. Nach N vollzieht sich der Übergang in die kalkige Entwicklung der Sextener Dolomiten; ebenso ist eine Mächtigkeitsabnahme nach Süden und Südwesten festzustellen (OGILVIE-GORDON 1934, S. 91 f.; van HOUTEN 1930, S. 184; NÖTH 1929, S. 164). Dagegen nimmt die Mächtigkeit nach Westen zu. Im Auftreten von groben Sandsteinen, Konglomeraten und Pflanzenresten kündigt sich der Übergang in die Entwicklung der Raibler Schichten von Heiligkreuz an. KOKEN (1910) hat das Profil beschrieben; es wurde vor allem durch den Fund eines Panzerlurches (*Metopias santae crucis*) bekannt.

¹⁾ Im Rahmen des gleichen Forschungsprogrammes werden die Raibler Schichten der Südtiroler Dolomiten derzeit von Dipl.-Geol. W. HOFMANN, Institut für Geologie der Technischen Hochschule München bearbeitet.

V. PIA (1937, S. 116 f.) und v. KLEBELSBERG (1928, S. 248 f.) haben den Übergang in die geringmächtige lagunäre Fazies der Prager Dolomiten untersucht. In der Gegend des Schlern bilden die Raibler Schichten nur ein dünnes Band zwischen den mächtigen Karbonatkomplexen; ihre groben Sandsteine enthalten aufbereitete Effusivgesteine (OGILVIE-GORDON 1927, S. 46 und viele andere). Ähnlich sind die Raibler Schichten in der Gegend von Trient ausgebildet, wo sie stellenweise auskeilen können (VACEK 1911, S. 23 f.).

Insgesamt hat man sich in diesem Gebiet ein extrem flaches, lagunäres Meer vorzustellen, das durch vulkanische Inseln reich gegliedert war (v. WÖHRMANN 1893, S. 747, 759). Für den Einfluß eines nahen Festlandes sprechen auch die roten Sedimentfarben, Vorkommen von Bernstein, Holz und Kohle sowie das Auftreten von Panzerlurchen.

Schon frühzeitig und häufig sind die Raibler Schichten von Südtirol mit dem germanischen Keuper verglichen worden (v. WÖHRMANN 1893, S. 766; 1894, S. 34; KOKEN 1910; S. 19; v. PIA 1937, S. 125 f. und viele andere). Diese Vergleiche beruhen sowohl auf faunistischen Ähnlichkeiten (Metopias) als auch auf einer bemerkenswerten faziellen Parallelität. Diese analoge Entwicklung ist deshalb interessant, weil die Gebiete räumlich weit getrennt waren (s. S. 137).

Östliche Umgebung von Raibl:

Bereits in der Gegend von Raibl nimmt die Karbonat-Sedimentation nach Osten auffällig zu (di COLBERTALDO 1948, S. 41). In der nächsten beschriebenen Lokalität — in den westlichen Südkarawanken — besteht das Karn aus 400—500 m mächtigen mergelig-bituminösen, plattigen Kalken und Dolomiten mit Hornsteinführung (TELLER 1910, S. 155 f.; SEELMEIER 1942, S. 3). Weiter östlich, in der Koschuta, beschreibt TELLER (1897, S. 262) nur noch ein etwa 40 m dickes Band aus Mergeln und Mergelkalken, das nach Osten bis auf 6 m ausdünnert.

In den südlich folgenden Steiner Alpen wird die Karbonatsedimentation auch während des Karn nicht unterbrochen (TELLER 1898, S. 81). Südlich davon, am Ulrichsberg, folgt eine Kalk-Schiefer-Folge, die nach TELLER (1898, S. 83) Sandsteine und Pflanzenreste führt und mit der Drauzug-Fazies vergleichbar ist.

Diesen Bildungen dürften weiter im Westen die „Amphiclinen-Schichten“ entsprechen, die KOSSMAT (1910, S. 46 f.) aus dem Bacia-Tal östlich von Tolmino beschreibt. Ihre Mächtigkeit nimmt nach Norden ab; sie bilden schließlich nur noch eine dünne Mergellage zwischen Schlern-Dolomit und Hauptdolomit.

Südlich davon folgt die Fazies von Idria. Herr Dr. W. HARSCH, München, stellte mir dankenswerterweise seine anlässlich einer Exkursion gemachte Übersichtsaufnahme des dortigen Profils nebst einigen Sandsteinproben zur Verfügung (vgl. KOSSMAT 1902, 1910). Proben feinkörniger Sandsteine aus Idria wiesen außer einem hohen Zirkongehalt frische große Granate (bis zu 30%) und einige %-Anteile Disthen auf. Die Profilabfolge von Idria ist nach KOSSMAT (1910, S. 43) mit dem Profil von Raibl korrelierbar. Die groben Sandsteine und Konglomerate enthalten reichlich Effusivmaterial, das BERCE (1962) für karnisch hält. Früher galt es allgemein als umgelagertes ladinisches Material¹⁾.

Einige Kohlenflöze im Liegenden der Profile haben früher in der Umgebung von Oberlaibach Anlaß zu Abbaueversuchen gegeben (KOSSMAT 1902).

Im Hochkarst (Uskokken-Gebirge) liegen die Raibler Schichten in mergelig-sandiger Entwicklung vor, für die LIPOLD (1858, S. 270) den Namen „Großdorner Schichten“ aufstellte. Eine ähnliche Fazies nennt TELLER (1896, S. 122) aus Fraßlauer vom Südrand der Steiner Alpen.

D. Zur Sedimentologie der untersuchten Raibler Gesteine

Eine sedimentologische Charakterisierung der Raibler Gesteine findet sich bei JERZ (1966), SCHULER (1968) und HARSCH (1968). Das folgende Kapitel behandelt deshalb nur einige wenige Raibler Gesteinstypen, die besonders charakteristisch sind und darüber hinaus für das Verständnis der Fazieszusammenhänge und der Paläogeographie meines

¹⁾ Herrn Dipl.-Ing. I. STRUCL, Mežica, bin ich für die freundliche Zusendung einiger, aus dem Slowenischen übersetzter Auszüge von neueren jugoslawischen Arbeiten zu großem Dank verpflichtet.

Arbeitsgebietes bedeutsam sind. Für die Untersuchungen standen 310 Handstück-Anschnitte, 63 Sandstein-Dünnschliffe und 32 Karbonatgesteins-Schliffe, davon 24 Großschliffe zur Verfügung. Die Untersuchungsergebnisse sind in einer „Handstück-Kartei“ zusammengefaßt, die am Institut für Geologie der Technischen Hochschule München hinterlegt ist. Eine ausführlichere Darstellung befindet sich in meiner Arbeit O. KRAUS 1968.

1. Sandsteine

In den Raibler Schichten des Drauzuges treten überwiegend tonige und karbonatische, seltener quarzitisches Sandsteine auf. Die tonigen Sandlagen — die in mittleren Lagen des 1. Schieferhorizontes fast in allen Profilen vorkommen — sind oft nur zentimeterdünn, deutlich feingeschichtet und wittern dunkel an. Karbonatische Sandsteine sind meist dezimetergebant, verwittern häufig weich und mürbe und sind dann gelblichbraun gefärbt. Der Hangendsandstein des 1. Schiefers beginnt in manchen Profilen mit einer harten, graugrünen, quarzitischen Bank und geht dann in einen gelblich-mürben karbonatischen Sandstein über. Dieser enthält äußerst dünne und scharf begrenzte Oolithlagen und geht ins Hangende allmählich in rekristallisierte stromatolithenführende Dolomite über; er entstand also in sehr flachem Wasser (s. S. 114). Auch der Sandstein des 2. Schieferhorizontes, der sich seitlich mit Biodetritus-Gesteinen und Oolithen verzahnt, ist stets karbonatisch gebunden, oft aber durch einen hohen Glaukonit-Gehalt grünlich gefärbt.

Die Sandsteinbank des 3. Schieferhorizontes ist regional sehr unterschiedlich ausgebildet.

Feiner Pflanzenhäcksel wurde fast in allen sandigen Schichten beobachtet, größere Pflanzenreste treten seltener auf. An Lebensspuren enthalten die Sandsteine Wühlgefüge, Wurmröhren und vereinzelt rhizocoralliumartige Wurmfreßbauten.

a) Schrägschichtungsmessungen

Die systematische Vermessung von deutlich ausgebildeten Schrägschichten war nur in der Sandsteinbank des 3. Schiefers in den Lienzer Dolomiten möglich, wo diese sedimentären Intergefüge auf eine streichende Erstreckung von etwa 1000 m zu beobachten sind. Vereinzelt Meßwerte wurden außerdem aus Sandsteinbänken des 1. (auch Lienzer Dolomiten) und des 2. Schieferhorizontes (Jauken) gewonnen. Zwar treten in Raibler Sandsteinen Wickelschichtung und unregelmäßige Kreuzschichtung häufig auf, sie sind aber für die Rekonstruktion der Schüttungsrichtung ungeeignet. Strömungsmarken, Schleifmarken und ähnliches scheinen im Drauzug zu fehlen.

Die Methode der statistischen Auswertung von Schrägschichtungs-Messungen hat BRINKMANN (1933) eingeführt. Sie wurde in der Folgezeit schnell zu einem der wichtigsten Hilfsmittel paläogeographischer Arbeitsweise. BAUSCH van BERTSBERGH (1940) hat als Erster Schrägschichtungs-Messungen mit den Ergebnissen seiner Schwermineral-Analysen verglichen. Grundsätzliche Untersuchungen über Schrägschichtungs-Gefüge gehen in Deutschland vor allem auf ILLIES (1949), NIEHOFF (1958) und WURSTER (1958) zurück. Seitdem ist eine umfangreiche anglo-amerikanische Literatur dazugekommen, die sich zum Teil sehr ausführlich mit Klassifikations-Problemen auseinandersetzt (ALLEN 1963; POTTER & PETTJOHN 1963 und andere).

Die zwischen 1,5 und 2 m mächtige Sandsteinbank des 3. Schieferhorizontes ist im Rosengarten-Gebiet der Lienzer Dolomiten sehr gut aufgeschlossen. Ihre Schrägschichtungskörper werden bis 15 cm hoch und 60 cm breit; in der Bank folgen meist 4—5 schräggeschichtete Lagen übereinander, die durch tonige Schichten getrennt sind (Abb. 3). Die Feinschichtung wird durch den Wechsel dunkler, tonreicher und heller, tonarmer Lagen deutlich hervorgehoben. In den dunklen Feinlagen lassen sich unter dem

Mikroskop große Glimmerbruchstücke und Chloritblättchen beobachten, die dafür sprechen, daß diese Lagen unter ruhigeren Sedimentationsbedingungen abgeseigert wurden als die hellen. Nach GRIMM (1965, S. 20) tritt diese Art der Mineralklassierung in schräggeschichteten Sanden sehr häufig auf.

Es handelt sich bei dem Gefüge offensichtlich um eine Strömungsrippelschichtung. Sie wird von einander überlagernden Kleinrippeln hervorgerufen, die in flachem Wasser bei mäßiger bis turbulenter Wasserbewegung entstehen. Dieser Hinweis auf flaches bewegtes Wasser findet im Vorkommen von Ooiden und algenumkrusteten Komponenten in den dolomitischen Kalken wenig höher im Hangenden dieser Bank seine Bestätigung.

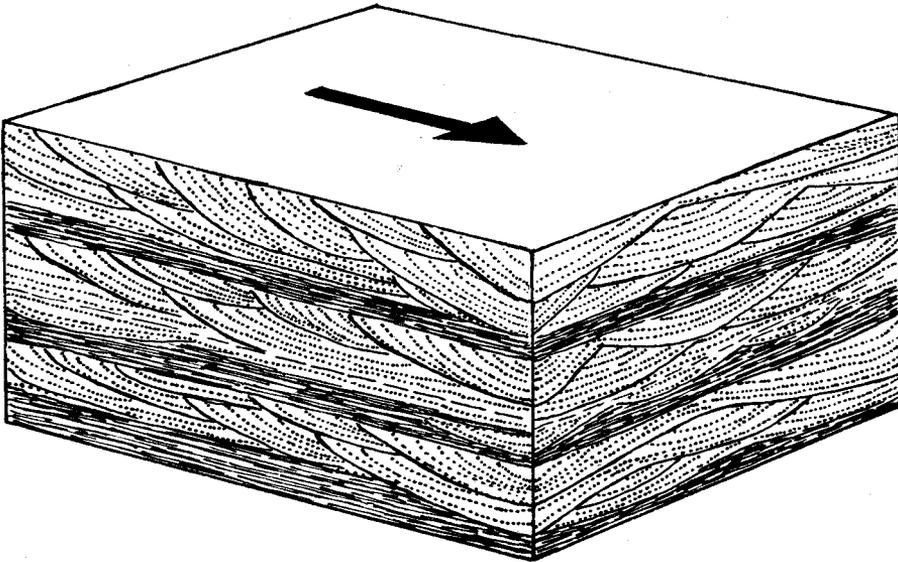


Abb. 3: Schematische Darstellung der schräggeschichteten Sandstein-Bank (der Pfeil zeigt in Schüttungsrichtung, Höhe des Blockes etwa 50 cm).

Die Sandsteinbank wird im Rosengarten-Gebiet von zahlreichen Diagonal-Störungen intensiv zerlegt, so daß sowohl die Streich- als auch die Fallwerte der einzelnen Schollen um mehr als 30° differieren. Diese tektonischen Verstellungen mußten zunächst rückgängig gemacht werden. Die Meßpunkte jedes Schrägschichtungs-Körpers wurden daher für sich auf der Polprojektion des SCHMIDT'schen Netzes in das aus allen Schichtflächen ermittelte Generalstreichen gedreht. Erst dann konnte jeder Schrägschichtungs-Körper in die Horizontale, also in die Sedimentationsstellung gekippt werden ¹⁾.

Das Sammeldiagramm der Abb. 4 — das 177 Meßwerte aus 38 Schrägschichtungskörpern wiedergibt — läßt deutlich eine Strömungsrichtung aus dem nordnordwestlichen Oktanten der Kompaßrose erkennen. Genauer kann die Richtung wegen der etwas weiten Streuung nicht angegeben

¹⁾ Wertvolle Anregungen für die Messung und Auswertung der Schrägschichtungs-Gefüge verdanke ich Herrn Professor Dr. P. WURSTER, Bonn.

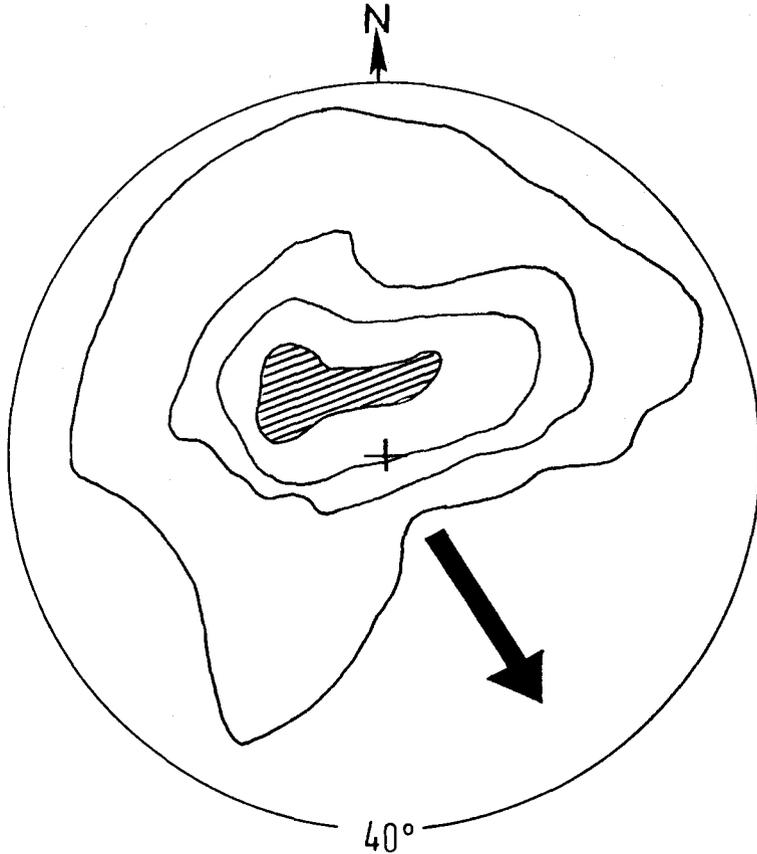


Abb. 4: Rekonstruktion der Schüttungsrichtung im statistischen Lagekugeldiagramm (untere Halbkugel).

177 Meßwerte — 0 — 10 — 20 — 30%

werden. In dieser Streuung bildet sich vermutlich ein Pendeln der Strömungsrichtung ab, obwohl auch die tektonischen Verstellungen das Belegfeld des Diagramms verzerren könnten.

ILLIES (1949, S. 108) hat darauf hingewiesen, daß die Sandwanderungen am Grund der Nordsee so gut wie keine Beziehungen zur Richtung der Flußschüttungen zeigen. Auch andere sedimentologische Beobachtungen an rezenten Sedimenten warnen davor, die aus der Schrägschichtung ermittelte Strömungsrichtung mit der Schüttungsrichtung gleichzusetzen (BRINKMANN 1955, S. 568; POTTER & PETTJOHN 1963, S. 85 und viele andere). Im vorliegenden Fall bestätigen aber sowohl die Ergebnisse der Schwermineral-Untersuchungen als auch die Faziesanalysen die aus den Schrägschichtungs-Messungen rekonstruierte Schüttungsrichtung aus Nordnordwest. Auch die wenigen Messungen von Schrägschichtungen aus dem 1. und 2. Schieferhorizont weisen auf nördliche bis westliche Strömungsrichtungen hin.

2. Oolithe, Pisolithe, Onkolithe

Die nomenklatorische Untergliederung der umkrusteten Komponenten ist problematisch und wird von den Autoren unterschiedlich gehandhabt. Umkrustungen, die einen Kern mit regelmäßigen, laminierten Schalen konzentrisch umgeben und bis etwa 2 mm groß sind, werden als Ooide bezeichnet (Gestein Oolith). Sie leiten zu den Pisoiden (Pisolith) über, die im allgemeinen größer als 2 mm sind, einen niedrigeren Rundungsgrad aufweisen, und deren Schalen durch Einbuchtungen und kleine Einschnürungen uneben erscheinen (LEIGHTON & PENDEXTER 1962, S. 38; LEBEDEV 1967, S. 18). Die Bezeichnung Onkoide (Onkolith) sollte Umkrustungen vorbehalten sein, deren Schalenaufbau überwiegend durch die Bautätigkeit oder durch den Sedimentfang von Organismen gekennzeichnet ist. Gerade diese Komponenten werden sehr unterschiedlich benannt. LEIGHTON & PENDEXTER (1962, S. 38) bezeichnen sie als „algal“ bzw. „foraminiferal encrusted grains“, während LOGAN et al. (1964, S. 81) Algen-Umkrustungen als SS-Typ (Typ mit sphaeroidaler Struktur) in ihre Klassifikation der Stromatolith-Bildungen einreihen. Da aber auch andere Organismen, wie z. B. Ostracoden, Foraminiferen und Würmer am Schalenaufbau mitwirken, ist der Bezeichnung Onkoid (Onkolith) (PIA 1927, S. 37) der Vorzug zu geben. Genetisch können diese, auch von E. FLÜGEL & KIRCHMEYER (1962, S. 113 f.) ähnlich unterschiedenen Typen nicht immer scharf getrennt werden, worauf FABRICIUS (1967, S. 150) hingewiesen hat. Trotz der dadurch bedingten Übergänge hat sich diese Unterscheidung aber in der praktischen Arbeit bewährt. Die „superficial oolites“ der amerikanischen Literatur (z. B. LEIGHTON & PENDEXTER 1962, S. 36) werden hier als dünn umkrustete Komponenten bezeichnet. WILSON (1967, S. 506 f.) hat kürzlich betont, daß sich in der Schalendicke ein Reifeunterschied ausdrückt (s. auch PURDY 1963, S. 346, und NEVELL et al. 1960, S. 485 f.).

Oolithe

Die erste moderne Untersuchung dieser Sedimente geht auf KALKOWSKY (1908) zurück, der in der gleichen Arbeit die organische Natur der Stromatolith-Bildungen erkannte und deshalb auch den Oolithen diese Entstehungsweise zusprach. Beobachtungen von KIRCHMEYER (1962, S. 245 f.) an rezent in Höhlen gebildeten Oolithen, experimentelle Untersuchungen (LEBEDEV 1967, S. 32) sowie die sedimentologische Bearbeitung der Oolithsande auf den Bahama-Bänken (NEWELL et al. 1960) bestätigen aber immer wieder, daß die Schalen hauptsächlich aus chemisch gefällttem CaCO_3 bestehen.

Nach NEWELL et al. (1960, S. 490 f.) stellen die hellen Lagen der Ooide, die aus regelmäßig orientierten Aragonit-Lamellen bestehen, chemische Ausfällungsprodukte dar, während die dunklen aus mechanisch angelagertem Schlamm aufgebaut sind. Als wichtigste Bedingung für die Ooid-Entstehung nennen diese Autoren flaches Wasser (ausgereifte Ooide bei 2 m und weniger; dauernde Wasserbedeckung ist nicht notwendig), hohe Strömungsgeschwindigkeiten und CaCO_3 -Übersättigung, die durch Erwärmung oder Pflanzen-Assimilation erreicht werden kann. Da Ooide auch in ruhigem Meeresmilieu entstehen können (FREEMAN 1962, S. 475 f.), dürfte die CaCO_3 -Übersättigung der wichtigste Faktor sein. In ausgereiften Oolithen ist das Milieu lebensfeindlich (FABRICIUS 1967, S. 162 f.).

Die Ooide haben stets einen Kern, der von silikatischem oder karbonatischem Detritus, besonders häufig aber von pellets gebildet wird. In den untersuchten Oolithen waren mehrschalige Ooide stets radialstrahlig rekristallisiert. Da auch karbonatische Kerne (vor allem pellets) von dieser Umkristallisation erfaßt werden, verwischt sich häufig die Grenze Kern/Kruste. Manche rekristallisierten Ooide haben deshalb scheinbar keinen Kern.

Die wichtigste Oolithlage innerhalb der Raibler Schichten des Drauzuges tritt im Liegenden des 2. Schieferhorizontes auf. Sie wurde besonders sorgfältig aufgenommen und eingehend bemustert. An Hand einer quanti-

tativen Auszählung von 14 ausgewählten Dünnschliffen auf dem LEITZ-Profilprüfer wurde außerdem eine sedimentologische Detailanalyse dieser Bank durchgeführt.

Am besten und mächtigsten ist die Oolithbank in den Nordkarawanken ausgebildet. Das Zwischenmittel der Oolithe besteht hier teilweise (z. B. Probe 137/17) nur aus Spatit (Zement), das Gerüst ist geschlossen. Die mehrschaligen Ooide zeigen sehr gute Rundung, meist kleine Kerne und sind fast alle radialstrahlig rekristallisiert. Nur wenige große Crinoiden-Bruchstücke sind unvollkommen umkrustet. Die Sortierung ist gut, die Korngröße der Komponenten recht einheitlich bei 0.5 mm, der Biogengehalt gering (4%). Der Spatitgehalt liegt bei 25%; Schichtung ist nicht festzustellen. Diese Oolithe entsprechen sehr gut den Lias-Oolithen, die FABRICIUS beschreibt (vgl. 1967, Tabelle 1, Gruppe A) und dürften wie diese — wenn man die Untersuchungen von NEWELL et al. an rezenterem Material zugrunde legt (1960, S. 487) — in extrem flachem Wasser von nur 2 m Tiefe gebildet worden sein.

Häufiger kommen allerdings auch in diesen Profilen Oolithe vor, die weniger gut sortiert sind, hohe Mengen an Fremdmaterial zeigen und somit unter weniger idealen Bedingungen entstanden sind (s. Abb. 5).

Diese Oolithe scheinen nach Osten (Ursulaberg) zu versanden. Nach Westen zu halten sie sich, wie Tafel 7 zeigt, noch auf eine weite Erstreckung im Südteil des Drauzuges. Sie werden hier immer feinkörniger und sandreicher. Der endgültige Übergang vollzieht sich in den westlichen Gailtaler Alpen (Profile 21, 2, 23), wo die Oolithlage in eine Sandsteinbank übergeht. Nahe des Übergangsbereiches ist diese Bank sehr kompakt, tonarm und grobkörniger als in den übrigen Profilen des Drauzuges. Wie später gezeigt wird (s. S. 121), sind in diesen Sanden gleichzeitig stabile Schwer- und Leichtminerale angereichert. Das läßt auf besonders turbulente Strömungsverhältnisse am Rande der Oolith-Bank schließen. Der nördliche Übergang in die sandige Fazies ist im Profil 13 durch Resediment- und Fließfaltungs-Erscheinungen gekennzeichnet, die auf ein untermeerisches Relief im Bereich des Fazieswechsels hindeuten. Die Faziesabfolge in Nord-süd-Richtung läßt sich bereits auf den kurzen Strecken des Rubland-Stollens beobachten, dessen südlichstes Profil (6) noch oolithisch ausgebildet ist, während das nördliche (Profil 4) bereits der Sandfazies angehört.

Auch biofaziell können die besprochenen Faziesgebiete besonders gekennzeichnet werden. So halten sich beispielsweise die Megalodonten, die unter dem 2. Schieferhorizont auftreten, genau an die Verbreitung der Oolithe, und im westlichen Faziesübergang (Profil 10) treten äußerst crinoidenreiche Spatkalke auf.

Der Osten und Süden des Drauzuges wurden danach beim Beginn der 2. klastischen Schüttung von einem ausgedehnten Kalkplateau eingenommen, das als Untiefe wirkte und auf dem sich in flachem und turbulentem Wasser Ooide bilden konnten. Die besten Bedingungen zur Ooidbildung herrschten im Osten vor. Nach Norden und Westen versandet die „Oolithplatte“ und geht in ein Gebiet geringerer Wasserturbulenz und vielleicht etwas tieferen Wassers über. Einige Schrägschichtungsmessungen sowie Vergleiche mit anderen Horizonten lassen vermuten, daß das Wasser von Nordwesten auf die Oolithbank zuströmte. Auffällig ist die Tatsache, daß sich die Flachwasser-Sedimente recht genau an ein Gebiet halten, das schon vorher, im Ladin, und nachher, zur Zeit der Onkolithbildung im 3. Schieferhorizont, von Sedimenten bevorzugt wurde, die ebenfalls in sehr flachem, turbulentem Wasser entstanden.

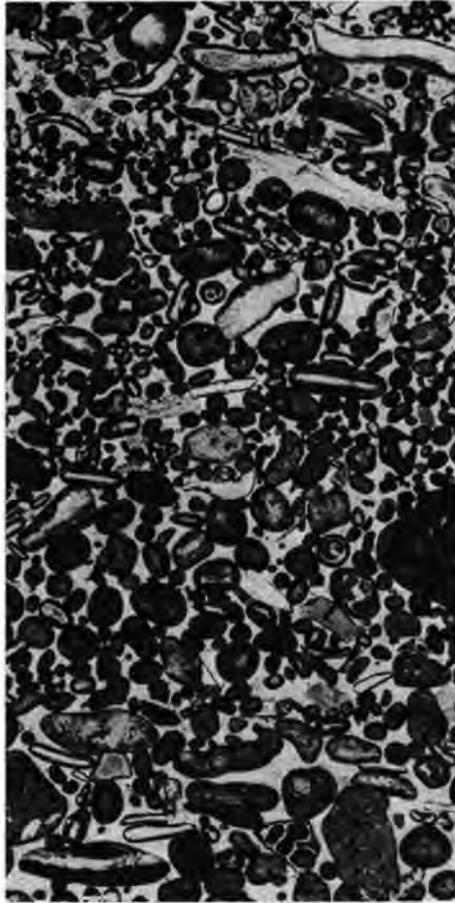


Abb. 5: Fossilreichtreicher Oolith — Liegendes des 2. Schiefers Probe Nr. 141 a/17 — Vellach-Brücke, Eisenkappel; Dünnschliff-Photo; Vergrößerung 8fach.

Grobkörniger Oolith mit hohem Gehalt an Fossilbruchstücken, Quarz- und Glaukonit-Körnern. Das Gerüst ist geschlossen (selbsttragend). Die Größe der Komponenten und das spatitische Zwischenmittel weisen auf starke Wasserturbulenz hin. Sowohl die geringe Umkrustungsdicke der Ooide als auch der hohe Anteil an Fremdkomponenten zeigen, daß die Bedingungen für die Ooidbildung jedoch nicht besonders günstig waren. Vorherrschende Fossilreste sind Echinodermen und kleine Gastropoden.

Oolithlagen treten in den Raibler Schichten des Drauzuges außerdem oberhalb des 2. und des 3. Schieferhorizontes auf, und sie wurden auch im Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes überraschend häufig angetroffen.

Die Ooide sind hier auffallend klein (0.1—0.25 mm) und bilden zum Teil millimeterdünne, scharf begrenzte Lagen. Mit abnehmendem Sandgehalt werden sie in Dolomit umkristallisiert, wobei sich ihre Korngestalt mehr und mehr verliert.

Gut ausgebildete Oolithe führen die Raibler Profile des Krappfeldes in ihren höheren Lagen. Sie sind sehr reich an Foraminiferenschalen, die häufig den Kern oolithischer Umkrustungen bilden.

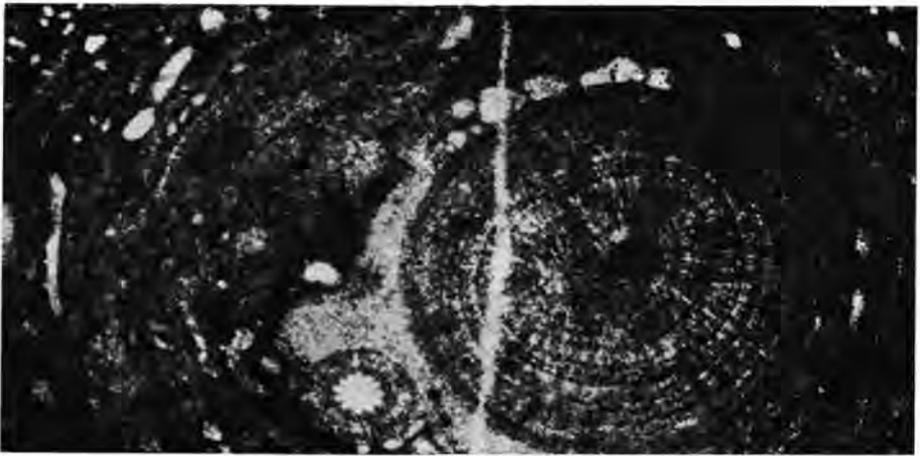


Abb. 6: Ooid, onkoidisch umkrustet, Probe Nr. 289/36 — Zöppelguf, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 40fach.

Das radialstrahlig rekristallisierte Ooid wird organisch umkrustet (? Algen, Foraminiferen, ? Ostracoden). In der Bildmitte ein Seeigel-Stachel. Die Organismen hefteten sich zunächst nur auf einer Seite (oben) des Ooides an, während sich auf der Unterseite Mikrit mechanisch anlagerte. Das deutet darauf hin, daß das Ooid wegen seiner Größe nicht mehr rollend transportiert werden konnte, liegenblieb und umwachsen wurde.

An Probe 289/36 (s. Abb. 6) kann die Unterscheidung von Ooiden und Onkoiden demonstriert werden. Die ausgezeichnet gerundeten, radialstrahlig rekristallisierten Ooide werden von einer bestimmten Größe ab alle organisch umkrustet. Da die Organismen sich vorwiegend auf einer Seite der Komponenten anzusiedeln beginnen, die Gegenseite aber mikritischen Schlamm anlagert, darf man folgern, daß die Ooide von den Organismen erst besiedelt werden konnten, als sie so schwer waren, daß sie vom Wasser nicht mehr in dauernder rollender Bewegung gehalten werden konnten.

Pisolithe

Die PISOIDE, die einen ähnlichen Krustenaufbau wie die Ooide zeigen, verdanken ebenfalls vorwiegend anorganisch-chemischen Vorgängen ihre Entstehung (LEBEDEV 1967, S. 18); außerdem ist hier mit biochemischer Kalkfällung zu rechnen. Die kalktuffähnlichen Bildungen haben häufig keinen Kern (s. Abb. 7). In den Raibler Schichten wurden keine Pisolithe beobachtet; sie sind aber typisch für die obersten Lagen des Wettersteinkalkes, falls dieser in riffnaher Fazies vorliegt. In der Raibler Grenzbank schlägt dann die Umkrustung vom pisolithartigen zum onkolithartigen Typ um (s. unten).

Onkolithe

Für die Raibler Schichten in nordalpiner Fazies sind Onkolith-Bildungen besonders charakteristisch. ROTHPLETZ (1890, 1891) erkannte die organogene Natur dieser Umkrustungen, die vor allem auf die Tätigkeit der Kalkalge *Sphaerocodium bornemanni* ROTHPL. zurückgeht (vgl. JERZ 1966, S. 53). Außerdem sind aber meistens noch Foraminiferen und Ostracoden an den Umwachsungen beteiligt.

Aus den rezenten Sedimenten der Bahama-Bank beschreibt GINSBURG (1960, S. 26 f.) Onkoide, die sich in nur $2\frac{1}{2}$ m tiefem Wasser (Niedrigwasserstand) über Oolithsand-Untergrund bilden. Dabei verlangen aber Onkoide nach LOGAN et al. (1964, S. 77) im Gegensatz zu Ooiden dauernde Wasserbedeckung.

Auch in den Flachwasser-Sedimenten des Persischen Golfs treten Onkoide auf. ELLIOTT (1966, S. 292) beobachtete Algenkolonien, die sich auf lederartigen, blasigen Gebilden abgestorbener und losgerissener, tangähnlicher Algenrasen ansiedeln. Die Umkrustungen sind deshalb innen hohl und werden nachträglich mit Sediment oder Zement (Spatit) gefüllt. Gleiche Gebilde wurden im Profil 6 (Rubland-Stollen) oberhalb der Oolithlage des 2. Schieferhorizonts gefunden.

Sonst umkrusten die Onkoide Fossilshalen, Arenitkomponenten oder silikatische Minerale, gelegentlich auch Ooide (s. Abb. 6). Ihr Feinbau zeigt einen lagigen Wechsel von mikritischem Kalk und tonigem Material, dem häufig Pyrit beigemischt ist. Charakteristisch sind Einbuchtungen und Einschnürungen der Krusten. In der Aufsicht zeigen die Schalen regelmäßig kuppige Oberflächen (Abb. 9). Onkolithe sind stets durch großen Fossilreichtum gekennzeichnet. Außerdem sind sie — zumindest im Drauzug — pyritisiert und enthalten immer einen gewissen Gehalt an toniger Substanz, die sich jedoch auf die Umkrustungslagen beschränken kann.

Der oben (S. 106) erwähnte Umschwung von einer pisolithartigen zu einer onkolithartigen Umkrustung an der Grenze Wettersteinkalk/Raibler Schichten dürfte mit der einsetzenden klastischen Schüttung zusammenhängen (s. Abb. 7 und 8). Neben dem tonigen Baumaterial standen den inkrustierenden Organismen auf Grund des gleichzeitigen Zustroms sauerstoffreichen Wassers gute Lebensbedingungen zur Verfügung. Die Karbonatübersättigung (s. S. 103) war aufgehoben. Da Onkoide im Gegensatz zu Ooiden und vermutlich auch zu Pisoiden eine dauernde Wasserbedeckung benötigen (LOGAN et al., 1964, S. 77), könnte auch ein geringer Meeresspiegelanstieg erfolgt sein. Der Pyritreichtum ist eine sekundäre Folge des dicht besiedelten Lebensraumes: Die Faulgase der abgestorbenen Organismen erzeugten in dem rasch überdeckten Sediment ein reduzierendes Milieu, das die Ausfällung von Eisensulfid-Verbindungen ermöglichte.

Ähnlich unterscheiden sich die Sedimentations-Bedingungen von Onkoiden und Ooiden. Eine sedimentologische Auswertung ist aber nur möglich, wenn die verschiedenen Umkrustungsarten unvermischt und in entsprechendem Reifezustand vorkommen.

Im Drauzug konzentrieren sich die Onkolithe vor allem auf 2 Lagen: auf die Raibler Grenzbank und auf das Liegende des 3. Schieferhorizontes, den sogenannten „Groboolith“. Im Gegensatz zu den nordalpinen Profilen ist die sehr charakteristische „Sphaerocodienbank“ innerhalb des 1. Schieferhorizontes (JERZ 1966, S. 53; SCHULER 1968, S. 33 f.) im Drauzug nirgends ausgebildet. Die Oolith-/Onkolithlagen der Krappfeld-Profile wurden bereits erwähnt (S. 105), im Typusprofil von Raibl konnten weder Oolithe noch Onkolithe entdeckt werden.

Die Verbreitung der Onkolithbildungen in der Raibler Grenzbank hängt eng mit der Fazies des unterlagernden Wettersteinkalkes zusammen: Die Onkolithbank hält sich an die Gebiete der riffnahen „Bleiberger“ Fazies. Mit 1-20 m ist sie in Mežica am mächtigsten. Ähnliche Werte nennt SCHULZ (1960, S. 9) aus dem östlichen Bleiberger Zug, während im Rubland Stollen nur noch 15 cm gemessen wurden. In den westlichen und nördlichen Teilen des Arbeitsgebietes wird die Onkolith-Lage von einer dezimeterstarken, tonig-quarzitischen Pyritschwarte vertreten. Die Raibler Grenzbank enthält häufig Fossilien, vor allem kleine onkoidisch umkrustete Cardita-Schälchen (Abb. 8), außerdem Foraminiferen (Probe 58/11, s. S. 112). In Profil 11 wurden aus dieser Lage einige Ammoniten-Steinkerne geborgen.

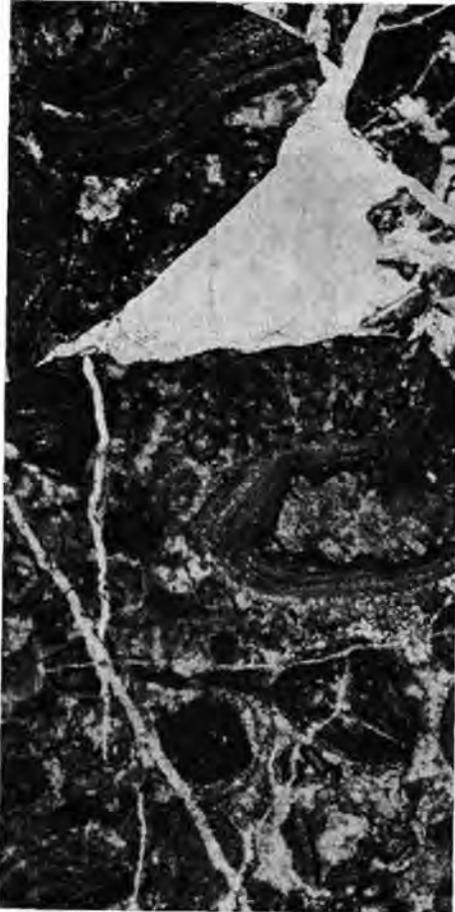


Abb. 7: Oberster Wettersteinkalk mit Pisolithen, Probe Nr. 144/18 — Mežica (Mieß) —
Stollenaufschluß, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 80fach.

Der stark brecciöse, helle Kalk besteht fast ausschließlich aus Pisoiden. Es handelt sich vermutlich um anorganische Ausfällungskrusten, die häufig Hohlräume umschließen. Ähnliche Umkrustungen findet man in rezenten Quelltuffen. Sie deuten hier auf extrem flaches, stark bewegtes Wasser hin.

Herr Dr. W. BARTHEL, Universität München, bestimmte dankenswerterweise ein gut erhaltenes Exemplar als *Carnites floridus* WULFEN sp. Die kalkige Grenzbank gehört also bereits zu den Raibler Schichten (Karn) und nicht mehr zum Wettersteinkalk (Ladin).

Die Onkolith-Bank des 3. Schieferhorizontes ist die markanteste und kartiertechnisch wichtigste Lage der gesamten Schichtfolge. Ihre bräunlich anwitternden Rollstücke weisen im Gelände schon auf große Entfernung die Existenz von Raibler Schichten nach. Außerdem erlaubt sie im Drauzug (außer in den Lienzer Dolomiten) eindeutig die Einstufung des 3. Schiefers.

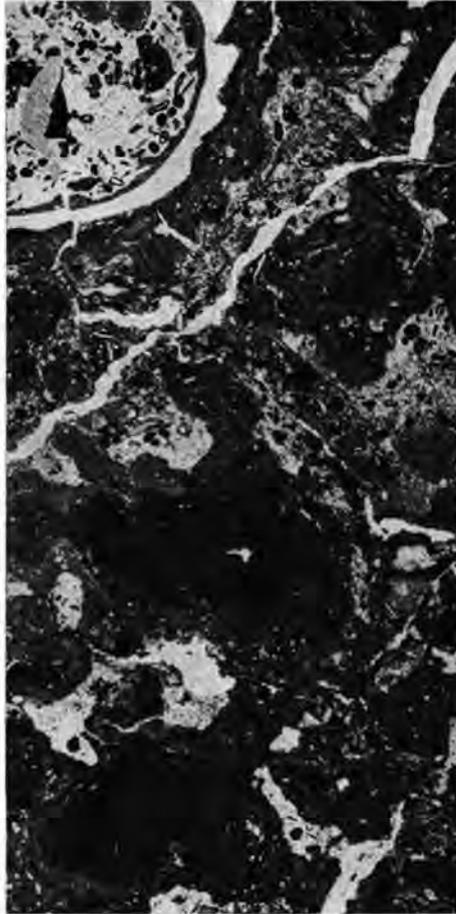


Abb. 8: Onkolithische Raibler Grenzbank, Probe Nr. 143/18 — Mežica (Mieß) — Stollen-aufschluß, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 50fach.

In der Raibler Grenzbank ändert sich der Umkrustungstyp: es finden sich ausschließlich Onkoide. Das tonige Material ihrer Krusten wird von verschiedenen Organismen (Algen, Foraminiferen, Ostracoden) angelagert. Der veränderte Umkrustungstyp, der hohe Fossilgehalt sowie der Ton- und Pyritreichtum dieser Lage gehen auf die veränderten Sedimentationsbedingungen zurück, die mit der beginnenden Anlieferung detritisch-terrigenen Materials einsetzen (s. S. 107). Eventuell war das Meer etwas tiefer als vorher. Im Bild oben links ein mit kleinen Kotpillen und mit umkrusteten Fossilresten gefülltes *Cardita*-Schälchen.

Der Vertikal-Aufbau der Bank kann besonders gut in den untertägigen Aufschlüssen des Rubland-Stollens (Profil 6) studiert werden. Wie jede klastische Schüttung kündigt sich auch das Einsetzen des 3. Schiefers durch Pyritzunahme in den hangenden Bänken der unterlagernden Karbonatserie an. Zunächst setzt dann eine Lumachelle aus Zweischaler-Resten ein, die nach oben mikritisch-tonig wird und kleine Schlick-Resedimente führt, aus denen sich flatschige Onkoide entwickeln. Erst dann folgen die meist dezimeter- bis $\frac{1}{2}$ m-dicken festen Bänke, deren untere Lagen überwiegend kleine Onkoide führen, die häufig noch mit Ooiden vermischt sind (vgl. SCHULER 1968, S. 34, Abb. 7).

In mittleren, meist sehr biogenreichen Bänken werden die Umkrustungskörper bis 2 cm groß. Ins Hangende nimmt die Größe der Komponenten wieder ab, und es stellen sich gelegentlich eingeschüttete Ooide ein. Besonders crinoidenreiche Kalkarenite schließen den Horizont nach oben ab und leiten zu den nun folgenden klastisch-terrigenen Sedimenten über. Dabei könnte der Crinoiden-Reichtum auf ein Tieferwerden des Wassers hindeuten (s. S. 133).

Außer zahlreichen Zweischaler-Resten (Leitfossil der Bank ist nach GEYER 1901 b, S. 129 *Spiriferina lipoldi* BIRTNER) findet man in dieser Bank umkrustete Austernschalen (s. Abb. 9), große Schwamm-, Bryozoen- oder Hydrozoenreste und Crinoiden. Die Schalen sind häufig opalisierend erhalten.



Abb. 9: Angewitterte Onkolith-Schichtfläche, Handstück-Photo, natürliche Größe.

Die äußerst fossilreiche Bank enthält bis zu mehreren Zentimeter große Onkoide (oberer Bildteil), deren Oberflächen von der Verwitterung deutlich freipräpariert worden sind. Dabei zeigt sich die knöllige Oberfläche der Onkoid-Schale, die im Schliffbild als wulstige Kruste mit Einschnürungen erscheint (s. Abb. 8). Im Bild unten rechts ist eine dünn umkrustete Ostreen-Schale erkennbar. Die übrigen Schalen zeigen teilweise opalisierende Erhaltung.

Die horizontale Verbreitung des „Grobonkolithes“ wurde auf Tafel 7 dargestellt; sie läßt bemerkenswerte Parallelen zur Verbreitung der Oolith-Bank des 2. Schieferhorizontes erkennen. Am mächtigsten und besten entwickelt sind die Onkolithe der südöstlichsten Gailtaler Alpen (Tschökelnock und Dobratsch). Nach Norden und Westen nimmt die Stärke der Lage kontinuierlich ab. In nördlichen Profilen der westlichen Gailtaler Alpen (Amlach, Profil 3) sind die Onkoide mit Ooiden durchmischt; und noch weiter im Westen (Profil 26) gehen sie in große, lappige Resedimente über, die nur gelegentlich unregelmäßige Umkrustungen erkennen lassen. In den Lienzer Dolomiten ist die Onkolith-Lage bereits verschwunden. Sie ist im Rosengarten-Profil noch an stark rekristallisierten Resediment-Lagen erkennbar, die weitgehend den Bildungen zu entsprechen scheinen, welche in anderen Profilen die Onkolith-Bank nach oben abschließen.

Westlich des Rosengartens treten im Profil 29 knapp unterhalb des 3. Schieferhorizontes stromatolithartige Feinschichten auf. Das Wasser dürfte deshalb in den Lienzer Dolomiten nicht wesentlich tiefer gewesen sein als in den östlichen und südlichen Gebieten. Wahrscheinlich verhinderte vor allem die verstärkte klastische Zufuhr der nördlichen Gebiete die Ansiedlung inkrustierender Organismen.

3. Biogen- und Biodetritus-Kalke

In fast allen Kalken innerhalb der klastischen Raibler Horizonte ist Fossilschutt enthalten. Dagegen sind die Karbonatserien fossilarm, die Lebensbedingungen müssen hier schlecht gewesen sein. Unter den verbreiteten Lumachelle-Lagen ist der „opalisierende Muschelmarmor“ am bekanntesten, eine Lage, die überwiegend aus Schalen von *Joannites cymbiformis* WULFEN und *Carnites floridus* WULFEN besteht (TELLER 1896, S. 114) und in Bleiberg und in den Nordkarawanken im 1. Schieferhorizont auftritt. Unterhalb des 2. Schiefers finden sich im Ostteil des Drauzuges Megalodon-

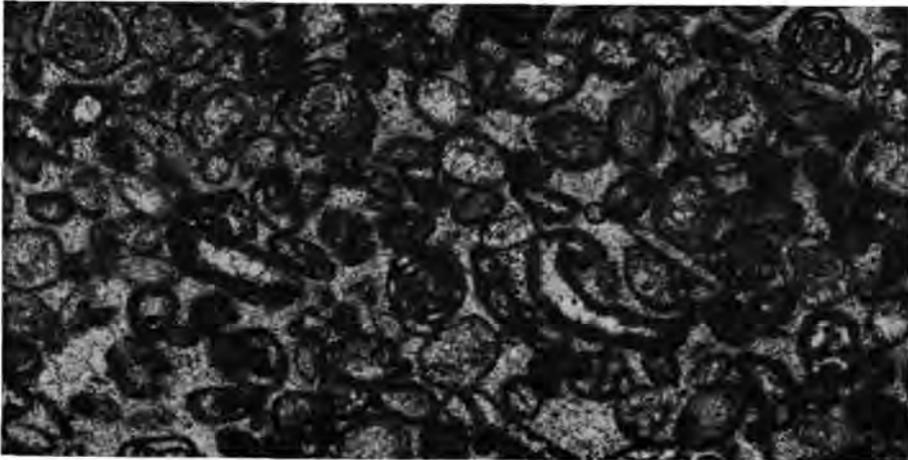


Abb. 10: Foraminiferen-Kalk, Probe Nr. 117/1 — Raibler Scharte, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 25fach.

Der gut sortierte Arenit besteht fast ausschließlich aus Foraminiferen-Schalen (*Glomospirella kuthani* [SALAY]). Das Zwischenmittel wird aus Spatit (Zement) gebildet, die Wasserbewegung war so groß, daß sich feiner Mikrit nicht ablagern konnte.

tenbänke mit *Cornucardia hornigi* BITTNER¹⁾. Lumachellen mit großen, teilweise unzerbrochenen Schalenresten führen vor allem die Raibler Schichten der Typlokalität in ihrem oberen Profilteil. Die für die Abteilung der „Torer Schichten“ charakteristischen Ostreenbänke sind im Drauzug im Gegensatz zu den Nordalpen nicht vorhanden.

Etwas ausführlicher sei noch auf die Foraminiferenkalke eingegangen: Bekannt ist der Foraminiferen-Reichtum der Raibler Schichten des Krappfeldes (GALLENSTEIN 1915, 1918), wo diese Mikrofossilien vor allem an die oberen oolithischen Partien der Profile gebunden sind. Auch verschiedene arenitische Lagen des Profiles in Raibl bestehen ausschließlich aus Foraminiferen-Schalen (s. Abb. 10). In den Raibler Schichten des Drauzuges treten sie dagegen nicht gesteinsbildend auf, wurden aber in den Übergangskarbonaten im Liegenden und Hangenden der Schieferzonen ebenfalls häufig angetroffen.

Insgesamt wurden 9 Dünnschliffe systematisch bearbeitet, die sich schon bei den Voruntersuchungen als mikrofossilführend erwiesen hatten. Für die Fossilbestimmungen, die im folgenden mitgeteilt werden, danke ich Herrn Dr. W. RESCH, Innsbruck, bestens.

Drauzug:

Schliff 58/11 aus der Raibler Grenzbank ergab:

- Ammodiscus* sp., iuv.
- Glomospira* sp.
- Glomospirella* cf. *grandis* (SALAJ)
- cf. *Textularia* sp.
- cf. *Agathammina* sp., iuv.

Aus dem Oolith-Horizont im Liegenden des 2. Schiefers des Profiles 6 (Kreuth) wurden 2 Proben untersucht:

Schliff 2/6:

- Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER, häufig
- cf. *Angulodiscus* sp., iuv.

Schliff 100/2:

- Cyclogyra* sp.
- cf. *Agathammina* sp.

Aus oberen Lagen des 3. Schiefers stammt Schliff 68/13 mit:

- Glomospira* sp.
- Permodiscus pragsoides* OBERHAUSER
- aff. *Eosigmoilina* (?)

Aus oolithischen Lagen von Profilen des Krappfeldes gelangten zur Untersuchung:

Schliff 277/33 mit:

- Cyclogyra* sp.
- aff. *Meandrospira deformata* SALAJ
- aff. *Eosigmoilina* sp.
- Nodosaria* sp.
- cf. *Lingulina major* (BORNEMANN)

Schliff 285/36:

- cf. *Ammodiscus* sp.
- aff. *Eosigmoilina* sp.
- ? *Pseudonodosaria* sp.

¹⁾ Die Bestimmung einiger von Dipl.-Ing. J. STRUCL, Mežica, gesammelter Steinkerne verdanke ich Frau Dr. A. VEGH-NEUBRANDT, Budapest.

2 Foraminiferenkalke des Profiles von Raibl ergaben:

Schliff 121/1:

- cf. *Trochammina* sp.
- Cyclogyra* sp.
- aff. *Eosigmoilina* sp.

Schliff 117/1 (s. Abb. 10):

- Glomospirella kuthani* (SALAJ), sehr häufig
- Trocholina procera* (LIEBUS)

Außerdem untersuchte Herr Dr. W. RESCH Innsbruck, eine Probe (Schliff 1003) der Gipfelkalke der Jauken. Die gefundenen Fossilien erlaubten jedoch keine stratigraphische Einordnung (vgl. S. 93).

Schliff 1003:

- Glomospirella* sp.
- Glomospirella* cf. *friedli* KRISTAN-TOLLMANN
- cf. *Ammobaculites* sp.
- cf. *Textularia* sp.
- Permodiscus* sp. (? *P. pragsoides* OBERHAUSER).

Zusammenfassend teilte Herr Dr. W. RESCH zu den bearbeiteten Foraminiferen-Faunen mit (freundliche briefliche Mitteilung vom 12. Jänner 1968):

„1. Die hauptsächlichste Schwierigkeit bei der Bearbeitung und Grund für die meisten cf-Bestimmungen war, daß die ursprüngliche Natur der Gehäusewand (ob agglutiniert, eventuell kalkig-agglutiniert, kalkig-perforat, kalkig-imperforat) sich nicht immer feststellen ließ.

2. Die Fauna ist auffallend arm an Lageniden (Ausnahme: Schliff 277/33) und höher entwickelten rotaliden Formen; auch die im Karn oft häufigen Permodisciden (häufiger nur in Schliff 68/13 und 2/6) und Trocholinen sind selten.

Es überwiegen in der allgemein ziemlich artenarmen Foraminiferenfauna die primitiveren, ökologisch meist weniger anspruchsvollen Formen (agglutinierte Formen und Milioliden).

3. Im einzelnen ist festzustellen, daß nach dem bisherigen Stand der Kenntnis nur *Glomospirella kuthani* und *Trocholina procera* auf das Karn allein beschränkt sind. Nach neueren Arbeiten von R. OBERHAUSER (1964) und J. SALAJ et al. (1967, 1967 a) ist *Glomospirella friedli* aus dem Anis bis Rhät, *Permodiscus pragsoides* aus dem Ladin bis Rhät bekannt.

Glomospirella grandis wird von SALAJ bisher nur aus den westlichen Karpaten und nur aus dem Anis gemeldet.

Die Gattung *Eosigmoilina* ist nach LOEBLICH & TAPPAN (Treatise 1964) auf das Karbon beschränkt. Die Zugehörigkeit der alsaff. *Eosigmoilina* sp. bestimmten Formen zu den *Ophthalmidiinae* ist gesichert; vermutlich handelt es sich um eine neue Art. Eine Verwechslung mit *Agathammina* ist bei Vorliegen günstiger Schnittlagen nicht möglich.“

4. Die wichtigsten Gesteine der Kalk/Dolomit-Serien

Die oben behandelten Gesteinstypen kommen überwiegend innerhalb der klastischen Horizonte des Drauzuges vor; die Gesteine der Kalk-Dolomitserien sind demgegenüber lithologisch wesentlich eintöniger, außerdem sind sie arm an Fossilien und Fremdkomponenten.

So nehmen mikritische Kalke und Dolomite große Teile der Profilmächtigkeit ein. Sie sind meist bräunlich oder grau gefärbt und enthalten stets wechselnde Anteile von Ton und Bitumen. Die mikritischen Dolomite der Raibler Schichten dürften, wie SCHULER (1968, S. 32) und HARSCH (1968, S. 69 f.) näher begründet haben, bereits in einem fröhdiagenetischen Stadium dolomitisiert worden sein (vgl. FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT

1966, S. 30). Häufig waren sie nachträglich jedoch einer Sammelkristallisation unterworfen, die zu einem zuckrig-kristallinen Habitus der Dolomite führte.

Auch die Raibler Dolomite mit Stromatolithen-Feinschichtung dürften, legt man Beobachtungen von SHINN et al. (1965) und ILLING et al. (1965) zugrunde, frühdiagenetisch dolomitisiert worden sein.

Die organische Natur dieser Sedimentstrukturen wurde erstmals von KALKOWSKY (1908, S. 125) erkannt und beschrieben. Es handelt sich um rasenbildende Blaugrünalgen, die feines mikritisches Material fangen und binden. Die organischen Strukturen werden meistens diagenetisch zerstört und nur die sedimentären Bauformen bleiben erhalten.

Die Stromatolithrasen der Raibler Schichten bestehen aus millimeterkleinen seitlich verbundenen Halbkugelformen. LOGAN et al. (1964, S. 77 f.) beschreiben diese als „LLH-Typ“ (laterally linked hemispheroids) bezeichneten Formen aus dem Küsten- bis hohen Gezeitenbereich. Die Rasenmatten liegen meist trocken und werden nur von Hochtiden bzw. Sturmfluten überspült. Diese Überflutungen zerstören häufig die Rasenbildungen und lassen Schollen-Resedimente zurück, die unregelmäßig von der nächsten Algenkolonie überwuchert werden.

Das Vorkommen von Stromatolith-Rasen in fast allen Karbonatserien der Raibler Schichten weist daher nach, daß diese Gesteine in äußerst flachem Wasser entstanden. Auch im obersten Wettersteinkalk treten sie auf. In einigen Profilen (z. B. Profil 8) wurden unmittelbar unterhalb der Raibler Grenzbank auch Loferite beobachtet: längliche Schrumpfporen, die nach A. G. FISCHER (1966, S. 106 ff.) ebenfalls auf sehr flache bathymetrische Verhältnisse hinweisen.

Stromatolithen-Dolomite sind meistens vergesellschaftet mit feingeschichteten, laminierten Dolomiten, mürben Kalken und Dolomiten, Breccien und den Raibler Rauhacken, den charakteristischsten Gesteinen der karbonatischen Serien.

Rauhacken sind zellig-löchrige Karbonatgesteine, deren Entstehung noch umstritten ist. JERZ (1966, S. 60) schreibt ihnen eine resedimentäre Entstehung zu, SCHÜLER (1968, S. 37) und HARSCH (1968, S. 80 f.) unterscheiden 2 Typen:

Bei „Typ I“ (bzw. „Trümmerrauhacken“) handelt es sich um sedimentäre Breccien, die lediglich löchrig anwittern, während für „Typ 2“ (bzw. „Rauhacken i. e. S.“) eine salinar-evaporitische Entstehung als wahrscheinlich angenommen wird. Die Vorstellung einer evaporitischen Bildung der Rauhacken hat BRÜCKNER (1941, S. 127) in den Westalpen an Hand von Beobachtungen an unveränderten Dolomit-Gips-Gesteinen in Untertage-Aufschlüssen näher begründet.

Zwar konnte Gips im Material der ostalpinen Rauhacken bisher noch nicht nachgewiesen werden (JERZ 1966, S. 58; HARSCH 1968, S. 81). Gipsvorkommen sind aber auch in den Nordalpen an die Nähe der Rauhacken-Horizonte gebunden. Bemerkenswert erscheint auch das Auftreten von Stromatolithen in diesen Lagen, da in den Bildungsräumen dieser Algenrasen ebenfalls eine Breccienbildung in Form von Strömungsbreccien (s. oben, S. 114) beobachtet wurde. Da die Rauhacken sich oft auf kurze Entfernung mit allen oben genannten Gesteinstypen verzahnen können, sind wahrscheinlich mehrere Vorgänge an ihrer Entstehung beteiligt, so daß eine genetische Untergliederung vorerst problematisch bleibt.

Im Drauzug bilden die Rauhacken-Zonen der obersten Karbonatserie Ost—West streichende Gesteinszüge, so beispielsweise den südlich der Drau morphologisch deutlich hervortretenden Zug der westlichen Gailtaler Alpen. Charakteristisch sind die schroffen Verwitterungsformen und tiefen Runsen dieser Gesteine. In den Lienzer Dolomiten werden die Rauhacken dieser Serie von Spatitbreccien vertreten, die eckige Dolomite in weißem, spatitisiertem, ebenfalls dolomitischem Bindemittel enthalten.

Da sie sich mit Resedimenten, Stromatolithen usw. verzahnen, dürfte es sich um spätdiagenetisch dolomitisierte sedimentäre Breccien handeln (vgl. KÜBLER und MÜLLER 1962, S. 194).

Nach HOLLER (1951, S. 74) beginnt der Hauptdolomit des Bleiberger Revieres mit einer „Basisbreccie“, die bis mehrere Dezimetergroße Komponenten enthält. Auf die weite Verbreitung solcher sedimentärer Riesenbreccien in den Nordalpen haben unter anderem O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967, S. 125; s. auch HARSCH 1968, S. 79 f.) hingewiesen. Die Lage tritt im Drauzug jedoch nicht horizontbeständig auf. Ähnliche Breccien mit sogar metergroßen Komponenten wurden nördlich des Weißensees in der 1. Karbonatserie beobachtet.

E. Sedimentpetrographische Untersuchungen

1. Untersuchungen von Tonschiefer-Proben

Den Kornaufbau und den Mineralbestand von Raibler Schiefertönen hat JERZ (1966, S. 63 f.) eingehend untersucht. Die 9 von mir vorgenommenen Analysen sollten vor allem Vergleiche mit den JERZschen Untersuchungsergebnissen ermöglichen. Die Arbeiten wurden mit den sich gut ergänzenden Methoden der Differentialthermoanalyse, der Röntgenanalyse und der Phasenkontrast/Dunkelfeld-Mikroskopie durchgeführt. Die Proben des Drauzuges entstammen dabei alle den untersten Lagen des 1. Schieferhorizontes.

Der Mineralbestand der Raibler Schiefertone ist im gesamten Drauzug sehr einheitlich, er entspricht auch weitgehend dem der Nördlichen Kalkalpen. Fast der gesamte Tonanteil wird von glimmerartigen Mineralen der Illitgruppe gebildet. Der Quarz- und der Feldspatanteil sind in manchen Proben außerordentlich hoch, außerdem kommen Karbonate, geringe Mengen an Kaolinit und Chlorit, Akzessorien wie Schwerminerale und mit wechselndem Gehalt Eisenminerale und organische Substanz vor. Diese Verteilung läßt kaum Rückschlüsse auf das Abtragungsgebiet und das Ablagerungsmilieu zur Raibler Zeit zu, da gerade illitische Tonminerale auf sehr unterschiedliche Art und Weise entstehen können (v. ENGELHARDT 1962, S. 470). Da die Raibler Schiefertone des Drauzuges sehr viel Quarz und Feldspat bis in die feinsten Korngrößenbereiche führen, neige ich dazu, die Illite überwiegend aus mechanisch zerkleinerten und abgebauten Glimmern abzuleiten. Diese Annahme wird auch durch die mikroskopische Untersuchung bekräftigt, die zeigt, daß größere Illit-Aggregate häufig nichts anderes sind als abgebaute und enteisente Glimmerminerale.

Aus diesem Grunde scheint es mir auch unwahrscheinlich zu sein, daß der Illit im Ablagerungsraum aus kaolinitischen Verwitterungsbildungen entstanden ist, wie es JERZ (1966, S. 24) für das nordalpine Gebiet annimmt. Andererseits wird diese Entstehungsweise für eine Anzahl mariner Tone angeführt (JASMUND 1958, S. 168; v. ENGELHARDT 1962, S. 474; KRUMM 1962, S. 77).

2. Dünnschliff-Untersuchungen an Raibler Sandsteinen

a) Zum Mineralbestand der Raibler Sandsteine

Außer Quarz, Feldspat und Glimmer enthalten Raibler Sandsteine wechselnde Mengen von Glaukonit, Chlorit, Limonit, Pyrit, kohligter Substanz, Schwermineralen und Gesteinsbruchstücken. Ihrer Mineralzusammensetzung nach handelt es sich überwiegend um Arkosen und feldspathaltige Sandsteine (Klassifikation FÜCHTBAUER 1959). Die in den Nordalpen häufigen Grauwacken (s. JERZ 1966, S. 48 f.) fehlen im Drauzug weitgehend, da der Gehalt an Gesteinsbruchstücken hier stark zurücktritt, die Sandsteine

außerdem feinkörniger sind (vgl. HENNINGSSEN 1961, S. 615). Eine Gegenüberstellung verschiedener Sandstein-Nomenklaturen am Beispiel der Benennung von Raibler Sandsteinen hat SCHULER (1968, S. 39, Abb. 9) vorgenommen.

Die Korngrößen der Sandsteine wurden in den Dünnschliffen lediglich abschätzend gemessen, wobei sowohl ein mittlerer (häufigster) als ein maximaler Wert notiert wurden (s. Profiltafeln). Demnach müssen fast alle Raibler Sandsteine als feinkörnig bezeichnet werden (Medianwert kleiner als 0.1 mm nach FÜCHTBAUER 1967, S. 169). Etwas gröbere Sandsteine treten in den Lienzer Dolomiten, in den nördlichsten Profilen der Gailtaler Alpen und im äußersten Osten des Untersuchungsgebietes auf.

b) Diagenetische Kornveränderungen

Seit PETTJOHN (1941, S. 611) der bankinternen Mineralausmerzung („intrastratal solution“) durch spätdiagenetische Lösungsvorgänge eine Hauptrolle für die Differenzierung von Schwermineral-Assoziationen zugeschrieben hat, ist die Diskussion über die Bedeutung dieser Erscheinung nicht mehr verstummt. Erst jüngst bemerkte beispielsweise DAPPLES (1967, S. 118 f.), daß viele reine Quarzsandsteine, die bisher als Ergebnis einer Sedimentations-Auslese durch häufige Umlagerung und Verwitterung gegolten hatten, neu interpretiert werden müßten. Sie kämen auf Grund von diagenetischen Lösungserscheinungen und autigener Quarzneubildung zustande. Auch ihr geringer Gehalt an ausschließlich stabilen Schwermineralen müßte als Ergebnis der „intrastratal solution“ gedeutet werden.

Nach GRIMM (1965, S. 29) wird die Diagenese in Sandsteinen vor allem von der chemischen Zusammensetzung, der Mächtigkeit der Überlagerung, dem pH-Wert des Porenwassers und von der geothermischen Tiefenstufe beeinflusst. Als Agens der chemischen Reaktionen muß das Porenwasser angesehen werden. Nach der Durchmusterung meiner Sandproben sind auch die Korngröße und die Kornverteilung für die Art und den Grad der diagenetischen Veränderungen verantwortlich.

Nur geringe randliche Zersetzungserscheinungen der Komponenten wurden bei einigen gröberen Sandsteinen der Lienzer Dolomiten, der Profile nördlich des Weißensees und in Mežica beobachtet. In allen anderen Sandsteinen wirkte sich die Diagenese oft beträchtlich aus. Ganz allgemein steigen dabei die Veränderungen mit abnehmender Korngröße der Sandsteine an, was auf die relativ große Oberfläche kleiner Komponenten zurückgeht. Die unterschiedliche Art des Zwischenmittels bedingt teilweise entgegengesetzte Entwicklungen:

Karbonatisch gebundene Sandsteine (Abb. 11 und 12) wiesen die stärksten Kornveränderungen auf. Sie sind desto deutlicher, je vollständiger die Körner vom Zwischenmittel umgeben sind und je stärker rekristallisiert der Karbonatanteil ist. Am häufigsten werden Feldspate angegriffen, die manchmal ganz durch tafeliges helles Karbonatmaterial ersetzt sind. Die Umrisse der Körner bleiben deshalb auch nach der Umwandlung noch kenntlich (Abb. 11). Im Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes nimmt der Feldspatanteil mit steigendem Karbonatgehalt deutlich ab. Das könnte durch diagenetische Kornveränderungen mitverursacht sein.

In karbonatisch-tonig gebundenen Sandsteinen wird der Tongehalt häufig karbonatisiert und ist nur noch an Reliktgefügen, wie tonigen Ummantelungen von Sandkörnern oder an fast völlig substituierten, verbogenen Glimmermineralen kenntlich.

Tonig gebundene Sandsteine sind vor allem Veränderungen ihres Zwischenmittels unterworfen. Es wird häufig durch Quarz ersetzt, der dann eine poikilitische Struktur zeigt (Abb. 13). In einigen Schliffen wurde eine Chloritisierung von Biotit und Glaukonit beobachtet. Quarzkörner wachsen in diesen Sandsteinen autigen weiter und dringen in vorgegebene Zwickel des Kornverbandes ein. Die chemische Mobilität der Kieselsäure in tonigen Sedimenten geht daraus hervor, daß in der tonigen Raibler Grenzbank der Lienzer Dolomiten Spatadern nicht karbonatisch, sondern mit Quarz ausgefüllt sind.



Abb. 11: Diagenetische Kornveränderung an Feldspat, Probe Nr. 221/27 — Jauken-Süd, Liegendteil des 2. Schiefers, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 300fach. Das Feldspatkorn in der Bildmitte wird randlich von karbonatischem Material verdrängt, das auch bereits das Korn zu durchdringen beginnt. Der hellere Saum um das Korn entspricht der ursprünglichen Korngröße.

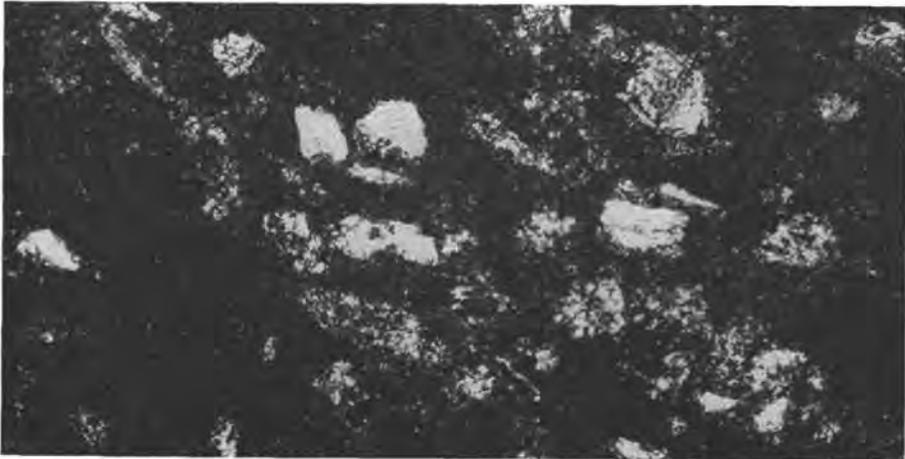


Abb. 12: Diagenetische Kornveränderungen in karbonatischem Sandstein, Probe Nr. 40/10 — Möschach, Graben, 1. Schiefer, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 170fach. In feinem kalkigem Mikrit sind linsig Sandkörner eingelagert. Alle silikatischen Bestandteile zeigen stark angelöste Ränder. Die kleinen Körner sind zum Teil bereits völlig vom Karbonatmaterial verdrängt. Sie sind nur noch schemenhaft als hellere Partien in dem mikritischen Zwischenmittel kenntlich.

Kieselig gebunden sind nur Sandsteine mit enger Kornpackung und nicht zu großen Komponenten. Auch das beruht nach FÜCHTBAUER (1967, S. 173) auf dem Effekt der relativ großen Oberfläche kleiner Körner. An den Quarz/Tongrenzen kann nach diesem Autor (S. 175 f.) SiO_2 durch Drucklösung frei werden und an anderer Stelle wieder aus-

fallen. In den Dünnschliffen kann man beobachten, daß benachbarte Silikatkörner aufeinander zuwachsen, Quarze sich teilweise durchdringen und auf diese Weise engverfilzte Kornaggregate entstehen (s. Abb. 14), die auch die schlechte Aufbereitbarkeit dieser Proben bedingen. Gelegentlich werden randliche Auflösungserscheinungen von Feldspat beobachtet (s. Abb. 14).

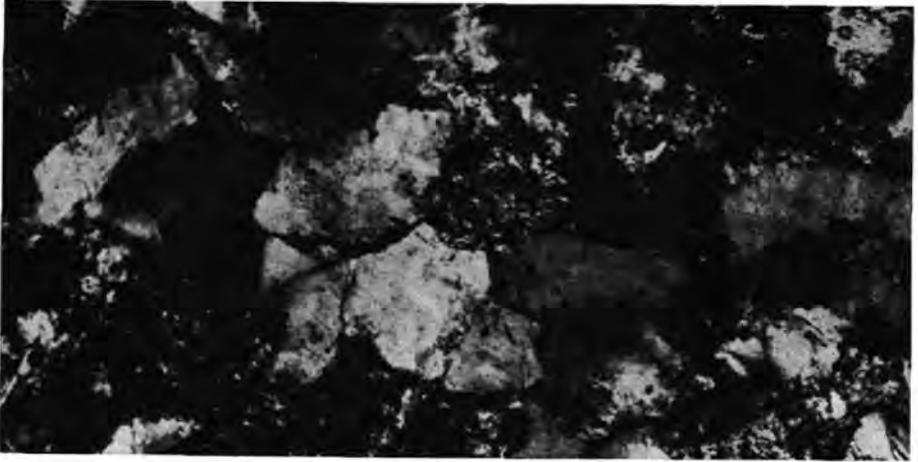


Abb. 13: Diagenetische Kornverwachsungen, Probe Nr. 201/23 — Jauken-Nord, Obere Hälfte, 1. Schiefer, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 220fach.
Tonig-quarzitischer Sandstein mit eng verfilztem Korngefüge. Aneinander liegende silikatische Körner wachsen aufeinander zu und verzahnen sich innig. Das tonige Zwischenmittel wird stellenweise in poikilitischen Quarz umgewandelt.



Abb. 14: Diagenetisches Wachstum von Quarz, Probe Nr. 201/23 — Jauken-Nord, 1. Schiefer, Dünnschliff-Photo, Vergrößerung 270fach.
Das starke Quarzwachstum ist besonders deutlich sichtbar. Die einzelnen Körner haben sich eng miteinander verzahnt, das Zwischenmittel wird umkristallisiert (oben links). Das Feldspatkorn am oberen Bildrand (Mitte) ist bereits von Quarz durchwachsen.

Abschließend soll noch ein Beispiel zur Bedeutung der diagenetischen Kornveränderung für die Interpretation von Schwermineral-Assoziationen herausgestellt werden. Im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen besteht der Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes überall, wo er ungestört aufgeschlossen ist, aus einer liegenden, tonig-quarzigen Bank, die von gelblich-mürbem, karbonatischem Sandstein überlagert wird. Im Dünnschliff zeigt sich, daß die Sandkörner der unteren Bank in einem fest verkitteten, tonigen Bindemittel liegen, das stellenweise verquarzt ist. Angrenzende Körner wachsen aufeinander zu und bilden Kornaggregate. In dem karbonatischen Sandstein sind die diagenetischen Veränderungen anders verlaufen. Alle Silikatkörner sind randlich angefressen, wobei allerdings keine vollständige Kornauflösung beobachtet wurde. Wie Tafel 4 (Profil 23 und 2) zeigt, unterscheiden sich auch die Schwermineralegehalte dieser Sandlagen beträchtlich. Der quarzitische Sandstein enthält viel Granat und keinen Apatit, der karbonatische Sandstein wenig Granat und viel Apatit. Dabei halten sich die Unterschiede der Schwermineralführung über eine Entfernung von mehreren Kilometern ganz an die lithologischen Verschiedenheiten.

Diese Unterschiede der Schwermineralführung müssen zumindest zum Teil mit der unterschiedlichen diagenetischen Entwicklung der Sandsteine erklärt werden¹⁾. GRIMM (1965, S. 26) bemerkt, daß gleich „aussehende“ Sandsteine häufig gleiche Schwerminerale führen. Der Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes hat sich deshalb trotz seiner Horizontbeständigkeit für die schwermineralogische Bearbeitung von untergeordneter Bedeutung erwiesen (s. dazu auch S. 120).

3. Schwermineral-Untersuchungen

Insgesamt wurden 83 Sandsteinproben auf ihren Schwermineral-Gehalt untersucht. Die chemisch sehr widerstandsfähigen Sandsteine mußten in Monochloressigsäure aufbereitet werden, die jedoch, wie Versuche zeigten, den Apatit angreift. Trotzdem ist der Apatitgehalt, vor allem in karbonatischen Sandsteinen, hoch. Eventuell wird die Säure in den karbonatischen Proben schneller neutralisiert. Es wäre auch daran zu denken, daß der Apatit in kalkig gebundenen Sandsteinen diagenetisch konserviert wurde (vgl. WEYL 1952, S. 31), da in den Nordalpen sehr viele kalkige Sandsteine ebenfalls hohe Apatit-Gehalte aufweisen (JERZ 1966, S. 86). Die Sandsteine wurden durch Naßsiegung in 2 Kornfraktionen, 63—360 μ und kleiner als 63 μ getrennt. Da ein Großteil des im Scheidetrichter gewonnenen Schwermineral-Materials bis zu 99% durch Pyrit verunreinigt war, mußte dieses Mineral aus den Proben entfernt werden. Dazu wurde die Probe auf 350° C erhitzt, wobei sich Pyrit in Magnetkies umwandelt, der dann magnetisch abgetrennt werden kann (s. G. MÜLLER 1964, S. 130). Die weiteren speziellen Aufbereitungs- und Untersuchungsmethoden sind bei JERZ (1966), SCHULER (1968), HARSCH (1968) und O. KRAUS (1968, S. 122 f.) beschrieben.

Der Schwermineral-Gehalt der Raibler Sandsteine ist gewöhnlich außerordentlich gering, er nimmt jedoch generell im Drauzug nach Nordwesten zu. Auch in den östlichsten Karawanken ist er relativ hoch.

5 Schwerminerale: Zirkon, Rutil, Turmalin, Granat und Apatit herrschen in fast allen Proben der Raibler Sandsteine vor. Die übrigen Schwerminerale, wie Spinell, Hornblende, Brookit, treten mengenmäßig zurück. Von nur untergeordneter Bedeutung sind in den meisten Proben Epidot, Titanit, Staurolith, Andalusit und Disthen. Die 5 Haupt-Schwerminerale gelten in

¹⁾ Wie unten dargelegt wird, könnten die Unterschiede der Apatitführung teilweise auch auf die Behandlung mit Monochloressigsäure zurückzuführen sein.

oberer Reihenfolge — sowohl ihrer Verwitterungsanfälligkeit als auch ihrer diagenetischen Beständigkeit nach — als die stabilsten Formen überhaupt (WIESENER 1953, S. 371; GRIMM 1957, S. 175; 1965, S. 28). Sie repräsentieren eine artenarme Restgesellschaft (SCHULER 1968, S. 39), deren Interpretation Schwierigkeiten bereitet (BRAMLETTE 1942, S. 35). Meist ist nicht zu entscheiden, ob die Artenarmut primär (Liefergesteine) war oder sekundär durch Verwitterung im Liefergebiet bzw. im Ablagerungsraum, durch Diagenese usw., zustande gekommen ist. Diese Fragen sind ausführlich von van ANDEL (1952, S. 101 f.), PETTIJOHN (1941, S. 503 f.), WIESENER (1953, S. 371), GRIMM (1965) und vielen anderen diskutiert worden. Dabei ist in unserem Zusammenhang — nämlich für die paläogeographische Interpretation — vor allem zu beachten, welche Vorgänge die relativen Verhältnisse der 4 ausgewerteten Schwerminerale (Apatit blieb wegen seiner Säureanfälligkeit unberücksichtigt) lokal oder in bestimmten Schichten verfälscht haben könnten.

Als Beispiel für eine derartige Verfälschung der ursprünglichen Schwermineralführung wurde weiter oben bereits die Diagenese angeführt, die offensichtlich in kalkig und silikatisch gebundenen Sandsteinen eine unterschiedliche Mineralauslese bedingt. Allerdings ließen sich keine einfachen gesetzmäßigen Abhängigkeiten zwischen Diagenese und Schwermineralgehalt finden; in karbonatischen Sandsteinen, deren Bindemittel dolomitisch rekristallisiert ist, scheint aber der Granatgehalt abzunehmen, während der Apatitgehalt in ihnen im allgemeinen hoch ist.

Außerdem muß mit der verfälschenden Wirkung von Korngrößen-Effekten gerechnet werden. Wie verschiedene Autoren berichten (WIESENER 1935, S. 370; SCHULER 1968, S. 41 und viele andere), reichert sich Zirkon in den kleinen Korngrößen an, was vor allem bei der Analyse feinkörniger Sandsteine zu beachten ist, deren Medianwert die Untergrenze der Siebfraction nur geringfügig übersteigt. In ihnen kann der Zirkon-Gehalt fast ganz in den Feinanteil gelangen (Beispiel Probe 40/10, O. KRAUS 1968, Tafel 6), der also bei diesen Sandsteinen mit untersucht werden muß, sollen nicht schwerwiegende Interpretationsfehler entstehen.

Als weiteres Beispiel sei die lokale Anreicherung stabiler Schwerminerale im Liegenden des 2. Schiefers in den westlichen Gailtaler Alpen genannt, die hier auf die besonders turbulenten Strömungen am Rande einer Oolithbank zurückzugehen scheint (s. S. 121).

Weitere Beeinflussungen des Schwermineralgehaltes wurden nicht beobachtet bzw. dürften sich gleichsinnig ausgewirkt haben, wie z. B. die Verwitterung im Liefergebiet und andere.

Trotz dieser mannigfachen Fehlerquellen sind die paläogeographisch entscheidenden regionalen Unterschiede der Schwermineralführung offensichtlich nicht verfälscht worden. So zeigen Dünnschliff-Untersuchungen, daß Sandsteine mittlerer Lagen des 1. Schieferhorizontes überwiegend vergleichbaren diagenetischen Veränderungen unterworfen waren. Das gilt besonders für die Profile der Lienzer Dolomiten, vom Nordufer des Weißensees, vom Krappfeld und von den Nordkarawanken. Hier entsprechen sich auch die Korngrößenverhältnisse. Der Schwermineralcharakter der Gebiete bleibt außerdem in den meisten Sandlagen der verschiedenen klastischen Horizonte erhalten, wie ein Vergleich der Schwermineral-Säulen auf den einzelnen Profiltafeln (Tafel 2—5) deutlich macht. Das bedeutet, daß aus der Schwermineralverteilung Rückschlüsse auf die Lage der Einschüttungsbereiche und auf den Transport des terrigenen Materials im Ablagerungsraum möglich sind. Angaben über die petrographische Beschaffenheit der Liefergesteine sind demgegenüber vergleichsweise unsicher. In diesem Zusammenhang sei auf die Notwendigkeit ergänzender fazieller Untersuchungen für die Schwermineral-Interpretation hingewiesen.

Die Schwermineral-Verteilung im untersten klastischen Horizont zeigt Abb. 15, die unmittelbar mit den Raibler Schwermineral-karten der Nordalpen vergleichbar ist (JERZ 1966; SCHULER 1968, HARSCH 1968).

Die Proben der Lienzer Dolomiten enthalten als weitaus häufigstes Schwermineral Turmalin in großen, grünen, häufig idiomorphen Exemplaren. Der Granatgehalt tritt zurück, Apatit wurde nicht registriert (s. dazu aber S. 119). Das gleiche Bild zeigen die Proben der Profile nördlich des Weißensees und des Krappfeldes. Im Gegensatz dazu ist die Schwermineral-Verteilung der entsprechenden Sandlagen in den Nordkarawanken durch eine absolute Granatvormacht gekennzeichnet. Diese Minerale liegen hier oft in großen, kaum korrodierten Individuen vor. Das gleiche zeigt die Probe des Dobratsch. Nach Westen anschließend wird die Ausbeute der Proben äußerst gering; sie nimmt erst im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen wieder etwas zu, wo die Profile ebenfalls noch überwiegend Granat führen. Der Turmalin-gehalt scheint von Süden nach Norden kontinuierlich anzusteigen.

Der nördliche Bereich des Drauzuges wird deshalb als Turmalin-provinz, der südliche bzw. östliche als Granatprovinz bezeichnet.

Das gleiche Verteilungsbild ergibt sich, wenn man die Anteile der stabilen Schwerminerale (Zirkon, Turmalin, Rutil) zum Granat durch einen Verhältniswert ausdrückt (SCHULER 1968, S. 42; HARSCH 1968, S. 93). Der nordwestliche Teil des Drauzuges würde dann einer Stabilzone, der Ostteil einer Granatzone entsprechen, die durch eine Mischzone verknüpft sind (s. Abb. 17). Da Turmalin und Granat sehr kennzeichnend für die Schwermineral-Präparate dieser Gebiete sind, wurden sie zur Charakterisierung der verschiedenen Zonen herangezogen.

Unter Berücksichtigung der übrigen Untersuchungen kann diese Verteilung als das Ergebnis einer von Nordwesten kommenden „Turmalin-Schüttung“ und einer West—Ostgerichteten „Granat-Schüttung“ interpretiert werden (s. S. 131).

Obwohl die Schwermineral-Verteilung im Hangendsandstein des 1. Schieferhorizontes vermutlich durch die unterschiedlichen diagenetischen Vorgänge beeinflusst ist (s. S. 119), überwiegt auch hier im östlichen Teil des Arbeitsgebietes der Granat- den Turmalinanteil, im westlichen umgekehrt der Turmalin- den Granatanteil (s. O. KRAUS 1968, Tafel 19). Ein ausgeglicheneres Bild zeigt dagegen die Schwermineral-Verteilung im liegenden Teil des 2. Schieferhorizontes (s. Abb. 16). Die verschiedenen Materialströme haben sich hier offensichtlich — vor allem im Westteil — eng vermischt. Im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen herrschen in dieser Bank Turmalin, Zirkon und Rutil in der Schwermineral-Fraktion, Quarz im Leichtmineral-Anteil vor. Die stabilen Mineral-Assoziationen dürften hier infolge einer verstärkten Wasserturbulenz angereichert worden sein, die am westlichen Rand der untiefenartigen Oolithbank dieses Schiefers herrschte. Die Schwermineral-Spektren des 3. Schieferhorizontes schwanken nicht nur regional, sondern auch bereits innerhalb einer Bank beträchtlich (vgl. Tafel 3).

In der Gradlitz (nordöstlich von Hermagor) beschreibt SCHERIAU-NIEDERMAYER (1967, S. 59 f.) ein hornblende-, augit- und epidotreiches Spektrum aus dieser Sandlage. Da in den Proben außerdem idiomorphe Biotite auftreten, kann die Autorin für diesen Sandstein eine tuffitische Abkunft wahrscheinlich machen. In den von mir untersuchten Profilen tritt ein ähnlich hornblendereiches Gestein nur in den Lienzer Dolomiten (Probe 272/32) auf.

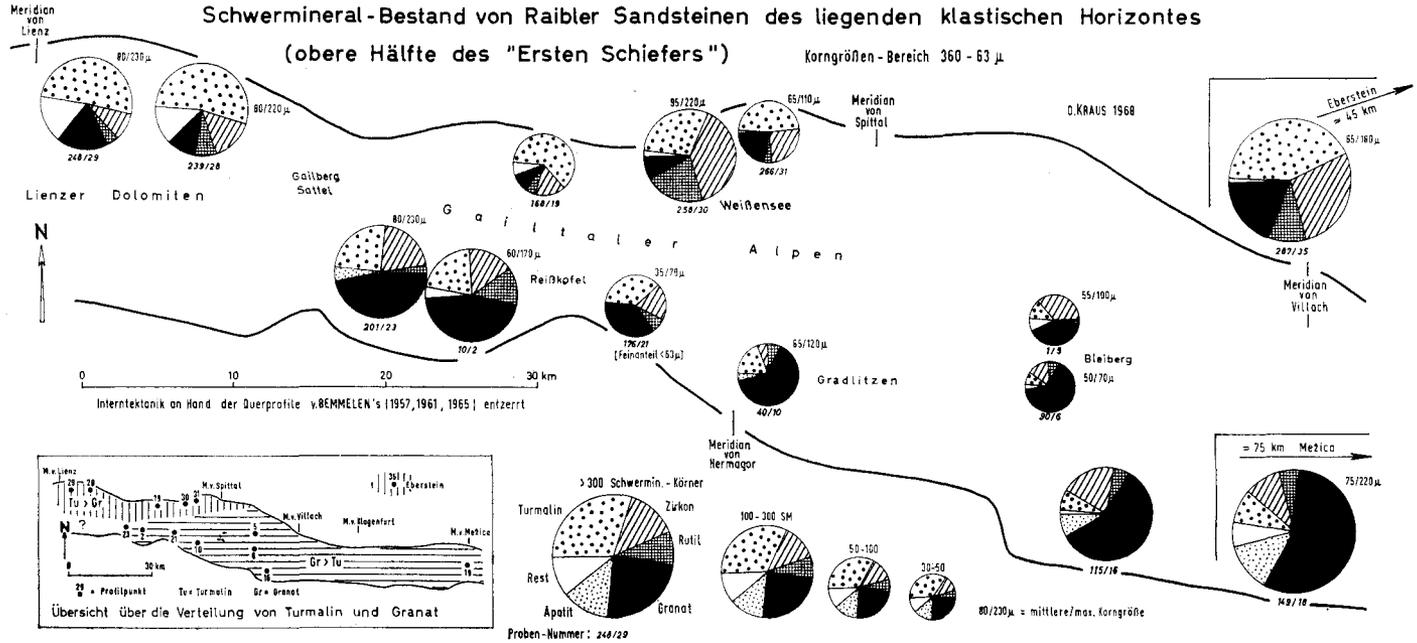


Abb. 15

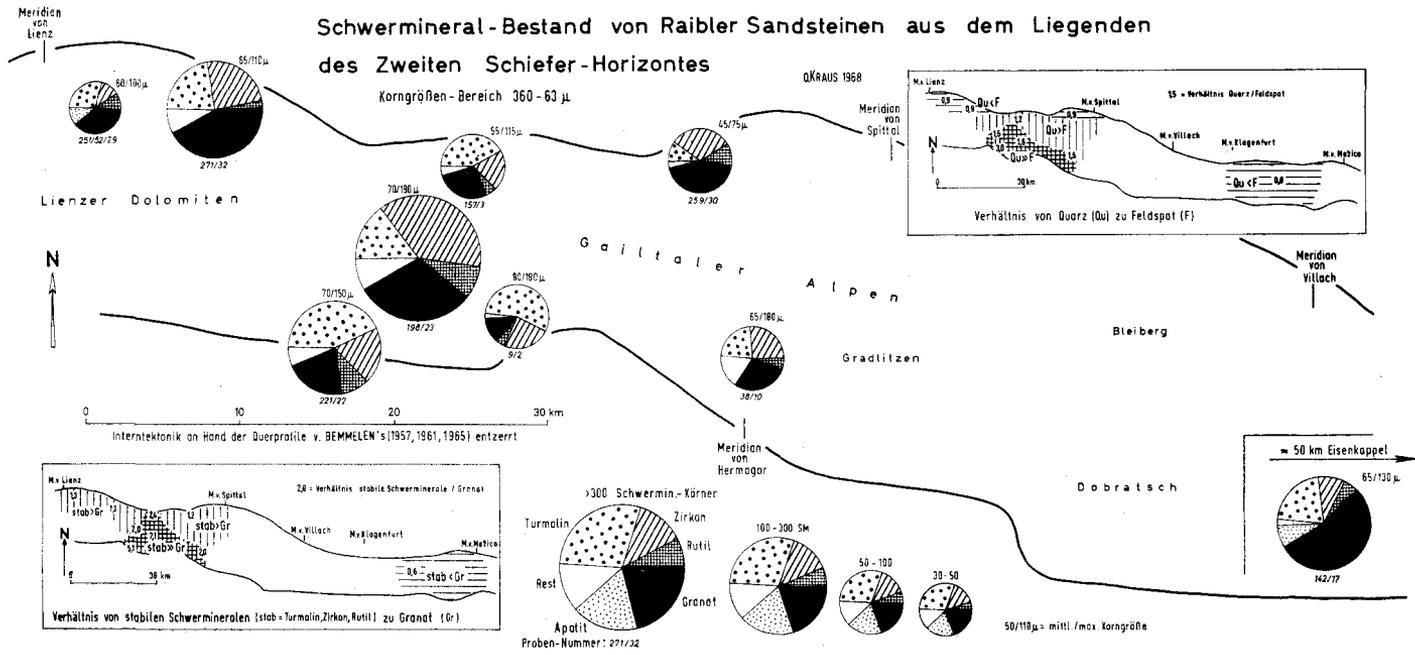


Abb. 16

4. Leichtmineral-Untersuchungen mit Hilfe selektiver Feldspat-Anfärbung

Die Untersuchungen wurden mit dem nach der Schwermineral-Abtrennung verbliebenen Leichtmineral-Rest durchgeführt. Sie können nur dann repräsentativ sein, wenn keine anderen Minerale als Quarz und Feldspat in der gewonnenen Fraktion enthalten sind. Diese Voraussetzung ist in den Raibler Sandsteinen selten erfüllt. Um Kornaggregate weitgehend auszuschalten, gelangte nur die Fraktion 63—125 μ zur Untersuchung. Glaukonit und eisenhaltige Glimmer wurden magnetisch mit dem „Frantz-isodynamie-magnetic-separator“ abgetrennt. Als schwierig erwies sich die Beseitigung des Muskowit-Anteiles, der aber zum größten Teil an einem etwas angerauhten Papier haften bleibt, über das man die Probe einige Male gleiten läßt. Das so erhaltene Leichtmineral-Material wird in Kanadabalsam eingestreut, angeschliffen und angefärbt. In meiner Arbeit habe ich eine Färbemethode von LADURON (1966, S. 281 f.) angewendet, die ein etwas verändertes Verfahren nach BAILEY und STEVENS 1960 (s. G. MÜLLER 1964, S. 178 f.) darstellt. Auch hierbei werden K-Feldspate gelb, Plagioklase rot gefärbt, während Quarz farblos bleibt. Die Genauigkeit der Methode ist in karbonatischen Sandsteinen sehr gut, während in stark tonigen und feinkörnigen Sandsteinen teilweise große (mehr als 10%) Abweichungen in einer ebenfalls vorgenommenen mikroskopischen Mineralauszählung festgestellt wurden.

Das Quarz/Feldspat-Verhältnis liegt meistens etwa bei 1 oder darüber, seltener darunter. Feldspatanreicherungen wie in den Nordalpen, wo SCHULER (1968, S. 43) Quotienten von 0.43 erwähnt, treten im Drauzug nicht auf. Leider sind im Drauzug die Quarz/Feldspat (Qu/F)- und auch die Orthoklas/Plagioklas (KA/CaF)-Werte — im Unterschied zu den Nordalpen — im allgemeinen regional regellos verteilt. Dieses für meine Betrachtungen negative Ergebnis mag damit zusammenhängen, daß die untersten Sandlagen des 1. Schieferhorizontes gewöhnlich zu feinkörnig für eine Mineralanalyse sind. Nur sie waren aber nach HARSCH (1968, S. 98) in den Nordalpen für eine regionale Auswertung der Leichtmineral-Quotienten geeignet.

Regional und paläogeographisch sinnvoll ließ sich lediglich das Quarz/Feldspat-Verhältnis im Liegenden des 2. Schieferhorizontes deuten, auf das schon weiter oben aufmerksam gemacht wurde. Der hohe Quarzgehalt der Sandsteine im Südteil der westlichen Gailtaler Alpen ist durch die besonderen Sedimentations-Verhältnisse am Rande einer untiefenartigen, oolithführenden Sedimentplatte verständlich (s. Abb. 16). Die Proben des Krappfeldes sind sehr quarzreich und weisen in den Anfärbe-Präparaten besonders hohe Plagioklas-Werte auf. Das stimmt mit den Beobachtungen SCHULERS (1968, S. 44) überein, der ebenfalls in einer Zentralzone, wo der Sandgehalt der Profile zurückgeht, hohe Quarzgehalte fand, die stets mit hohen Plagioklaswerten verbunden sind (s. auch HARSCH 1968, S. 100). Da Plagioklase im allgemeinen weniger stabil sind als Orthoklase kann dieses Ergebnis noch nicht widerspruchlos gedeutet werden.

5. Zum Glaukonitgehalt der Raibler Sandsteine

Der Glaukonit-Anteil wurde vom aufbereiteten Leichtmineralbestand der Kornfraktion 63—125 μ magnetisch abgetrennt und bestimmt. Da die Medianwerte des Glaukonits zwischen 60 und 80 μ liegen und dieses Mineral in der Fraktion über 125 μ kaum noch auftritt, dürften die auf den Profiltafeln angegebenen Prozentwerte — die auf den Gesamtkornbestand bezogen sind — im allgemeinen etwas zu hoch liegen.

Die Proben enthalten meist nur wenige Vol.-% Glaukonit, die aber dem Gestein bereits eine grünliche Farbe verleihen können. Unter dem Mikroskop wurden verschiedene Glaukonit-Formen ermittelt: Vom pigment-

artig feinverteilten Material über krümelartige Körnchenaggregate, glaukonitisierte pellets und isometrische, flaschengrüne Glaukonit-Körner. Besonders hohe Glaukonitgehalte wurden im Westen und Norden des Drauzuges im Sandstein des liegenden 2. Schiefers festgestellt. Diese Sandsteine sind karbonatisch gebunden und äußerst fossilreich. Da sie teilweise zu mehr als 15% aus Glaukonit bestehen und dieses Mineral auch in pigmentartig feiner Verteilung führen, darf man hier mit autochthonem Glaukonit rechnen. Da Glaukonit vor allem in ufernahen marinen Sedimenten auftritt, könnte die in allen Horizonten beobachtbare Glaukonitzunahme in den Lienzer Dolomiten als weiterer Hinweis auf eine zunehmend festländische Lage dieser Profile deuten.

Für die Bildung von Glaukonit scheint die Anwesenheit von Organismen wichtig zu sein. Die Tiere reichern nicht nur das Glaukonitmaterial an („Glaukonitisierte Kotpillen“, BURST 1958, S. 318 f.; KÖSTER 1965, S. 614), sondern ihre Verwesungsprodukte schaffen auch ein reduzierendes Mikromilieu im Sedimentboden bei einer sonst sauerstoffreichen Umgebung. Verschiedene Autoren (EMERY 1960, S. 213; PRATT 1962, S. 235) sehen darin die wichtigste Voraussetzung für eine autigene Entstehung dieses Minerals. Ähnlich hohe Glaukonitgehalte wie in unseren Sandsteinen fanden EMERY (1960, S. 212 f.) und PRATT (1963, S. 109 f.) rezent auf etwas von der Küste abgelegenen Untiefen (Sandbänken usw.) der kalifornischen See, also in landnahen, flachen Gebieten bewegten Wassers mit niedriger Sedimentationsrate. Hier tritt vor allem der dunkelgrüne, isometrische Glaukonittyp auf, der auch in den Glaukonitsandsteinen der Lienzer Dolomiten häufig ist.

F. Paläogeographische Ergebnisse und tektonische Folgerungen

I. Die Faziesentwicklung im karnischen Ablagerungsraum des Drauzuges

Die Entwicklungsgeschichte des karnischen Ablagerungsraumes kann auf Grund der Geländebeobachtungen, der sedimentologischen und sedimentetrographischen Untersuchungen rekonstruiert werden. Die aufschlußreichsten „Zeitmarken“ dieser Entwicklung sollen an Hand von paläogeographischen Kärtchen auf Tafel 7 vom Liegenden zum Hangenden gedeutet werden:

Zur Darstellung der Faziesverhältnisse wurde die Internetektonik des Drauzuges entzerrt. In den Gailtaler Alpen und Lienzer Dolomiten konnte der Einengungsbetrag an Hand der Querprofile von BEMMELENS (1957, 1961, 1965) gemessen werden. Für die Nordkarawanken wurde ein mittlerer Betrag von 1.6 angenommen. Außerdem habe ich den relativen Versatz der Nordkarawanken nach Südosten an einer bedeutenden Diagonalstörung (s. von BEMMELEN 1965, Abb. 2) in den Darstellungen rückgängig gemacht.

Die Ausbildung des ladinischen Wettersteinkalkes prägt bereits die Faziesverhältnisse der späteren Raibler Zeit. Bei der Beschreibung des Ladins muß ich mich überwiegend auf Literaturangaben (unter anderem HOLLER 1960, S. 63 f.) stützen; für den Westteil des Gebietes liegen allerdings noch keine systematischen Untersuchungen vor.

Ein weiter Riffkomplex nahm im Ladin den gesamten Ostteil des Drauzuges ein, es entstanden hier Riff-, Riffschutt- oder Lagunenbildungen. Sie folgen ohne Zwischenschaltung einer mergeligen Partnachfazies unmittelbar über Alpinem Muschelkalk. Ein schmaler Streifen dieser Fazies greift im Südteil des Drauzuges weit nach Westen bis in das Gebiet des Reißkofel vor. Hier schalten sich immer mehr Dolomite ein; im Reißkofelgebiet besteht das unterste Ladin bereits aus partnachartigen Bildungen.

Die Ost—West-Fazieskonstanz des oberen Wettersteinkalkes konnte HOLLER (1960, S. 63 f.) mit einer Parallelisierung von einzelnen markanten Leitbänken im östlichen Drauzug nachweisen. Er stellte fest, daß die Sediment-Dicke zwischen den Leitbänken in Südnord-Richtung elfmal so schnell abnimmt wie in Ostwest-Richtung. Daraus wird der rasche Faziesumschlag auf wenige Kilometer Entfernung nach Norden verständlich, der besonders eindrucksvoll zwischen Bleiberg und Rubland in den östlichen Gailtaler Alpen zu beobachten ist (SCHRIEL 1942).

Mergelige, teilweise bituminöse, plattige Kalke und Dolomite kennzeichnen das Ladin der „Nordfazies“. Das untere Ladin wird von einer Art Partnachfazies vertreten. Die Partnachschichten bestehen — im Unterschied zu den Nordalpen — nicht aus einer einigermaßen abgrenzbaren Schiefer-ton-Zone, sondern aus plattig gebankten, tonreichen Mergelkalken mit Zwischenlagen aus papierdünn spaltenden Mergeln. Dickere Schiefer-ton-Lagen schalten sich erst in den nördlichsten Gebieten ein, mergelige Lagen können weit ins Ladin hinauf reichen. Van BEMMELN (1961, S. 221) bezeichnet die Serie als „Oberen Muschelkalk“. Diese ladinische Entwicklung läßt sich teilweise mit der gleichalten Arlberg-Fazies der westlichen Nordalpen vergleichen.

Interessant könnten auch Mächtigkeitbetrachtungen sein, allerdings fehlen hierzu ausreichende Angaben (vgl. HOLLER 1960, S. 66 f.). Im Bereich des Förolacher Stollens (südliche Gailtaler Alpen) verzeichnet HOLLER (1960, S. 72) eine Ladinmächtigkeit von 1200 m. Im selben Meridian erreicht das Ladin in den nördlichsten Vorkommen nach WARCH (1964, S. 37) nur etwa 650 m. Es ist auch im Weißensee-Gebiet (nördliche Gailtaler Alpen) mit 700 m (van BEMMELN 1957, S. 185) geringmächtiger als im Süden.

Die Areale mit Riff-Fazies haben sich also auch im Drauzug — wie in vielen anderen Gebieten — epirogen-geosynklynal schneller abgesenkt als ihre Umgebung. Obwohl sie orographische Schwellenbereiche sind, konnten sich aus diesem Grunde hier größere Schichtmächtigkeiten bilden als außerhalb der Riffe (vgl. O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967, S. 124; ZANKL 1967, S. 134 und andere).

Dem widerspricht, daß SCHLAGER (1963, S. 59 f.) aus den Lienzer Dolomiten Wettersteinkalk-Mächtigkeiten bis zu 1200 m nennt. Allerdings erwähnt er aus dem unteren bis mittleren Ladin an dieser Stelle massige Dolomite. Eventuell herrschte auch hier zeitweise eine Riff-Fazies, die erst im mittleren bis oberen Ladin von der lagunären Plattenkalk-Dolomit-Fazies abgelöst wurde. Überhaupt dürfte sich die dargestellte Faziesverteilung noch stärker differenzieren lassen; so sind auch in den Nordkarawanken durch HOLZER (1965, S. A 31) Vorkommen von Partnachschichten bekannt geworden.

Die ladinischen Riffe wuchsen über ihre Ränder nach außen. Über dem massigen unteren Wettersteinkalk breitet sich deshalb im Innern des Riff-Areals die bankige Lagunenfazies des oberen Wettersteinkalkes immer mehr aus. Sie bildet im gesamten Drauzug die Unterlage der Raibler Schichten.

Das Milieu war im allgemeinen lebensfeindlich; in Zeiten von Frischwasser-Einbrüchen besiedelten dickschalige Megalodonten den Meeresboden (s. HOLLER 1960, S. 63 f.). Nahe den Riffändern konnten sich in karbonatübersättigtem, turbulentem Flachwasser die Pisolithe der obersten Wettersteinkalk-Bänke bilden. Stromatolith-Rasen und Loferite zeigen, daß das Meer im mittleren Drauzug äußerst flach war, der Meeresboden sogar zeitweise trocken fiel (ZANKL 1967, S. 135).

Da die Mächtigkeit des I. Schiefers im ganzen Drauzug sehr konstant bleibt, dürften im Ablagerungsraum keine wesentlichen präkarnischen Reliefunterschiede bestanden haben. Auch in den westlichen und nördlichen Gebieten ist deshalb im oberen Ladin ein eintönig flacher Meeresraum anzunehmen, der noch stärker als die östlichen Gebiete von einer Frischwasser-Zufuhr abgeschnürt war. In schlecht durchlüftetem, stagnierendem Milieu bildeten sich hier überwiegend im Gezeitenbereich ton- und bitumenreiche

Schlickbänke, die frühdiagenetisch bis ? syngenetisch dolomitisierten. Von Zeit zu Zeit stärker auffrischende Wasserbewegungen (? Sturmfluten) mögen die verbreiteten Schollenresedimente zurückgelassen haben, die häufig von Stromatolith-Rasen überwachsen werden (Jauken-Nord). Megalodontenbänke treten nur noch vereinzelt auf (SCHLAGER 1963, S. 61).

Die Bildung dieser lagunären Sedimente wird — ähnlich wie die der nordalpinen Arlbergschichten — nicht mehr unmittelbar von einem Riffkörper beeinflusst. Wir befinden uns hier bereits in einer „Randfazies“ des ladinischen Ablagerungsraumes (HARSCH 1968, S. 103). Der Wettersteinkalk wird von der Raibler Grenzbank überlagert, die im Osten (über Pisolithen, Stromatolithen usw.) als Onkolith, im Norden und Westen (über bituminösen Dolomiten) als quarz- und pyritreiche Schiefertonschwarte ausgebildet ist (s. S. 107).

Onkoide entstehen wie die PISOIDE in warmem, bewegtem Wasser. Die fazialen Unterschiede bestehen darin, daß sich PISOIDE, vor allem aber Stromatolithen und LOFERITE, in einem extrem flachen, übersalzenen und lebensfeindlichen Milieu bilden, die ONKOIDE aber ständig von Wasser bedeckt sind und ein lebensfreundliches Milieu mit normaler Salinität anzeigen.

An der Wende Ladin/Karn haben sich also die klimatischen Verhältnisse und die regionalen Strömungsverhältnisse nicht wesentlich geändert. Es kann nur ein geringer Meeresspiegel-Anstieg vermutet werden, wobei für den damit verbundenen Faziesumschwung vor allem ein zunehmender terrigener Einfluß auf die Sedimentation verantwortlich war.

Auch das Absterben der ladinischen Riffe geht vermutlich überwiegend auf das Einsetzen klastischen Materials zurück. In Gebieten, in die der terrigene Schutt nicht gelangte (manche Bereiche im Hallstätter Raum und in den Südalpen; s. S. 97), wird die Karbonatsedimentation während des Karn ununterbrochen fortgesetzt. Mit HARSCH (1968, S. 103) müssen die Ursachen für den Fazieswechsel zwischen Ladin und Karn deshalb vorwiegend außerhalb des Ablagerungsraumes gesucht werden.

Die terrigene Schüttung des 1. Schieferhorizontes fand — wie oben erwähnt — ein sehr ausgeglichenes Relief vor. In den lagunenartigen Meeresraum wurde aus nördlichen und westlichen Gebieten (s. S. 131) klastisches Material eingeschwemmt. Die Sandlagen breiteten sich gleichmäßig über den Meeresboden aus, vermischten sich teilweise innig mit Ton und füllten flache, bereits vorhandene Wannen aus. In der Feinschichtung, der Flaserschichtung, der unregelmäßigen Kreuzschichtung und der Kleinrippelschichtung treten Sedimentgefüge auf, die rezent in stark bewegtem Flachwasser der Nordsee (bis 30 m Tiefe; REINECK 1963; BAUSCH VAN BERTSBERGH 1940, S. 331, Abb. 3) beobachtet wurden. Dabei waren jedoch die Sedimente, anders als die episodisch trockenfallenden Schlickbänke des obersten Ladin, ständig von Wasser bedeckt.

Die terrigene Schüttung des 1. Schiefers hörte ganz allmählich auf. Wie vor allem die Oolithe der hangenden Lagen zeigen, sättigte sich das wieder etwas flacher werdende warme Wasser mehr und mehr mit Hydrogenkarbonat. Die Strömungstätigkeit war relativ schwach, so daß es nur zur Bildung dünner, feinkörniger Oolithlagen kam. Überwiegend entstanden sandige Dolomite und Kalke, die auch in den Nordalpen häufig den untersten klastischen Horizont abschließen (SCHULER 1968, S. 33; HARSCH 1968, S. 106).

Die 1. Karbonatserie ist im Osten und Westen des Drauzuges unterschiedlich ausgebildet. Mit feingeschichteten Dolomiten, Stromatolithen-Dolomiten, mürben Karbonatgesteinen und Rauhacken herrschen im

Westen lagunäre Flachwasserbildungen vor. Der Zugang zum „offenen Meer“ war hier zeitweise behindert, die Rauhacken deuten sogar auf die vorübergehende Ausbildung von Eindampfungs-Lagunen hin. Die Dolomite dürften in dem äußerst flachen Meeresraum — der überwiegend im oberen Gezeitenbereich lag — frühdiagenetisch bis syndimentär gebildet worden sein.

In den Nordkarawanken setzt dagegen in gut durchlüftetem und bewegtem Wasser noch einmal eine wettersteinkalk-ähnliche Fazies ein. Sie zeigt an, daß sich die Umweltverhältnisse im Karn gegenüber dem Ladin nicht wesentlich geändert haben. Im Übergangsbereich beider Fazies (Bleiberg) wechselten sich Zeiten mit sauerstoffärmerem und sauerstoffreicherem Milieu ab, was zu einer feinschichtig gegliederten Schichtfolge von hellen tonarmen und dunklen tonig-bituminösen Karbonatgesteins-Lagen führte (s. S. 91).

Die 2. klastische Schüttungsperiode kündigt sich ebenso wie die 1. mit verbesserten Lebensbedingungen (Frischwasser, Durchlüftung) an. Dabei „paust“ sich wieder die gleiche regionalfazielle Verteilung durch, die wir bereits aus den darunterliegenden Horizonten kennen. Die unterschiedlichen Areale sind hier auch biofaziell gekennzeichnet:

Megalodonten, die frisches und bewegtes Wasser benötigen, treten im gesamten Ostteil des Drauzuges — in den Nordkarawanken sogar bankbildend — auf. Sie fehlen aber im West- und Nordteil. Der Übergangsbereich ist durch crinoidenreiche Bänke gekennzeichnet. Die Megalodontenbank entwickelt sich anschließend zu einer untiefenartigen Sedimentplatte, auf der es in flachem und turbulentem Wasser zu der Bildung von Ooiden kommt. Im Norden und Westen des Drauzuges können die Umkrustungen nicht entstehen, da hier — aus nördlichen bis westlichen Richtungen — eine Sandschüttung ziemlich unvermittelt und kräftig einsetzt.

Im oberen Teil des 2. Schiefers scheinen sich die Faziesunterschiede weitgehend ausgeglichen zu haben. Dieser Profilabschnitt zieht in fast unveränderter Ausbildung durch das gesamte Arbeitsgebiet.

Auch die darüberfolgende 2. Karbonatserie weist keine gesetzmäßigen regionalen Faziesunterschiede auf. Es herrschen Kalk- und Dolomikrite vor, die auf eine Ablagerung in flachem Stillwasser hindeuten.

Die dritte klastische Schüttung kündigt sich wieder mit aufstehenden Wasserbewegungen, reichlicher Frischwasserzufuhr und deshalb guten Lebensbedingungen an. Lamellibranchiaten, darunter Ostreen, ferner Gastropoden, Echinodermen, Bryozoen und viele andere besiedeln in großer Anzahl den Lebensraum. Der feine Schutt ihrer Schalengehäuse wird von kleinen Algen umkrustet: es entstehen die Onkolithe. Wie Abb. 7 zeigt, nimmt die Mächtigkeit der Onkolith-Bank nach Norden ab. Wieder war die in den nördlichen Gebieten stärker einsetzende klastische Schüttung dafür verantwortlich; denn vermutlich verhinderte die damit verbundene Wasserverschmutzung eine Ansiedlung inkrustierender Organismen.

Der Sandsteinhorizont des 3. Schiefers beschränkt sich auf die nördlichen Gebiete des Drauzuges, nur vereinzelt erreicht die Schüttung den Südrand. Entsprechend zeigt auch die Strömungsrippelschichtung, die in den Lienzer Dolomiten sehr deutlich ausgebildet ist und vermessen werden konnte, daß die Sandmassen von Nordwesten nach Südosten in den Ablagerungsraum des Drauzuges vordrangen.

Die oberste 3. Karbonatserie ist auf Tafel 7 nur in ihrem höheren Abschnitt dargestellt. Oberhalb des 3. Schiefers folgen mit allmählichem Übergang fast im ganzen Gebiet zunächst mergelig-plattige Kalke, die eine

Mächtigkeit von mehr als 100 m erreichen. Innerhalb dieser Mergelkalke treten mit Oolithen, Onkolithen und Fossilshuttkalken auch Kalke auf, die sonst nur innerhalb klastischer Horizonte zu erwarten sind. In den Lienzer Dolomiten ist klastisches Material noch einmal zu 2 Schieferlagen angereichert, die bis meterdick werden. Es herrschte bei ständiger Wasserbedeckung eine normale Salinität bei wechselnder Durchlüftung.

Mit dem Flacherwerden des Wassers und dem Zurücktreten des tonigmergeligen Materials bildete sich eine ähnliche Faziesverteilung wie in der 1. Karbonatserie heraus. Die Rauhacken der mittleren und westlichen Gebiete verzahnen sich mit Stromatolithen, laminierten Dolomiten und Resediment-Breccien. Sie entstanden in salinar-lagunärem Milieu, der Meeresboden war nur flach von Wasser bedeckt und fiel zeitweise trocken. Die Spatit-Breccien der Lienzer Dolomiten entsprechen ähnlichen Verhältnissen. In den östlichen Gebieten vermitteln plattige Kalke und Dolomite zum Hauptdolomit, in den sie fast unmerklich übergehen, falls die Grenze nicht von Resediment-Breccien markiert wird. Hier herrschten überwiegend normal-salinare Bedingungen.

Die Hauptdolomit-Fazies ist durch gelblich anwitternde, dezimeterbankige Dolomite gekennzeichnet, die teils strukturlos mikritisch oder rekristallisiert sind, teils Laminations-, Stromatolith- oder andere Sedimentgefüge zeigen. ZANKL (1967, S. 136) vergleicht sie mit rezenten Schlickbänken im Gezeitenbereich und schreibt ihnen eine synsedimentäre Dolomitisierung zu.

SCHLAGER (1963, S. 65) und van BEMMELN & MEULENKAMP (1965, S. 227) sehen in einigen ungebankten Hauptdolomitpartien der Lienzer Dolomiten Riffbildungen, was aber mit SCHWARZACHER (1946, S. 4) fraglich erscheint, da nur die Schichtungslosigkeit als Argument angeführt werden kann.

2. Zur Paläogeographie des Karns im Drauzug

Vom gesamten ehemaligen Ablagerungsraum des Drauzuges ist nur ein tektonisch beiderseits amputierter, äußerst schmaler, langgestreckter Ausschnitt erhalten geblieben. Die paläogeographische Rekonstruktion, die aus den Faziesverhältnissen dieses relativ kleinen Restes ein möglichst geschlossenes Bild des ursprünglichen Sedimentationsraumes entwerfen möchte, wird dadurch erschwert. Auf Grund der Fazies- und Mineral-Analysen ist sie näherungsweise möglich.

a) Die Anordnung der Lithofazies- und Mineralfazies-Zonen

Die Raibler Schichten durchziehen den Drauzug in sehr gleichförmiger Ausbildung. Die Fazieszonen sind schmal und Ost—West strukturiert, so daß für die Beobachtung der Faziesübergänge, die sich hauptsächlich in Nord-süd-Richtung vollziehen, nur wenig Raum zur Verfügung steht. Wenn man jedoch die Interntektonik des Drauzuges ausglättet, wie es auf den Kartendarstellungen dieser Arbeit geschehen ist (s. S. 125), kann man trotzdem 2 Faziesseinheiten einander gegenüberstellen, eine „Südfazies“ und eine „Nordfazies“.

Der südliche Faziesstreifen zieht vom Südrand der westlichen Gailtaler Alpen über Bleiberg bis in die äußersten Ostausläufer der Nordkarawanken. Hier war bereits im Wettersteinkalk mit einem Riffkomplex eine Schwellenzone ausgebildet, die durch flache Wasserbedeckung und gut durchlüftetes, teilweise turbulentes Wasser gekennzeichnet war.

Mit der Raibler Grenzbank, der Wettersteinkalk-Fazies „rekurrenz“ der 1. Karbonatserie in den Nordkarawanken, der Oolithbank im 2. Schiefer und dem Onkolith-Horizont des 3. Schiefers kehrten hier im Karn wiederholt Verhältnisse wieder, welche denen der Wettersteinkalk-Zeit ähnelten.

Die Nordfazies in den Lienzer Dolomiten und in den nördlichen Gailtaler Alpen zeichnet sich durch einen stärkeren Einfluß klastisch-terrigenen Materials und durch mangelnde Frischwasser-Zufuhr in den Karbonatgesteins-Bildungen aus. Die oben genannten Lagen der Südfazies keilen gegen Norden bzw. Nordwesten aus. Dabei schwanken die Grenzen zwischen den Gebieten von Lage zu Lage. Insgesamt sind die Faziesgegensätze gering, da beispielsweise umkrustete Komponenten auch hier — allerdings in anderen Lagen — auftreten. Auch die Reliefunterschiede zwischen beiden Gebieten können nicht sehr bedeutend gewesen sein, da ihre Sedimentdicke sich nicht wesentlich unterscheidet. Vermutlich standen sie unter dem Einfluß verschiedener Meeresströmungen. Im 1. Schieferhorizont sind beide Faziesgebiete — wohl aus diesem Grunde — auch in ihrer Schwermineral-Zusammensetzung geschieden.

Die schmalen, in Ost—West gestreckten Fazieszonen haben die tektonische Umgrenzung des Drauzuges paläogeographisch vorgezeichnet. Die Faziesgrenzen wirkten als Schwächezonen und wurden tektonisch überprägt, so daß sich der Drauzug als tektonisch eigenständige Strukturzone herausbilden konnte.

b) Die Mächtigkeitsverteilung der Raibler Schichten im Drauzug

Da eine exakte Hangendgrenze der Raibler Schichten fehlt, wurde für die Mächtigkeitsbetrachtungen nur der Abschnitt bis zur Obergrenze des 3. Schiefertons-Horizontes herangezogen (s. Tafel 7). Die Mächtigkeit der dadurch eindeutig parallelisierbaren Profile nimmt von 260—200 *m* im Osten bis auf weniger als 100 *m* in den Lienzer Dolomiten im Westen ab.

In dieser Mächtigkeitsverteilung „pausen“ sich offensichtlich immer noch die ladinischen Faziesverhältnisse durch. Auch die Sedimentdicke des Wettersteinkalkes ist im Osten, wo er in Riff-Fazies vorliegt, im allgemeinen größer als im Westen (s. S. 126). Bemerkenswert ist die verstärkte Abnahme der Senkungstendenz mit Annäherung an die Lienzer Dolomiten. Das könnte auf eine zunehmende Festlandsnähe dieser Gebiete hindeuten.

Geht man den Ursachen der Mächtigkeitsänderungen etwas genauer nach, so ergibt sich, daß sich die Dicke der Schiefertons-Horizonte im Drauzug kaum ändert, die Mächtigkeitsabnahme der Schichtfolge also vorwiegend auf Kosten der Karbonatsedimentation vor sich geht. Besonders auffällig läßt sich das an Hand des Verhältnisses der karbonatischen zur klastischen Sedimentation darstellen (s. Tafel 7).

Die Mächtigkeitsunterschiede wirken sich am extremsten zwischen dem untersten Schieferhorizont und der 1. Karbonatserie aus. Während der exakt korrelierbare 1. Schiefer im gesamten Drauzug etwa 20 *m* mächtig ist, nimmt die Mächtigkeit der darüberfolgenden Karbonatserie von etwa 120 *m* im Osten bis auf wenig mehr als 20 *m* im westlichsten Drauzug ab. Zumindest für den westlichsten Drauzug läßt sich deshalb auf eine erhöhte Sedimentationsrate während der klastischen Schüttungen schließen. Sie wurde — da kein präkarnisches Relief vorhanden war, das aufgefüllt werden konnte — vermutlich durch eine verstärkte Absenkung des Sedimentationsraumes ermöglicht (s. auch S. 133).

Das Verhältnis der Ton- zur Sandsedimentation auf Tafel 7 zeigt, daß die relative Karbonatabnahme nach Westen und Norden einer absoluten Zunahme an klastischen Sedimenten in dieser Richtung entspricht.

Das terrigene Material nimmt also im Drauzug generell von Norden nach Süden und von Westen nach Osten ab. Diese Verteilung unterstreicht noch einmal die Bedeutung einer radialen Nordwest—Südost-Strömung und der längsgerichteten Westost-Hauptströmung im Drauzug.

Für die Zunahme an terrigenem Material in den östlichsten Nordkarawanken könnte eine weitere radiale Einschüttung, die aber von Süden her bezogen werden müßte, verantwortlich sein.

c) Hinweise auf das Paläoklima

In der Trias herrschte im betrachteten Alpenraum ein warmes Klima. Das besagen auch die Riffbildungen im Ladin sowie die Algenmatten, die Onkolith-Oolith-Bildungen und die Eindampfungsgesteine der Raibler Schichten. Nach JERZ (1966, S. 80), SCHULER (1968, S. 51) und HARSCH (1968, S. 109) war das Klima während der Ablagerung der klastischen Horizonte etwas niederschlagsreicher als zur Zeit der Karbonatgesteins-Bildungen. Die Rauhwacken und die vereinzelt Salinarbildungen sprechen für warm-trockene Klimaverhältnisse.

Da die Karbonatsedimentation in manchen Gebieten der Südalpen (vgl. S. 99) und in der Hallstätter Zone (s. SCHULER 1968, S. 29) während des Karn ununterbrochen fortgedauert hat, dürften die Klima-Unterschiede insgesamt nur gering gewesen sein. Auch die Pflanzenreste, die in den klastischen Raibler Horizonten vorkommen, brauchen keinen Wechsel zu einem humideren Klima anzuzeigen; sie stammen von farn- und schachtelhalmartigen Gewächsen (s. JERZ 1966, S. 12), bei denen es sich nach MÄGDEFRAU (1953, S. 248) um Sumpfpflanzen handelt, die in ufernahen Niederungen (? Delta-Ebenen, s. WURSTER 1964 b, S. 235) gewachsen sein könnten. Die von SCHULER (1968, S. 51) errechnete geringe Sedimentationsrate verlangt darüber hinaus keine allzu starke Erosionstätigkeit und deshalb ebenfalls nur geringe Niederschlagsmengen. Andererseits weist das feldspatreiche, frische, terrigene Material auf Zeiten mit kurzen heftigen Regenfällen hin. Zum Teil mag es der Erosionstätigkeit des Meeres selbst entstammen. Aus dem einheitlich illitischen Tonmaterial lassen sich keine Rückschlüsse auf die Verwitterungsbedingungen der Liefergebiete ziehen.

Alle Anhaltspunkte sprechen dafür, daß im Karn des Drauzuges ein semiarides subtropisches Klima herrschte, wie es WURSTER (1964 b, S. 237) auch dem germanischen Faziesbereich dieser Zeit zuschreibt.

d) Abtragungsgebiete und Sedimenttransport

Gesicherte Rückschlüsse auf die petrographische Zusammensetzung der Abtragungsgebiete sind an Hand der schwermineralarmen „Restsande“ nicht möglich. Insgesamt sind sowohl im Norden als auch im Westen des Drauzuges meso- bis katazonale Metamorphite zu vermuten, wobei der Apatitgehalt auch auf eine Beteiligung von Magmatiten hinweist. Für die Sandsteine des 3. Schiefers muß man, wie SCHERIAU-NIEDERMAYR (1967, S. 59) gezeigt hat, außerdem mit umgelagertem Tuffmaterial rechnen.

Das klastisch-terrigen Material drang — wie vor allem die Anordnung der Schwermineral-Provinzen auf Abb. 17 deutlich macht — zunächst von Westen und Norden her in den Ablagerungsraum des Drauzuges vor. Es wurde anschließend von der West—Ost-Hauptströmung erfaßt, überwiegend schwebend (Korngrößen kleiner als 200μ s. WIESENDER 1953, S. 370) in dem flachen Schelfmeer nach Osten verfrachtet und gleichmäßig im Sedimentationsbecken verteilt, wodurch in mittleren Gebieten des Drauzuges Schwermineral-Mischspektren gebildet wurden. Nur geringe Mengen des

gröberklastischen Materials kamen bis in den Bereich der Krappfeld-Trias, deren „Aflenzer“ Fazies als küstenfern aufgefaßt werden kann. Der Festlandseinfluß der Profile nimmt im Drauzug kontinuierlich von Westen nach Osten ab. Da in den südlichsten Profilen der Gailtaler Alpen und der Nordkarawanken die Korngrößen und der Granatgehalt der Sandsteine wieder ansteigen, mag hier eine weitere radiale Einschüttung aus südlichen Richtungen in das Becken erfolgt sein.

In Anlehnung an ein von HARSCH und SCHULER (HARSCH 1968, Tafel 23) ausgearbeitetes Modell der Strömungsverhältnisse im nordalpinen Ablagerungsraum wurde eine ähnliche Skizze für den Drauzug entworfen (s. Abb. 17); es wurden die gleichen Quotienten der stabilen Schwerminerale (Zirkon, Turmalin, Rutil) zu Granat (Stab/Gr) gebildet wie bei HARSCH (1968, S. 97). Die Abbildung stellt ein Modell des Schwermineral-Transportes zur Zeit der 1. klastischen Schüttung dar. Die aus den Mineral-Paragenesen ermittelten Strömungsverhältnisse werden durch die verschiedenen Faziesuntersuchungen unterstützt, die zum Großteil auf Tafel 7 dargestellt sind.

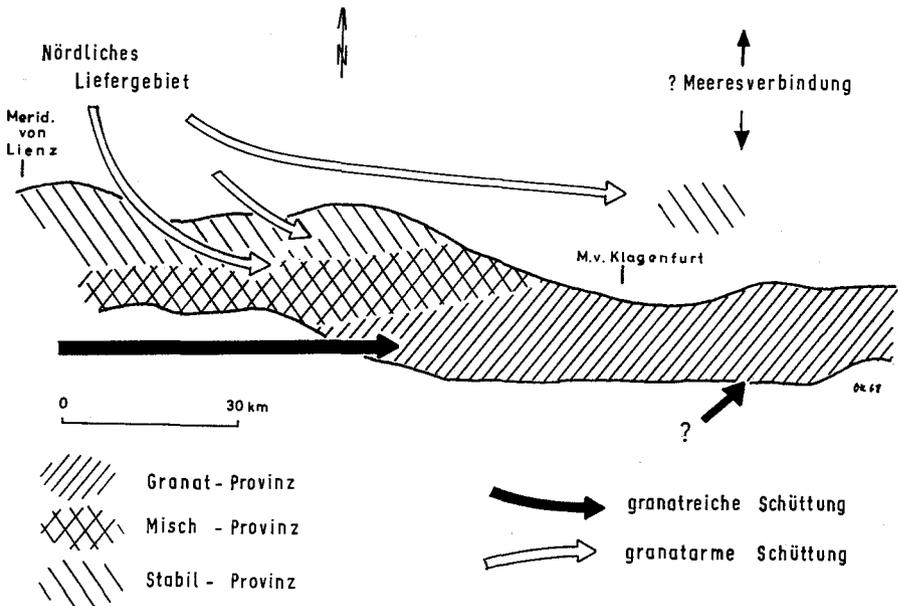


Abb. 17: Schwermineral-Provinzen und Modell des Schwermineral-Transportes von Raibler Sandsteinen des liegenden klastischen Horizontes im Drauzug. Die Intern-Tektonik des Drauzuges wurde entzerrt.

Abgrenzung der Provinzen:

Stab/Gr < 0.90	= Granatprovinz
Stab/Gr 0.91—1.70	= Mischprovinz
Stab/Gr > 1.71	= Stabilprovinz
Stabile Schwerminerale (Stab)	= Zirkon, Turmalin, Rutil

Die paläogeographische Lage der Abtragungsgebiete kann nur unter Berücksichtigung der Untersuchungsergebnisse der Raibler Schichten in den Nordalpen rekonstruiert werden. Sie wird daher erst im nächsten Abschnitt (S. 134 f.) behandelt.

Wenn man abschließend die wesentlichsten Ablagerungsbedingungen zusammenfaßt, die in dem flachen, warmen Schelfmeer des Drauzuges zur Zeit des Karn herrschten, so ergeben sich auffällige Unterschiede für die Sedimente der klastischen und der karbonatischen Horizonte:

Zur Zeit der klastischen Schüttungen war der Ablagerungsraum ständig ausreichend von Wasser bedeckt, die verstärkten Strömungen lieferten sauerstoffreiches Frischwasser und garantierten so gute Lebensbedingungen. Dagegen versiegte die ständige Versorgung mit marinem Frischwasser zur Zeit der Karbonatgesteins-Serien, da der Zugang zum offenen Meer zeitweise unterbrochen war. Es breiteten sich Schlickbänke aus, die von Algenmatten besiedelt wurden, sobald sie in den oberen Gezeitenbereich gelangten und periodisch trockenfielen. In abgeschnürten, wannenartigen Gebieten haben sich vermutlich sogar saline Eindampfungs-Lagunen gebildet, die aber stets wieder von gelegentlichen frischen Meerwasser-Einbrüchen heimgesucht wurden.

Das Wasser war also zur Zeit der Schieferhorizonte etwas tiefer als während der Bildung der Karbonatgesteins-Serien (s. Abb. 18). Die umkrusteten Komponenten, die im Hangenden und Liegenden der Schieferhorizonte angereichert sind, haben offenbar sowohl beim Beginn als auch beim Abflauen der klastischen Schüttungen als „Bathymeter“ den Übergang vom extremen Flachwasser zum Niedrigwasser mit ständiger Bedeckung markiert. Reifezustand und Größe der Bildungen weisen zu Beginn dieser Horizonte auf eine stärkere Strömungstätigkeit hin; die klastischen Schüttungen mögen sich wie die „Überflutung“ eines stagnierenden, abgeschnürten Lagunenbereiches ausgewirkt haben.

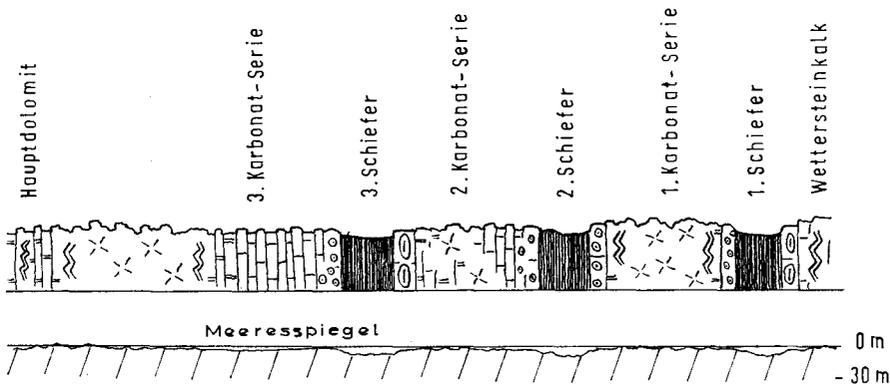


Abb. 18: Meeresspiegelschwankungen im Karn des Drauzuges. Schematische Skizze Signaturen des Normalprofils wie auf den Profiltafeln (Tafel 1—5).

Diese periodisch wechselnden Wassertiefen deuten ebenso wie die schon weiter oben (S. 130) angenommene höhere Sedimentationsrate der klastischen Horizonte auf eine etwas erhöhte geosynklinale Absenkungsgeschwindigkeit hin, während das plötzliche Auftreten terrigenen Schuttes gleichzeitig eine epirogenetische Hebung der umliegenden Festlands- und Schwellenzonen vermuten läßt. Während des Karns darf man also mit etwas verstärkten Krustenverstellungen rechnen.

So zeigt auch der mit Inseln durchsetzte, viel buntere Faziesraum der Südalpen, daß bisher unter dem Meeresspiegel gelegene Gebiete im Karn in den Abtragungsraum gerieten. In den Westkarpaten wird die karbonatische Flachwasser-Sedimentation der Trias sogar von einer „fyschähnlichen“ karnischen Fazies (Turbidite usw.) unterbrochen, die MARSCHALKO & PULEC (1968, S. 333, 342) ebenfalls mit einer verstärkten Absenkung des Sedimentationsgebietes, bei gleichzeitiger Hebung der umliegenden Liefergebiete, erklären.

3. Zur tektonischen Eingliederung des Drauzuges in den ostalpinen Geosynklinalraum

a) Beziehungen zum Sedimentationsraum der Südalpen

Bereits im Paläozoikum bildeten sich nach KÄHLER (1953, S. 70) beiderseits der alpin-dinarischen Linie unterschiedliche Sedimente heraus. Die Faziesgegensätze zwischen dem Drauzug und den Südalpen machen sich außerdem im Permoskyth, Anis und Karn (s. Tafel 6) besonders stark bemerkbar.

V. MOJSISOVICS (1874, S. 86), TELLER (1887, S. 268), FRECH (1905, S. 393) und E. C. KRAUS (1951, S. 180 und Abb. 34) nehmen während des Karn einen trennenden Urgebirgsrücken an, der südlich des Drauzuges von Sillian bis in die Untersteiermark zog. Gegen diese Ansicht sprach sich bereits v. WÖHRMANN (1893, S. 221, 761) aus, der wegen der engen faunistischen Beziehungen einen normalen Faziesübergang zwischen Drauzug und Südalpen forderte. In neuerer Zeit rechnen vor allem CORNELIUS (1949, S. 241) und KÄHLER (1953, S. 70) mit einem tektonisch relativ gering überprägten Fazieswechsel. Auch ANDERLE (1951, S. 233) hält die Faziesbeziehungen von Drauzug und Südalpen für verwandt, glaubt aber, daß die Gegensätze von tektonischen „Verschluckungen“ verstärkt worden seien. So waren die Faziesdifferenzen beiderseits der alpin-dinarischen Linie ein Hauptargument für die Annahme einer großen südalpinen „Narbenzone“ (KÖBER; E. C. KRAUS) oder für die Wurzelzone einer weit gegen Norden reichenden Überschiebungsbahn tektonischer Decken (STAUB; HERTSCH).

In den Raibler Schichten wird der Faziesgegensatz zwischen Drauzug und Dinariden ganz besonders deutlich, vor allem, da die südalpinen karnischen Bildungen bereits unmittelbar südlich der alpin-dinarischen Linie frei von terrigenen Sedimenten sind (s. Tafel 6). Es folgen hier zunächst entweder Karbonatgesteine (Steiner Alpen, Sextener Dolomiten), Mergelkalke mit Hornsteinführung und tonigen Zwischenlagen (Südkarawanken) oder mächtige Mergelbildungen, wie in Raibl und Dogna. Terrigene Sedimente treten erst wieder weit im Süden (Ulrichsberg, Hochkarst) bzw. im Südwesten (Südtiroler Dolomiten) auf und haben gegenüber dem Drauzug eigene, vom Norden unabhängige Herkunftsgebiete. Gegen einen normalen Faziesübergang sprechen auch die Schwermineral-Analysen: Der Gehalt an relativ instabilen, wenig korrodierten Granaten nimmt im Südosten des Drauzuges auffällig zu. Die Annahme einer terrigenen Schüttung aus südlichen Richtungen wäre deshalb hier nicht abwegig. Bei dieser Annahme müssen heute aber große Gebiete zwischen Nord- und Südalpen tektonisch verschwunden sein.

Wie H. P. CORNELIUS (1949) zeigte, stehen der Möglichkeit, diese Faziesgegensätze mit Hilfe der Verschluckungstheorie AMPFERERS zu erklären, beträchtliche tektonische Schwierigkeiten entgegen (s. auch van BEMMELEN & MEULENKAMP 1965, S. 254 f.; de JONG 1967, S. 105 f.). Vielleicht ließe sich diese Faziesverteilung daher mit der, allerdings noch hypothetischen, Vorstellung einer Reihe von niederländischen Autoren in Einklang bringen, welche die alpin-dinarische Linie für die Bewegungsbahn einer Lateralverschiebung größten Ausmaßes halten.

DIETZEL (1960), van HILTEN (1960), de BOER (1963) und GUICHERIT (1964) kommen auf Grund von tektonischen Untersuchungen und paläomagnetischen Messungen zu dem Schluß, daß der heutige südalpiner Raum während des Karns und der Trias gegenüber Europa um etwa 4000 km relativ nach Westen verfrachtet worden sei („Tethys-Torsion“).

Van BEMMELEN & MEULENKAMP (1965, S. 250) haben diese riesige Blattverschiebung ebenfalls für die faziellen Gegensätze von Nord- und Südalpen verantwortlich gemacht. Einige paläogeographische Argumente für diese Theorie lieferte de JONG (1967, S. 103 f.) an Hand einer Untersuchung des oberen Perm im alpin-dinarischen Grenzgebiet. Er nimmt allerdings nur Verschiebungsweiten von 100–200 km an, da er glaubt, der Betrag von 4000 km sei das Gesamtergebnis einer großen Anzahl kleinerer Parallelstörungen.

Für das Karn ergäbe sich eine weitere Möglichkeit, den südlichen Anschluß an die Drauzug-Fazies mit Hilfe von paläogeographischen und von sedimentpetrographischen Analysen zu suchen. Macht man die Seitenverschiebung gedanklich rückgängig, so würden die heute westlich gelegenen Gebiete (?Fortsetzung der Südtiroler Dolomiten) in der Höhe des Drauzuges liegen. Eine Stellungnahme zu dieser Frage ist auf Grund der in Tafel 6 dargestellten Faziesverhältnisse des südalpiner Sedimentationsraumes jedoch nicht möglich.

b) Beziehungen zu den Sedimentationsräumen der Nord- und Zentralalpen

Bei einem Vergleich der Raibler Schichten im Drauzug und in den Nordalpen bestätigt sich die Faziesverwandtschaft beider Gebiete. Verblüffend enge Beziehungen sind dabei zwischen den Lienzer Dolomiten und dem meridional westlich davon gelegenen Südrand der Kloistertaler Alpen (westliche Lechtaler Alpen) erkennbar, wie aus einem Vergleich von Tafel 5 dieser Arbeit mit Tafel 6 (Profile 21, 60, 47/48) von HARSCH (1968) hervorgeht.

In beiden Gebieten sind drei klastische Horizonte ausgebildet. Die Mächtigkeit der Schieferzonen entspricht sich ebenso wie die Mächtigkeit bis zum Hangenden des 3. Schiefers (zwischen 90 und 120 m). Der 2. Schiefer führt glaukonitreiche Sandsteine. Im Hangenden des 3. Schiefers treten umkrustete Komponenten auf usw. Auch die Schwermineralführung mit geringen Granatwerten und hohem Turmalingehalt stimmt weitgehend überein (s. HARSCH 1968, Tafel 21).

Trotzdem spricht der Vergleich meiner Untersuchungsergebnisse mit der paläogeographischen Rekonstruktion des nordalpiner Ablagerungsraumes, die JERZ (1966), SCHULER (1968), HARSCH (1968) durchgeführt haben (s. HARSCH 1968, Tafel 23) gegen einen unmittelbaren ehemaligen Zusammenhang der Nordalpen mit dem Drauzug. Die terrigenen Komponenten in den Raibler Schichten des Südrandes der Nordalpen müssen nämlich, außer aus dem Westen, aus südlicher Richtung bezogen werden. Meine Untersuchungen haben dagegen für den westlichen Drauzug eine Einschüttung aus nördlichen Richtungen nachgewiesen (s. Abb. 17).

Im einzelnen läßt sich anführen:

1. Der Festlandseinfluß nimmt in den südlichen Nordalpen nach Süden bzw. Südwesten (JERZ 1966, S. 84 f.; SCHULER 1968, S. 50; HARSCH 1968, S. 116) zu, im Drauzug dagegen nach Nordwesten (s. S. 131).

2. Im Drauzug wird die aus Norden kommende Schüttung durch Schrägschichtungsmessungen bestätigt. Sie geht außerdem aus allen faziellen und sedimentpetrographischen Untersuchungen hervor (s. Tafel 7).

3. Auf die von Süden kommende Schüttung im Südteil der Nordalpen weist auch die differenzierte Mineralzusammensetzung der Raibler Sandsteine hin (vgl. HARSCH 1968, Tafel 23). Im Süden der Nordalpen muß ein petrographisch recht lebhaft gegliedertes Liefergebiet angenommen werden.

4. Östlich der Klostertaler Alpen ist eine direkte Korrelation mit den Raibler Profilen des Drauzuges nicht mehr möglich. Gegen einen unmittelbaren Zusammenhang spricht schon die Fazieskonstanz der Raibler Schichten des Drauzuges in Ostwest-Richtung, die in den Nordalpen keine Parallele hat. In den Nordalpen wechseln außerdem die Mineralzonen rasch; sie lassen sich weiter im Osten nicht mehr mit den Schwermineralprovinzen des Drauzuges verknüpfen.

5. Die Raibler Schichten des Kalkalpen-Südrandes lassen sich nach JERZ (1966, S. 31 f.) mit den äußerst geringmächtigen Vorkommen südlich des Inn und der Kalkkögel verbinden, die keinerlei Beziehungen zur Drauzug-Fazies erkennen lassen. SCHUTER (1968, S. 25) stellt Gemeinsamkeiten mit dem Karn der Radstädter Tauern fest, und HARSCH (1968, S. 122) findet Analogien zwischen dem westlichen Kalkalpen-Südrand und dem „Mittelostalpin“ Graubündens.

6. Auf Grund der entgegengesetzten Fazies-, Gradienten“ kann der Drauzug auch nicht an einer anderen Stelle innerhalb des nordalpinen Sedimentationsraumes, so etwa zwischen dem südlichen Ausstrich der Inntal-Einheit und der Trias südlich des Inns, beheimatet werden.

7. Auch die Argumente TOLLMANN'S (1963, 1965), der für die Nordalpen und den Drauzug einen gemeinsamen Ablagerungsraum annimmt und dies unter anderem damit zu begründen versuchte, daß in beiden heute getrennten Gebieten der gleiche Faziesübergang von einem westlichen Hauptdolomit-Bereich in einen östlichen Dachsteinkalk-Bereich vor sich geht, sind m. E. nicht zwingend; denn die fraglichen Vorkommen von Dachsteinkalk in den Nordkarawanken und im Dobratsch-Gebiet sind in das Ladin einzustufen (s. S. 90), entsprechen also nicht dem Dachsteinkalk, sondern dem Wettersteinkalk.

Ein ursprünglicher direkter Zusammenhang der triadischen Bildungsräume von Nordalpen und Drauzug, der sich seit TERMIER (1903) aus den Vorstellungen über den alpinen Überschiebungsbau ergibt, erscheint deshalb unwahrscheinlich. Vielmehr sind die Gesteine des Drauzuges als Bildungen eines eigenständigen Teiltröges der ostalpinen Geosynklinale zu betrachten. Eine Schwellenzone, die man sich als girlandenförmige Inselkette vorstellen kann, trennte ihn von dem nordalpinen Sedimentationsraum. Sie verschwindet offenbar nach Osten, wo eine breite Meeresverbindung zwischen beiden Gebieten über die Krappfeld-Trias, das Stangalm-Mesozoikum, die Radstädter Tauern und den Aflenzer Bereich denkbar ist (s. S. 97 und Abb. 17). Im Westen vereinigt sich die Schwellenzone vermutlich mit einem größeren Festlandsgebiet, welches die gemeinsame westliche Begrenzung der Sedimentbecken der Nördlichen Kalkalpen und des Drauzuges darstellt. Beide Teiltröge scheinen bei zunehmender Annäherung an dieses Gebiet ihren Geosynklinal-Charakter immer mehr zu verlieren. Diese Erscheinung tritt aber nicht auf der gleichen meridionalen Länge auf, sondern in den Nordalpen erst weiter im Westen als im Drauzug. Das Sedimentbecken des Drauzuges reichte deshalb vermutlich nicht so weit nach Westen wie dasjenige der Nordalpen.

Die eingangs gestellte Frage nach den Ursachen der Faziesverwandtschaft von Drauzug und Nordalpen muß also nicht mit einem ursprünglichen direkten Zusammenhang beider Gebiete beantwortet werden. Auch in eigenständigen Teiltrögen können sehr ähnliche Bildungsbedingungen herrschen, die zur gleichen fazialen Ausbildung der Profile führen. Dies war zur Zeit des Karns in der Ostalpen-Geosynklinale nach meinen Arbeitsergebnissen der Fall.

Auf eine ähnliche Parallelentwicklung des Karns der Südtiroler Dolomiten und des germanischen Keupers wurde bereits auf S. 99 hingewiesen. Auch einige Vorkommen der nordalpinen Raibler Schichten zeigen, daß eine gleichartige Profilentwicklung von gleichen Bildungsbedingungen abhängt, die aber nicht an den gleichen Bildungsraum gebunden sein muß. Die Profile der Vilsener Alpen lassen beispielsweise nach JERZ (1966, S. 22) eine Reihe von auffälligen Gemeinsamkeiten mit der Fazies der Heiterwand und des Wettersteingebirges erkennen, ohne daß die beiden Gebiete in ursprünglichem Zusammenhang waren. Sie waren im Ladin durch eine — zwischen dem Heiterwand-Wettersteingebirge und den Vilsener Alpen durchziehende — Beckenfazies getrennt, die eine eigenständige Raibler Entwicklung trägt (vgl. JERZ 1966, Abb. 30; O. KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ 1967, Abb. 3).

Die paläogeographische Lage des Abtragungsgebietes zwischen den Nordalpen und dem Drauzug ist schwierig erfaßbar. HARSCH (1968, S. 126) stellt inselförmige Liefergebiete im Sedimentationsraum des zentralalpinen Mesozoikums zur Diskussion. Bei dieser Annahme wären die Ablagerungsräume der Drauzug-Gesteine und der Nordalpen nicht allzuweit voneinander getrennt. Auch die über den Aflenzler Bereich zum östlichen Drauzug reichende Faziesverbindung wäre damit in Einklang zu bringen. Diese Deutung scheint mir daher für die Paläogeographie des ostalpinen Karns nach den bisherigen Kenntnissen am plausibelsten zu sein. Eine Untersuchung der zentralalpinen Triasablagerungen könnte hierzu weitere Hinweise liefern.

Es sei darauf hingewiesen, daß diese Vorstellung, der bisher nur der Rang einer Arbeitshypothese zukommt, im Widerspruch zu dem Konzept des großtektonischen Aufbaues der Ostalpen von TOLLMANN 1963 steht. Nach ihm setzte sich der Tethysraum der Ostalpen aus 3 Einzelbecken zusammen, die von Norden nach Süden die Gesteine des Unter-, Mittel- und Oberostalpins aufnahmen. Bei der alpinen Gebirgsbildung hat sich diese Reihenfolge umgekehrt: die oberostalpinen Decken der Nördlichen Kalkalpen liegen heute am weitesten im Norden, gefolgt vom Mittel- und Unterostalpin und nur der Drauzug hat nach dieser Vorstellung seine Lage an der Grenze vom südalpinen zum nordalpinen Faziesbereich beibehalten. Unsere Untersuchungsergebnisse sprechen jedoch dafür, daß die heute zu beobachtende Abfolge der tektonischen Einheiten in etwa der ursprünglichen Anordnung im Sedimentationsraum entspricht, an der sich während der Gebirgsbildung nichts Wesentliches geändert hat. Unberührt davon bleibt die Frage, ob sich die Ostalpen als Ganzes deckenförmig über die penninischen Gesteine der Hohen Tauern geschoben haben.

Falls man jedoch wie E. C. KRAUS 1951 und WUNDERLICH 1966 annimmt, daß der Ablagerungsraum der nördlichen Kalkalpen dem Tauerntrog bereits ursprünglich im Norden vorgelagert war, kämen auch Abtragungsgebiete im Bereich der heutigen Hohen Tauern als Schuttlieferanten für die Raibler Sandsteine in Betracht. Diese Annahme ist allerdings umstritten und mit der heute von den meisten Bearbeitern akzeptierten Vorstellung eines Penninikum-Fensters nicht vereinbar (vgl. SCHMIDT-THOMÉ 1964, S. 293). Eine Stellungnahme dazu ist ohne eine sedimentologische Untersuchung des zentralalpinen Karns nicht möglich.

G. Literaturverzeichnis

I. Regionale Literatur

- ANDERLE, N.: Zur Schichtfolge und Tektonik des Dobratsch und seine Beziehung zur alpin-dinarischen Grenze. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 94/1, S. 195—236, Wien 1951.
- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. & E. ZIRKL: Muran—Gurktal—Villach (Altkristallin, Paläozoikum, Mesozoikum); Exkursion III/5 des geologischen Führers zu Exkursionen durch die Ostalpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57/1, S. 291—330, Wien 1964.
- ANGER, H.: Zur Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Gailbergsattel und Jauken (Kärnten; mit einem Beitrag von W. KLAUS, Wien. — *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., meth.-naturw. Kl. I*, 174. Bd., 3. und 4. H., S. 79—84, Wien 1965.
- ANGERMEIER, H. O., PÖSCHL, A. & H. J. SCHNEIDER: Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.*, 3, S. 83—105, München 1963.
- v. ARTHABER, G.: Die alpine Trias des Mediterran-Gebietes. — In: *Lethea geognostica*. II/3, S. 223—391, Stuttgart 1906.
- BARNABA, P. F.: Interpretazione della serie sedimentaria (Trias medio superiore) del Vinadia in Carnia. — *Boll. Soc. Geol. It.*, 74, S. 158—182, Rom 1955.
- BAUER, F.: Bericht 1965 über die Aufnahmen in der Hohen Petzen, Blatt Völkermarkt. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1965, H. 3, S. A 14—16, Wien 1965.
- BECK, H.: Aufnahmsbericht über Blatt Hüttenberg-Eberstein. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1927, S. 31—36; 1929, S. 30—33, Wien.
- : Aufnahmsbericht über Blatt Mölltal. — *Verh. Geol. B. A. Wien* 1938, S. 39—42, Wien 1938.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Zur Kenntnis der Trias der Griffener Berge. — In: KÜPPER, H., EXNER, Ch. & H. GRUBINGER: *Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober-Festschrift)*, S. 131—147, Wien 1953.
- : Der Bau der östlichen St. Pauler Berge. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 98, S. 67—92, Wien 1955.
- van BEMMELLEN, R. W.: Beitrag zur Geologie der westlichen Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich). — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 100, S. 179—212, Wien 1957.
- : Beitrag zur Geologie der Gailtaler Alpen (Kärnten, Österreich) (Zweiter Teil). Die zentralen Gailtaler Alpen. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 104, S. 213—237, Wien 1961.
- : The structural evolution of the Southern Alps. — *Geologie en Mijnbouw*, 45, Nr. 12, 1966, S. 405—444, 1966.
- van BEMMELLEN, R. W. & J. E. MEULENKAMP: Beiträge zur Geologie des Drauzuges (Kärnten, Österreich). (Dritter Teil). Die Lienzer Dolomiten und ihre geodynamische Bedeutung für die Ostalpen. — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 108, S. 213—268, Wien 1965.
- v. BENESCH, F.: Die mesozoischen Inseln am Poßruck (Mittelsteiermark). — *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 7, S. 173—194, Wien 1914.
- BERCE, B.: Die Trias-Entwicklung im westlichen Slowenien (Slowenisch). — Reprinted from Report of the Fifth Meeting of the Geologists of F. P. R. of Jugoslavia. 1962.
- BITTNER, A.: Zur Stellung der Raibler Schichten. — *Verh. Geol. R. A. Wien* 1885, S. 59—70, Wien 1885.
- : Die Trias von Eberstein und Pölling in Kärnten. — *Jb. Geol. R. A. Wien*, 39, S. 483—488, Wien 1889.
- de BOER, J.: The geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy), with special reference to their paleomagnetic history. — *Geol. Ultraiectina*, 11, 178 S., Utrecht 1963.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, Sh. G, S. 11—35, Wien 1965. — *Ztschr. deutsch. geol. Ges.* 1964, 116, 2. T., S. 267—291, Hannover 1965.
- di COLBERTALDO, D.: Il Giacimento Piombo Zincifero di Raibl in Friuli (Italia). — *Rep. of the Internat. Geol. Congr. London*, XVIII. Sess., 149 S., London 1948.

- di COLBERTALDO, D. & H. SCHNEIDERHÖHN: Die Blei-Zinkerzlagerstätte von Raibl. — N. Jb. Min., Mh., 1958, S. 217—224, Stuttgart 1958.
- CORNELIUS, H. P.: Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? — Mitt. Geol. Ges. Wien, Bd. 36—38, S. 231—244, Wien 1949.
- CORNELIUS, H. P. & M. FURLANI-CORNELIUS: Zur Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten. — Ber. Reichsamt Bodenf. 1943, S. 1—6, Wien 1943.
- CORNELIUS-FURLANI, M.: Zur Kenntnis der Lienzer Dolomiten und deren Stellung in der ostalpinen Wurzelzone. — Verh. Schweiz. Naturf. Ges. Bern, S. 138—140, Bern 1952.
- : Beiträge zur Kenntnis der Schichtfolge und Tektonik der Lienzer Dolomiten (I und II). — Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, 162. Bd., 4. H., S. 279—294, und 164. Bd., 3. H., S. 131—144, Wien 1953 und 1955.
- : Gedanken zur tektonischen Stellung der Lienzer Dolomiten in Osttirol (Österreich). — Abh. deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau usw., 1960 (E. KRAUS-Festschrift), S. 36—39, Berlin 1960.
- DAL PIAZ, G.: Carta Geologica delle Tre Venezie. Blatt: Piave di Cadore 1 : 100.000. — Firenze 1940.
- DEECKE, W.: Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten in den Lombardischen Alpen. — N. Jb. Min. usw., III. Beil.-Bd., S. 429—521, Stuttgart 1885.
- DIENER, C.: Ein Beitrag zur Geologie des Centralstockes der julischen Alpen. — Jb. Geol. R. A. Wien, 34, S. 659—705, Wien 1884.
- DIETZEL, G. F. L.: Geology and permian paleomagnetism of the Merano Region (Province of Bolzano, N. Italy). — Geol. Ultraiectina, 4, 58 S., Utrecht 1960.
- DREGER, J.: Geologischer Bau der Umgebung von Griffen und St. Paul in Kärnten (Spuren der permischen Eiszeit). — Verh. Geol. R. A. Wien, 1907, S. 87—98, Wien 1907.
- EMMRICH: Notiz über den Alpenkalk der Lienzer Gegend. — Jb. Geol. R. A. Wien, 6, S. 444—450, Wien 1856.
- FOETTERLE, F.: Mitteilung über die Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen- und der Triasgebilde im südwestlichen Teile von Kärnten. Sitzber. vom 15. April 1856. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 7, S. 372—373, Wien 1856.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A. Wien, 101, S. 323—472, Wien 1958.
- FRASL, G. & W. FRANK: Exkursionen I/2 Mittlere Hohe Tauern (Epi- bis mesozonales Kristallin aus Altkristallin bis Mesozoikum. Petrogenese, Seriengliederung und Tektonik). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964, H. 1 S. 17—31, Wien 1964.
- : Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg. — Der Aufschluß, S. H. 15 „Zur Mineralogie und Geologie des Landes Salzburg und der Tauern“, S. 30—58, Heidelberg 1966.
- FRECH, F.: Über Bau und Entstehung der karnischen Alpen. — Z. deutsch. geol. Ges., Jg. 1887, S. 739 f., Berlin 1888.
- : Die Trias der Zentralalpen und der Lombardei. — Aus *Lethea geognostica* II/Bd. 1, Kap. V, S. 391—415, Stuttgart 1905.
- FRIEDRICH, O. M.: Radnig, eine sedimentäre Blei-Zinklagerstätte in den südlichen Kalkalpen. — Archiv f. Lagerstättenforschung in den Ostalpen, herausgegeben von O. M. FRIEDRICH, 2. Bd. 1964, S. 121—164, Leoben 1964.
- FRI TSCH, W.: Ein Porphyrituff aus der Trias des Krappfeldes. — *Carinthia* II, 1963, S. 69—72, Klagenfurt 1963.
- FURLANI, M.: Der Drauzug im Hochpustertal. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 5, S. 252—271, Wien 1912.
- : Studien über die Triaszonen im Hochpustertal, Eisack- und Pensertal in Tirol. — Denkschr. Akad. Wiss., Wien, math.-naturw. Kl., 97, S. 33—54, Wien 1921.

- GAAL, G.: Geologie des Roßkogelgebietes WMürzzuschlag.—Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 16, 1965, S. 105—148, Wien 1966.
- GALLENSTEIN, H.: Eine interessante Brachiopodengesellschaft in den Raibler Schichten Mittelkärntens. — *Carinthia* II, 1912, S. 176—181, Klagenfurt 1912.
- : Ein örtliches Vorkommen von Foraminiferen in den Carditaschichten Mittelkärntens. — *Carinthia* II, 1915, S. 25—27, Klagenfurt 1912.
- : Neue Fossilfunde aus den Carditaschichten nordöstlich von Launsdorf. — *Carinthia* II, 1917, S. 7—11, Klagenfurt 1917.
- : Ein neuer Fund von Foraminiferen und die Brachiopoden *Thecospirella* Loczy BITTN. und *Thecocyrthella ampezoana* BITTN. in den Carditaschichten Mittelkärntens. — *Carinthia* II, 1918, S. 50—53, Klagenfurt 1918.
- : Aus Kärntens Carditaschichten. — *Carinthia* II, 1921, S. 1—8, Klagenfurt 1921.
- GERMOVSEK, Cr.: Razvoj Mezozoika v. Sloveniji (Die Entwicklung des Mesozoikums in Slovenien). — In slovenischer Sprache. — 1st Geological Congress of FNR Jugoslavia, Ljubljana 1956.
- GEYER, G.: Aus der Gegend von Pontafel. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1896, S. 313—317, Wien 1896.
- : Zur Stratigraphie der Gailtaler Alpen in Kärnten. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1897, S. 114—127, Wien 1897 a.
- : Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der karnischen Alpen. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 46, S. 127—233, Wien 1897 b.
- : Ein Beitrag zur Stratigraphie und Tektonik der Gailtaler Alpen. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 47, S. 295—364, Wien 1898.
- : Über die geologischen Aufnahmen im Westabschnitt der karnischen Alpen. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1899, S. 89—117, Wien 1899.
- : Zur Kenntnis der Triasbildungen von Sappada, San Stefano und Auronzo in Cadore. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1900, S. 119—141, Wien 1900.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000, SW-Gruppe Nr. 71, Oberdrauburg — Mauthen. — Wien 1901 a.
- : Geologische Aufnahmen im Weißenbachtale, Kreuzengraben und in der Spitzegelkette (Oberkärnten). — Verh. Geol. R. A. Wien, 1901, S. 113—139, Wien 1901 b.
- : Zur Tektonik des Bleiberger Thales in Kärnten. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1901, S. 338—359, Wien 1901 c.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich SW-Gruppe Nr. 70, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico. — 50 S., Wien 1902.
- : Zur Geologie der Lienzer Dolomiten. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1903, S. 165—196, Wien 1903.
- GORTANI, M. & A. DESIO: Note Illustrativa della Carta geologica delle Tre Venezie. — Foglio Pontebba. 86 S., Padua 1927.
- GRANIGG, B. & J. H. KORITSCHNER: Die geologischen Verhältnisse des Bergbauggebietes von Miß in Kärnten. — Ztschr. prakt. Geol., 22. Jg., 1914, H. 4/5, S. 171—193, Berlin 1914.
- GÜMBEL, C. W.: Foraminiferen in den Cassianer und Raibler Schichten. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1868, S. 275—276, Wien 1868.
- GUICHERIT, R.: Gravity tectonics, gravity field, and paleomagnetism in NE-Italy (With special reference to the Carnian Alps, north of the Val Fella—Val Canale area between Paularo and Tarvisio—Province of Udine). — *Geologica Ultraiectina*, Nr. 14, 125 S., Utrecht 1964.
- HARSCH, W.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der nördlichen Kalkalpen zwischen Fernpaß und Rhein sowie verschiedener Vorkommen in Graubünden. — Diss. Techn. Hochschule München 1968.

- v. HAUER, F.: Canavals Mitteilung über den bleierzführenden Kalkstein und Muschel-
marmor in Kärnten. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1854, S. 212, Wien 1854.
- : Allgemeiner Bericht über die geologischen Arbeiten der Sektion IV der K. K. Geolo-
gischen Reichsanstalt im Sommer 1855. — Jb. Geol. R. A. Wien, 6, S. 741—749,
Wien 1855.
- : Geologische Übersichtskarte der österreichischen Monarchie. — Jb. k. k. Geol. R. A.
Wien, 22, S. 149—228, Wien 1872.
- HAHN, L.: Zur Stratigraphie, Struktur und Stellung des Drauzuges (Lienzer Dolomiten.
westliche und zentrale Gailtaler Alpen). — Diss. Univ. Erlangen 1966.
- HARADA, T.: Ein Beitrag zur Geologie des Comelico und der westlichen Carnia. — Jb
K. K. Geol. R. A. Wien, 73, S. 151—189, Wien 1883.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. — Herausgegeben vom Geol. Inst. der Univ. Graz
1936.
- HERITSCH, F. & O. KÜHN: Die Südalpen. — In F. X. SCHAFER: Geologie von Österreich
S. 233—301, Wien 1951.
- HERITSCH, F. & F. SEIDL: Das Erdbeben von Rann a. d. Save vom 29. 1. 1917. — Mitt. d.
Erdbebenkomm. d. Akad. Wiss. Wien, 1919, math.-naturw. Kl., S. 1—156, Wien 1919,
- van HILTEN, D.: Geology and permian paleomagnetism of the Valdi-Non area (W. Dolo-
mites, N-Italy). — Geol. Ultraiectina, 5, 95 S., Utrecht 1960.
- HOLDHAUS, K.: Über den geologischen Bau des Königsstuhlgebietes in Kärnten. — Mitt.
Geol. Ges. Wien, 14, 1921, S. 85—103, Wien 1922.
- : Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königsstuhlgebietes in Kärnten.
— Mitt. Geol. Ges. Wien, 25, 1932, S. 177—194, Wien 1933.
- HOLLER, H.: Die Stratigraphie der karnischen und norischen Stufe in den östlichen Gail-
taler Alpen. — Berg-Hüttenmänn. Abh., 96, S. 69—75, Wien 1951.
- : Der Blei- und Zinkerzbergbau Bleiberg, seine Entwicklung, Geologie und Tektonik. —
Carinthia II, 63, H. 1, S. 35—46, Klagenfurt 1953.
- : Zur Stratigraphie des Ladin im östlichen Drauzug und in den Nordkarawanken. —
Carinthia II, 70, H. 2, S. 63—75, Klagenfurt 1960.
- HOLZER, H.: Bericht 1962 über Aufnahmen im Raume von Ebriach (Bl. 212). — Verh.
Geol. B. A. Wien, 1963, H. 3, S. A 26—27, Wien 1963.
- : Bericht 1963 über Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Blatt 212 und 213). —
Verh. Geol. B. A. Wien, 1964, H. 3, S. A 25, Wien 1964.
- : Bericht 1964 über Aufnahmen im Gebiet von Eisenkappel (Blatt 212 und 203). —
Verh. Geol. B. A. Wien, 1965, H. 3, S. A 30—31, Wien 1965.
- HOTTINGER, A.: Über geologische Untersuchungen in den zentralen Hohen Tauern. —
Eclog. geol. Helv., 24, S. 167—190, Basel 1931.
- van HOUTEN, L.: Geologie des Pelmo-Gebietes in den Dolomiten von Cadore. —
Jb. Geol. R. A. Wien, 80, S. 147—227, Wien 1930.
- v. HUENE, F.: Shastasaurus-Reste in der alpinen Trias. — Zbl. f. Min. usw., Jb. 1925,
Abt. B. 13, S. 412—417, Stuttgart 1925.
- HUMMEL, K.: Zur Stratigraphie und Faziesentwicklung der südalpinen Mitteltrias. —
N. Jb. Min. usw., Beil. Bd. 68 B, S. 403—462, Stuttgart 1932.
- JACOBSHAGEN, V.: Zur Gliederung der mediterranen Trias. I. Die Grenze Ladin/Karn. —
N. Jb. Geol. Paläont., M. H. 1961, 9, S. 477—483, Stuttgart 1961.
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeog-
raphie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). —
Diss. Techn. Hochschule München 1964.
- : Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. — Verh.
Geol. B. A. Wien, SH. G, S. 171—183, Wien 1965. Ztschr. deutsch. geol. Ges. 1964,
116, H. 2, S. 427—439, Hannover 1965.
- : Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der
Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). — Geologica Bavarica
56, S. 3—102, München 1966.
- de JONG, K. A.: Paläogeographie des ostalpinen Raumes, Paläomagnetismus und Seiten-
verschiebungen. — Geol. Rundsch. 56, 1, S. 103—115, Stuttgart 1967.

- KAHLER, F.: Der Nordrand der Karawanken zwischen Rosenbach und Ferlach. — *Carinthia* II, 45, S. 1—12, Klagenfurt 1935.
- : Über den Verlauf der periadriatischen Naht östlich von Villach. — *Anz. Akad. Wiss.*, 78, S. 1—4, Wien 1936.
- : Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. — *Carinthia* II, SH. 16, S. 1—78, Klagenfurt 1953.
- KAVARY, E.: A palynological study of the subdivision of the Cardita Shales (Upper Triassic) of Bleiberg, Austria. — *Verh. Geol. B. A. Wien*, 1966, S. 178—189, Wien 1966.
- KIRCHNER, J.: Die Geologie der westlichen Lienzer Dolomiten. — *Diss. Univ. Innsbruck* 1964.
- KLAUS, W.: Sporen der karnischen Stufe der ostalpinen Trias. — *Jb. Geol. B. A. Wien Sonderband* 5, S. 107—184, Wien 1960.
- v. KLEBELSBERG, R.: Geologischer Führer durch die Südtiroler Dolomiten. — *Samml. geol. Führer*, herausgeg. v. E. KRENKEL, Bd. 33, Berlin 1928.
- : Die Lienzer Dolomiten, Bau und Bild. — *Lienzer Buch (Schlern-Schriften 98)*, S. 273—287, Innsbruck 1952.
- KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — 280 S., Berlin 1923.
- : Der geologische Aufbau Österreichs. — 204 S., Wien 1938.
- : Bau und Entstehung der Alpen. — 379 S., Wien 1955.
- KOKEN, E.: Beiträge zur Kenntnis der Schichten von Heiligenkreuz. — *Abh. Geol. R. A. Wien*, 16, 1900, S. 1—43, Wien 1910.
- KOSSMAT, F.: Die Triasbildungen der Umgebung von Idria und Gereuth. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1898, S. 86—104, Wien 1898.
- : Das Gebirge zwischen Idria und Tribusa. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1900, S. 65—78, Wien 1910.
- : Lagerungsverhältnisse der kohlenführenden Raibler Schichten von Oberlaibach. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1902, S. 150—162, Wien 1902.
- : Der küstenländische Hochkarst und seine tektonische Stellung. — *Verh. Geol. R. A. Wien*, 1909, S. 85—129, Wien 1909.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 Bischoflack und Idria. — *Verlag d. Geol. R. A. Wien*, 91 S., Wien 1910.
- KOSTELKA, L.: Windisch-Bleiberg. — *Carinthia* II, 70, S. 75—84, Klagenfurt 1960.
- : Eine genetische Gliederung der Blei-Zink-Vererzung südlich der Drau. — *Carinthia* II, 75, 1965, S. 29—38, Klagenfurt 1965.
- KRAUS, E. C.: Baugeschichte der Alpen. I. Teil, 552 S., Berlin 1951.
- KRAUS, O. & P. SCHMIDT-THOMÉ: Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1967, 2, S. 117—127, Stuttgart 1967.
- KRAUS O. & E. OTT: Eine ladinische Riff-Fauna im Dobratsch-Gipfelkalk (Kärnten, Österreich) und Bemerkungen zum Faziesvergleich von Nordalpen und Drauzug. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol.* 8, S. 263—290, München 1968
- KÜBLER, H. & W. E. MÜLLER: Die Geologie des Brenner Mesozoikums zwischen Stubai und Pferschtal (Tirol). — *Jb. Geol. B. A. Wien*, 105, S. 173—242, Wien 1962.
- KUEHN, O.: *Lexique stratigraphique international*, Vol. I, Europe, Fasc. 8, Autriche. — Paris 1962.
- LASSEN, C. J.: Geologie der Gailtaler Alpen zwischen Jauken und Reißkofel. — *Diss. Innsbruck* 1964.
- LEONARDI, P.: Il Gruppo dello Sciliar — E le Scogliere coralligene dolomitiche (Schlern-Massiv). — *Annali dell'Università di Ferrara (Nuova Serie)*, Sez. IX, S. 1—82, Ferrara 1962.
- LIPOLD, M. V.: Erläuterungen geologischer Durchschnitte aus dem östlichen Kärnten. — *Jb. k. k. Geol. R. A. Wien*, 7, S. 332—345, Wien 1856.
- : Vorkommen von Bleierzten im südöstlichen Theile Kärntens. — *Jb. k. k. Geol. R. A. Wien*, 1856, 7, S. 369—371, Wien 1856.

- LIPOLD, M. V.: Bericht über die geologische Aufnahme in Unterkrain. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 9, 1858, S. 257—276, Wien 1858.
- LORETZ, H.: Das Tirol-Venetianische Grenzgebiet der Gegend von Ampezzo. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 26, 1874, S. 377—521, Berlin 1874.
- MARSCHALKO, W. & M. PULEC: Sedimentology of the Lunz beds. — Geol. sborn. Slov. Akad. vied. XVIII, 2, 1967; S. 331—344, Bratislava 1968.
- MEDWENITSCH, W. & W. SCHLAGER; mit Beiträgen von Ch. EXNER: Ostalpenübersichtsexkursion. Exkursion I/5 des Geologischen Führers zu Exkursionen durch die Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, H. 1, S. 57—106, Wien 1964.
- v. MOJSISOVICS, E.: Das Gebirge südlich bei Lienz (Tirol). — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1873, S. 235 f., Wien 1873.
- : Faunengebiete und Faziesgebilde der Triasperiode in den Ostalpen. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 24, S. 81—134, Wien 1874.
- : Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. — Abh. k. k. Geol. R. A. Wien, 10, S. 170—228, Wien 1882.
- v. MOJSISOVICS, E., WAGEN, W. & C. DIENER: Entwurf einer Gliederung der pelagischen Sedimente des Trias-Systems. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 104, S. 1—32, Wien 1895.
- NÖTH, L.: Geologie des mittleren Cordevolegebietes zwischen Vallazza und Cencenighe (Dolomiten). — Jb. Geol. B. A. Wien, 79, S. 129—202, Wien 1929.
- OGILVIE-GORDON, M. M.: Das Grödener-, Fassa- und Enneberggebiet in den Südtiroler Dolomiten. — Abh. Geol. B. A. Wien, 24, H. 1, 376 S., Wien 1927.
- : Geologie von Cortina d'Ampezzo und Cadore. — Jb. Geol. B. A. Wien, 1934, S. 59—215, Wien 1934.
- PENECKE, K. A.: Aus der Trias von Kärnten. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1884, S. 382—384, Wien 1884.
- PETERS, K.: Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1855. 1. Die Karawankenkette. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 6, S. 508—580, Wien 1855.
- : Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten, Krain und dem Görzer Gebiete im Jahre 1856. 2. Die Umgebung von Deutsch-Bleiberg in Kärnten. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 7, S. 67—90, Wien 1856.
- v. PLA, J.: Grundsätzliches zum Vergleich germanischer und alpiner Trias. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 23, S. 160—163, Wien 1930.
- : Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol. 248 S., Wien 1937.
- PILGER, A. & R. SCHÖNENBERG: Der erste Fund mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 110, S. 205—215, Hannover 1958.
- PIRONA, G. A.: Schizzo geologico della provincia di Udine. — Boll. R. Com. Geol., 8, S. 114—137, Roma 1877.
- PREY, S.: Bericht 1954 über geologische Untersuchungen im Gebiete des Ferlacher Horns (Karawanken, Kärnten). — Verh. Geol. B. A. Wien, 1955, S. 61—63, Wien 1955.
- : Bericht 1956 über geologische Aufnahmen in den Karawanken bei Ferlach. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1957, S. 58—59, Wien 1957.
- PREY, S. & F. KAHLER: Beitrag zu einem Karawankenprofil. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, 1957, S. 271—292, Wien 1958.
- REDLICH, K.: Die Geologie des Görttschitz- und Gurktales. — Jb. Geol. R. A. Wien, 55, S. 324—348, Wien 1905.
- v. ROSTHORN, F.: Mitteilungen an Geheimrat v. Leonhard gerichtet. — N. Jb. Min. usw., 1855, S. 806—807, Stuttgart 1855.
- v. ROSTHORN, F. & J. L. CANAVAL: Beiträge zur Mineralogie und Geognosie von Kärnten. — Jahrb. naturhist. Landesmus. Kärnten, 2, S. 113—176, Klagenfurt 1853.
- SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich. — 810 S., Wien 1951.
- SCHNEIDER, H.: Geologie der Jauernik-Gruppe (Karawanken, Kärnten). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17, S. 169—196, Wien 1967.

- SCHERIAU-NIEDERMAYR, E.: Geologie und geochemische Verteilung von Blei und Zink in den östlichen Gailtaler Alpen (Graslitzten — Kobesnock), Kärnten — Österreich. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 17, 1966, S. 51—72, Wien 1967.
- SCHLAGER, W.: Zur Geologie der östlichen Lienzer Dolomiten. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 13, 1962, S. 41—121, Wien 1963.
- SCHMIDT-THOMÉ, P.: Der Alpenraum. — In: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 600.000, S. 245—293, München 1964.
- SCHRIEL, W.: Die Tektonik des Rubländer Erzgebietes in Kärnten. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 1942, H. 4, S. 57—74, Göttingen 1942.
- SCHULER, G.: Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Salzach. — Diss. Techn. Hochschule München 1967.
- : Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). — Erlanger geol. Abh., 71, 60 S., Erlangen 1968.
- SCHULZ, O.: Ein neuer Aufschluß der stratigraphischen Grenze Wettersteinkalk — Raibler Schichten. — Berg-Hüttenmänn. Mh., 100, S. 103—108, Wien 1955.
- : Die Pb-Zn-Vererzung der Raibler Schichten im Bergbau Bleiberg-Kreuth (Grube Max). — Carinthia II, 22. Sonderh., 93 S., Klagenfurt 1960.
- SCHWINNER, R.: Zur Tektonik der Ampezzaner Dolomiten. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 8, 1915, S. 198—206, Wien 1915.
- SÆELMEIER, H.: Der geologische Bau zwischen dem Großen Mittagkogel und dem Großen Suchagraben in den Karawanken. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 33, 1940, S. 1—10, Wien 1942.
- SOLYOM, F.: Die petrographische und tektonische Entwicklung der Umgebung von Althofen in Kärnten. — Diss. Friedr. Wilh. Univ. Berlin, 58 S., Berlin 1942.
- SORDIAN, H.: Zur Geologie des Gebietes Rosegg—Förderlach—Bogenfeld—Egg am Faakersee—Ledenitzen—Mallenitzen—Schlatten—St. Jakob—Mühlbach—Rosegg (Kärnten, Österreich). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 12, S. 85—103, Wien 1962.
- SPENGLER, E.: Versuch einer Rekonstruktion des Ablagerungsraumes der Decken der nördlichen Kalkalpen. II. Der Mittelabschnitt der Kalkalpen. — Jb. Geol. B. A. Wien, 99, S. 1—74, Wien 1956.
- STAUB, R.: Der Bau der Alpen. — Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 52, 272 S., Bern 1924.
- STINY, J.: Zur Geologie der Umgebung von Warmbad Villach. — Jb. Geol. B. A. Wien, 87, 1/2, S. 57—110, Wien 1937.
- : Zur Geologie der Umgebung von Miklauzhof (Jauntal). — Carinthia II, 48, S. 34—50, Klagenfurt 1938.
- STOWASSER, H.: Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). — Jb. Geol. B. A. Wien, 99, S. 75—200, Wien 1956.
- STUR, D.: Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. — Jb. k. k. Geol. R. A. Wien, 1856, S. 405—459, Wien 1856.
- : Geologie der Steiermark. — Graz 1871.
- : Die obertriadische Flora der Lunzer Schichten und des bituminösen Schiefers von Raibl. — Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 91, S. 93—103, Wien 1885.
- STREHL, E.: Neue Funde mitteltriadischer Tuffe in den Gailtaler Alpen (Kärnten). — Carinthia II, 70, S. 28—35, Klagenfurt 1960.
- SUËSS, E.: Raibl. — In SUËSS, E. & E. v. MOJSISOVICS: Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. — Jb. Geol. R. A. Wien, 17, S. 554—582, Wien 1867.
- TARRAMELLI, T.: Geologia delle provincie Venete. — Mem. R. Acc. Lincei, 13, S. 303—536, Roma 1882.
- TELLER, F.: Die Triasbildungen der Kosuta und die Altersverhältnisse des sogenannten Gailthaler Dolomits des Vellachtales und des Gebietes von Zell in den Karawanken. — Verh. Geol. R. A. Wien, 1887, S. 261—268, Wien 1887.

- TELLER, F.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 von Österreich, Zone 19, 20, Col. XI, XII (Ostkarawanken und Steiner Alpen). Wien 1896.
- : Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 von Österreich, Zone 20, Col. XI, SW-Gruppe Nr. 83. Eisenkappel und Kanker. — Wien 1898.
- : Geologie des Karawankentunnels. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 82, 1910, S. 143—250, Wien 1910.
- TERMIER, P.: Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Géol. France, IV. Sér., 3, S. 711—765, Paris 1905.
- TOLLMANN, A.: Geologie der Mosermanni-Gruppe (Radstätter Tauern). — Jb. Geol. B. A. Wien, 101, S. 79—115, Wien 1958 a.
- : Semmering und Radstätter Tauern. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 50, Jg. 1957, S. 325—354, Wien 1958 b.
- : Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Wien, 9, Wien 1958, S. 57—73, Wien 1958 c.
- : Ostalpensynthese. — 256 S., Wien 1963.
- : Zur Frage der Faziesdecken in den Nördlichen Kalkalpen und zur Einwurzelung der Hallstätter Zone (Ostalpen). — Geol. Rundsch. 53, H. 1, S. 153—170, Stuttgart 1964.
- : Faziesanalysen der alpidischen Serien der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. Wien, Sh. G, S. 103—133, Wien 1965. Ztschr. deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, 116, H. 2, S. 359—389, Hannover 1965.
- TORNQUIST, A.: Das Erdbeben von Rann a. d. Save vom 29. 1. 1917. — Mitt. d. Erdbebenkomm. d. Akad. Wiss. Wien, 1918, math.-naturw. Kl., S. 1—117, Wien 1918.
- TOULA, F.: 1. Vorkommen der Raibler Schichten mit Corbis Mellinghi zwischen Villach und Bleiberg in Kärnten. 2. Bemerkungen über die Hangendschichten der Krone. 3. Anzeichen des Vorkommens der oberen Trias im karnischen Hauptzuge zwischen Uggowitz und Feistritz. — Verh. k. k. Geol. R. A. Wien, 1887, S. 296—298, Wien 1887.
- VACEK, M.: Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 75.000 von Trient. — Wien 1911.
- VETTERS, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. — Herausgeg. v. Geol. B. A. Wien, 343 S., Wien 1947.
- WARCHE, A.: Ein geologischer Bericht aus den Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 74, S. 35—39, Klagenfurt 1964.
- : Carditaschiefer und Tuffe aus den zentralen Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 75, S. 63—69, Klagenfurt 1965.
- : Weitere triassische Tuffe und Tuffite in den zentralen Gailtaler Alpen. — Carinthia II, 76, S. 141—157, Klagenfurt 1966.
- v. WINKLER-HERMADEN, A.: Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßbruck-Gebirges in Steiermark. — Jb. Geol. B. A. Wien, 83, S. 19—74, Wien 1933.
- : Neue Forschungsergebnisse über Schichtfolge und Bau der östlichen Südalpen I und II. — Geol. Rundsch. 27, S. 156—195 und S. 225—259, Berlin 1936.
- : Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Nr. 5355 Blatt Marburg. — Wien 1938.
- v. WÖHRMANN, S.: Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. — Jb. Geol. R. A. Wien, 39, S. 181—258, Wien 1889.
- : Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. — Jb. Geol. R. A. Wien, 43, S. 617—768, Wien 1893.
- : Alpine und außeralpine Trias. — N. Jb. Min. usw., Jg. 1894, H. 2, S. 1—150, Stuttgart 1894.
- v. WÖHRMANN, S. & E. KOKEN: Die Fauna der Raibler Schichten vom Schlernplateau. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 44, S. 167—233, Berlin 1894.
- WORSCH, E.: Geologische Kartierung östlich des Faaker Sees. — Carinthia II, 42, S. 41—57, Klagenfurt 1937.
- WUNDERLICH, H.-G.: Wesen und Ursachen der Gebirgsbildung. — 367 S., Mannheim (Bibliogr. Institut) 1966.
- ZAPPE, H.: Faziesfragen des nordalpinen Mesozoikums. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1959, S. 122—128, Wien 1959.

ZOLLIKOFER, Th.: Die geologischen Verhältnisse des südöstlichen Teiles von Untersteiermark. — Jb. Geol. R. A. Wien, 9, 1861, S. 329 f., Wien 1861.

2. Sedimentologische und sedimentpetrographische Literatur

ALLEN, J. R. L.: The classification of cross-stratified units. With notes on their origin. — *Sedimentology*, 2, S. 93—114, Amsterdam 1963.

van ANDEL, T. J. H.: Zur Frage der Schwermineral-Verwitterung in Sedimenten. — *Erdöl und Kohle*, 5, S. 100—104, Hamburg 1952.

—: Reflections of the interpretation of Heavy Mineral Analyses. — *Jour. Sed. Petrology*, 29, 2, S. 153—163, Menasha 1959.

BAUSCH van BERTSBERGH, J. W.: Richtungen der Sedimentation in der Rheinischen Geosynklone. — *Geol. Rundsch.*, 31, S. 328—364, Stuttgart 1940.

BISSEL, H. J. & CHILINGAR, G. V.: Classification of Sedimentary carbonate rocks. In: *Carbonate rocks. Origin, occurrence and classification.* — Develop. in *Sedimentology*, 9 A, S. 87—168, Amsterdam—London—New York 1967.

BRAMLETTEE, M. M.: The stability of minerals in sandstone. — *Jour. Sed. Petrology*, 11, S. 32—36, Menasha 1941.

BRINKMANN, R.: Über Kreuzschichtung im deutschen Buntsandstein. — *Nachr. Ges. Wiss. z. Göttingen, math.-phys. Kl., Fachgr. IV*, Nr. 2, Berlin 1933.

—: Schwerminerale und Paläogeographie. — *Geol. Rundsch.*, 29, S. 348—356, Stuttgart 1938.

—: Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten. — *Geol. Rundsch.*, 43, S. 562—568, Stuttgart 1955.

BRÜCKNER, W.: Über die Entstehung der Rauhwaeken und Zellendolomite. — *Eclog. geol. Helv.*, 34, Nr. 1, S. 117—134, Basel 1941.

BURST, J. F.: „Glauconite“ pellets: Their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. — *Amer. Assoc. Petroleum Geologists, Bull.*, 42, S. 310—325, Tulsa 1958.

CAILLEUX, A.: Petrographische Eigenschaften der Gerölle und Sandkörner als Klimazeugen. — *Geol. Rundsch.*, 54, H. 1, 1965, S. 5—15, Stuttgart 1965.

CORRENS, C. W.: Zur Frage der Neubildung von Glimmern in jungen Sedimenten. — *Geol. Rundsch.*, 29, S. 220—222, Stuttgart 1938.

DAPPLES, E. C.: Diagenesis in Sandstones. In: *Diagenesis in Sediments*; ed. by LARSEN, G. & G. V. CHILINGAR. — Develop. in *Sedimentology*, 8, 1967, S. 90—125. Amsterdam—London—New York 1967.

DEGENS, E.: Die Diagenese und ihre Auswirkungen auf den Chemismus von Sedimenten. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1959, S. 72—84, Stuttgart 1959.

ECKHARDT, P. J.: Über Chlorite in Sedimenten. — *Geol. Jb.*, 75, S. 437—473, Hannover 1958.

EDELMAN, C. H.: Ergebnisse der sedimentpetrologischen Forschung in den Niederlanden und den angrenzenden Gebieten 1932—1937. — *Geol. Rundsch.*, 29, S. 223—271, Stuttgart 1938.

EINSELE, G.: Schrägschichtung im Raumbild und einfache Bestimmung der Schüttungsrichtung. — *N. Jb. Geol. Paläontol., Mh.*, 1960, 12, S. 546—559, Stuttgart 1960.

ELLIOTT, G. F.: Algal nodules from the Lias of the Middle East. — *Geol. Rom.*, V, 1966, S. 291—302, Roma 1966.

EMERY, K. O.: *The Sea off Southern California.* — 366 S., New York 1960.

v. ENGELHARDT, W.: Neuere Ergebnisse der Tonmineralienforschung. — *Geol. Rundsch.*, 51, Jg. 1961, S. 457—477, Stuttgart 1962.

FABRICIUS, F. H.: Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. — *Intern. Sedimentary Petrograph. Series*, IX, 143 S., Leiden 1966.

—: Die Rät- und Lias-Oolithe der nordwestlichen Kalkalpen. — *Geol. Rundsch.*, 56, H. 1, S. 140—170, Stuttgart 1967.

- FAIRBRIDGE, R. W.: Phases of Diagenesis and Authigenesis. In: Diagenesis in Sediments; ed. by LARSEN, G. & G. V. CHILINGAR. — Develop. in Sedimentology, 8, 1967, S. 19—89, Amsterdam — London — New York 1967.
- FISCHER, A. G.: The Lofers Cyclothems of the Alpine Triassic. — Kansas Geol. Surv. Bull. 169, S. 107—149, Kansas (1964) 1966.
- FLÜGEL, E. & M. KIRCHMAYER: Zur Terminologie der Ooide, Onkoide und Pseudooide. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1962, S. 113—123, Stuttgart 1962.
- FOLK, R. L.: Spectral subdivisions of limestone types. In: Classification of carbonate rocks. A Symposium (ed. W. E. HAM). — Am. Ass. Petroleum Geologists, Bull., S. 62—84, Tulsa 1962.
- FREEMAN, T.: Quiet water oolites from Laguna Madore, Texas. — Jour. Sed. Petrology, 32, S. 475—483, Menasha 1962.
- FRIEDMAN, G. E. & J. E. SANDERS: Origin and Occurrence of Dolostones. In: Carbonate rocks. Origin, occurrence and classification. (ed. CHILINGAR, BISSEL & FAIRBRIDGE). — Develop. in Sedimentology 9 a, S. 260—348, Amsterdam — London — New York 1967.
- FÜCHTBAUER, H.: Die sedimentpetrographischen Untersuchungen in der Molasse der Bohrung Scherstetten 1. — Geologica Bavarica 24, S. 44—51, München 1955.
- : Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl u. Kohle, 12, S. 605—613, Hamburg 1959.
- : Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. — Sed. Geol. 1 (1967), S. 159—179, Amsterdam 1967.
- FÜCHTBAUER, H. & H. GOLDSCHMIDT: Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. — Geol. Rundsch. 59, H. 1, S. 29—40, Stuttgart 1966.
- GERMANN, K.: Ablauf und Ausmaß diagenetischer Veränderungen im Wettersteinkalk (alpine Mitteltrias). — Diss. Univ. München 1966.
- GINSBURG, R. N.: Ancient analogues of recent Stromatolites. — XXI. Internat. Geol. Congr., Part 22, S. 26—35, Copenhagen 1960.
- GRIMM, W. D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott. — Beih. Geol. Jb., 26, S. 97—200, Hannover 1957.
- : Schwermineralgesellschaften in Sandschüttungen, erläutert am Beispiel der süddeutschen Molasse. — Bay. Akad. Wiss., Abh. NF., H. 121, 135 S., München 1965.
- GRUNAU, H.: Probleme der Farbschichtung. — Ecol. geol. Helv. 49, S. 495—506, Basel 1956.
- HAYES, R. J.: Quartz and feldspat content in South Platte, Platte and Missouri river sands. — Jour. Sed. Petrology, 32, H. 4, S. 793—800, Menasha 1962.
- HAYES, R. J. & A. M. KLUGMAN: Feldspat staining methods. — Jour. Sed. Petrology, 29, H. 2, S. 227—232, Menasha 1959.
- HENNINGSEN, D.: Untersuchungen über Stoffbestand und Paläogeographie der Gießener Grauwacke. — Geol. Rundsch. 51, S. 600—626, Stuttgart 1961.
- HOLLMANN, R.: Über Subsolution und die „Knollenkalke“ des Calcarea Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm, Norditalien). — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1962, S. 163—179, Stuttgart 1962.
- HUCKENHOLZ, H. G.: Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. — Fortsch. Min. 40, S. 151—192, Stuttgart 1963.
- ILLIES, H.: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursache, Messung und Auswertung. — Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, 19, S. 89—109, Hamburg 1949.
- ILLING, L. V., WELLS, A. J. & J. C. M. TAYLOR: Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. In: Dolomitization and Limestone Diagenesis. A Symposium (ed. by PRAY, L. C., MURRAY, R. C.). — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 13, S. 89—111, Tulsa 1965.
- IMBRIE, J. & E. G. PURDY: Classification of modern Bahamian carbonate sediments. In: Classification of carbonate rocks. A Symposium (edit. by HAM, W. E.). — Am. Assoc. Petroleum Geologists, S. 253—272, Tulsa 1962.

- JASMUND, K.: Die silicatischen Tonminerale. — Monographien zur „Angewandten Chemie“ und „Chemie-Ingenieur-Technik“, Nr. 60, 192 S., Weinheim (Bergstraße) 1955.
- KALKOWSKY, Z.: Oolith and Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 60, S. 68—125, Berlin 1908.
- KIRCHMAYER, M.: Zur Untersuchung rezenter Ooide. — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh. 114 S. 245—272, Stuttgart 1962.
- KNILL, J. L.: Axial and marginal sedimentation in geosynclinal basins. — Jour. Sed. Petrology, 29, H. 3, S. 317—326, Menasha 1959.
- KÖSTER, H. M.: Glaukonit aus der Regensburger Oberkreideformation. — Beitr. z. Min. u. Petrogr., 11, S. 614—620, Berlin — Göttingen — Heidelberg 1965.
- : Geochemische Vorgänge bei der Verwitterung von Silikatgesteinen. — Acta Albertina Ratibonensis, 26, S. 55—65, Regensburg 1966.
- KROLL, J. M.: Mikrophotometrische Bestimmung selektiv angefarbter Feldspäte in keramischen Rohstoffen und Sanden. LEITZ — Mitt. Wiss. u. Techn., Bd. IV, Nr. 1/2, S. 19—23, Wetzlar 1967.
- KRUMM, H. H.: Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Liastone. — Geol. Rundsch. 51, 2, S. 478—493, Stuttgart 1962.
- LADURON, D.: Sur les procédés de coloration sélective de feldspaths en lame mince. — Ann. Soc. géol. Belgique, t. 89, Bull. 1965—66, S. 281—294, Liège 1966.
- LEBEDEV, L. M.: Metacolloids in endogenic deposits. — 298 S., New York 1967.
- LEIGHTON, M. W. & C. PENDEXTER: Carbonate Rock Types. In: Classification of carbonate rocks. A Symposium (ed. by HAM, W. E.). — Am. Assoc. Petroleum Geologists, 1, S. 33—61, Tulsa 1962.
- LEUCHS, K.: Sedimentationsverhältnisse im Mesozoikum der nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundsch. 17, S. 151—159, Stuttgart 1926.
- LOGAN, B. W., REZAK, R. & R. N. GINSBURG: Classification and environmental significance of Algal stromatolites. — Jour. Geology, 72, S. 68—83, Chicago 1964.
- MACKENZIE, R. C.: The differential thermal investigation of clays. — Miner. Soc. (Clay Minerals Group), 456 S., London 1957.
- MÄGDEFRAU, K.: Paläobiologie der Pflanzen. — 438 S., Jena 1953.
- MEHMEL, M.: Ab- und Umbau am Biotit. — Chemie der Erde, 11, S. 307—332, Jena 1937.
- MILNER, H. B.: Sedimentary Petrography. — Bd. I und II. 643 S. und 715 S., London 1962.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sediment-Untersuchung. — 303 S., Stuttgart 1964.
- NEWELL, N. D., PURDY, E. D. & J. IMBRIE: Bahamian oolithic sand. — Jour. Geology, 68, 5, S. 481—497, Chicago 1960.
- NIEHOFF, W.: Die primär gerichteten Sedimentstrukturen, insbesondere die Schrägschichtung im Kohlenquarzit am Mittelrhein. — Geol. Rundsch. 47, 1, S. 252—321, Stuttgart 1958.
- OTT, E.: Segmentierte Kalkschwämme (Sphinctozoa) aus der alpinen Mitteltrias und ihre Bedeutung als Riffbildner im Wettersteinkalk. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., N.F., 131, 96 S., München 1967.
- PATZELT, W. J.: Lithologische und paläogeographische Untersuchungen im Unteren Keuper Süddeutschlands. — Erlanger geol. Abh. 52, 30 S., Erlangen 1964.
- PETTJOHN, F. J.: Persistence of heavy minerals and geologic age. — Jour. Geology, 49, S. 610—625, Chicago 1941.
- : Sedimentary rocks. — 718 S., New York 1957.
- V. PIA: Thallophyta. — In HIRMER: Handbuch der Paläobotanik. — Bd. I, München — Berlin 1927.
- POTTER, P. E. & F. J. PETTJOHN: Paleocurrents and Basin Analysis. — 296 S., Berlin — Göttingen — Heidelberg 1963.
- PRATT, W. L.: The origin and distribution of glauconite from the Sea flour off California and Baja California. — Ph. Dr. Thesis, Graduate School, Univ. of Southern Calif., Los Angeles 1962.

- PRATT, W. L.: Glauconite from the Sea flour off Southern California. — Essays in Marine Geology in Honor of K. O. EMERY (Th. CLEMENTS, Editor). S. 97—119, Univ. of South Calif. Los Angeles 1963.
- PURDY, E. G.: Recent Calcium Carbonate-Facies of the Great Bahama-Bank. 1. Petrography and Reaction groups. 2. Sedimentary Facies. — Jour. Geology, 71, 3, S. 334—335; 4, S. 472—497, Chicago 1963.
- REINECK, H. E.: Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. — Abh. senckenberg. naturf. Ges., 505, S. 1—138, Frankfurt/M. 1938.
- ROSENFELD, U.: Lithostratigraphische Untersuchungen in Sandstein-Folgen. I: Einige Arbeitsmethoden. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh. 1966, 6, S. 352—373, Stuttgart 1966.
- ROTHPLETZ, A.: Über Sphaerocodium Bornemanni, eine neue fossile Kalkalge aus den Raibler Schichten der Ostalpen. — Bot. Cbl., 41, H. 9, Cassel 1890.
- : Fossile Kalkalgen aus den Familien der Codiaceen und Corallineen. — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 43, S. 295—322, Berlin 1891.
- SANDER, B.: Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge rhythmischer Kalke und Dolomite aus der Trias. Teil I und II. — Min. Petr. Mitt. 48, S. 27—209, Leipzig 1936.
- SANDERS, J. E. & G. E. FRIEDMAN: Original and occurrence of limestones. In: Carbonate rocks. Origin, Occurrence and Classification (ed. CHILINGAR, BISSELL & FAIRBRIDGE). — Develop. in Sedimentology, 9a, S. 169—265, Amsterdam — London — New York 1967.
- SARNTHEIN, M.: Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. — Verh. Geol. B. A. Wien, 1965, H. 1/2, S. 119—162, Wien 1965.
- : Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. — Geol. Rundsch. 56, 1967, S. 116—127, Stuttgart 1967.
- SCHNEIDER, H. J.: Die sedimentäre Bildung von Flußspat im oberen Wettersteinkalk der nördlichen Kalkalpen. — Abh. Bay. Akad. Wiss., N. F. 60, S. 1—37, München 1954.
- SCHROLL, E.: Über den Wert geochemischer Analysen bei stratigraphischen und lithologischen Untersuchungen von Sedimentgesteinen am Beispiel ausgewählter Profile der ostalpinen Trias. — Geol. sborn. Slov. Akad. vied. XVIII, 2, 1967, S. 315—330, Bratislava 1968.
- SCHWARZACHER, W.: Sedimentpetrographische Untersuchungen kalkalpiner Gesteine (Hallstätter Kalke von Hallstatt und Ischl). — Jb. Geol. B. A. 91, S. 1—48, Wien 1948.
- SHINN, E. A., GINSBURG, R. N. & R. M. LLOYD: Recent supratidal dolomite from Andros Islands, Bahamas. In: Dolomitization and limestone diagenesis. A Symposium (eds. PRAY, L. C., MURRAY, R. C.). — Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ., 13, S. 112—123, Tulsa 1965.
- SINDOWSKI, K. H.: Sedimentpetrographische Methoden zur Untersuchung sandiger Sedimente. — Geol. Rundsch. 29, S. 196—200, Stuttgart 1938.
- : Über die Verwitterbarkeit der Schwermineralien. — Ztschr. deutsch. geol. Ges. 90, S. 626—734, Berlin 1938.
- : Schüttungsrichtungen und Mineralprovinzen im westdeutschen Buntsandstein. — Geol. Jb. 73, S. 277—294, Hannover 1957.
- SMULKOWSKI, K.: The Problem of Glauconite. — Arch. Min., Warsz., 18, I, S. 21—120, Warschau 1954.
- SMYKATZ-KLOSS, W.: Differential-Thermo-Analysen von einigen Karbonat-Mineralien. — Beitr. Min. Petrogr., 9, S. 481—502, Berlin — Göttingen — Heidelberg 1964.
- TRÖGER, W. E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. — Teil 1 — Bestimmungstabellen, 147 S.; Teil 2 — Textband, 822 S. — Stuttgart 1959 und 1967.
- URBAN, H.: Röntgenkartei zur Bestimmung von Ton- und Sedimentmineralien. — Kettwig/Ruhr 1954.
- : Der Glaukonit in der Unterkreide Westfalens und seine Entstehung. — Tonindustrie-Zeitung. — Zbl. 81 (1957), H. 21/22, S. 363—371, Goslar 1957.
- VALETON, I.: Zur Bildung von Glaukonitsedimenten im Nordwestdeutschen Tertiär. — Eclog. geol. Helv. 51, S. 803—813, Basel 1958.

- VORTISCH, W.: Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. 1. Teil. — Jb. Geol. B. A. Wien, 76, S. 1—64, Wien 1926.
- WALCKER, R. G.: Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. — Sedimentology, Vol. 2, 1963, S. 173—188, Amsterdam — London — New York 1963.
- WALTHER, J.: Über die Lebensweise fossiler Meeresthiere. — Ztschr. deutsch. geol. Ges. 49, S. 241—268, Berlin 1897.
- WASMUND, E.: Die Schwermineralagerstätten der deutschen Küsten. — Geol. Rundsch. 29, S. 287—300, Stuttgart 1938.
- WEDEPOHL, K. H.: Geochemie. — Sammlung Göschen Bd. 1224/1224 a/1224 b. 220 S., Berlin 1967.
- WEYL, R.: Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineralvergesellschaftung. — Erdöl u. Kohle, 2, S. 221—224, Hamburg 1949.
- : Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. — Erdöl u. Kohle, 3, S. 209—211, Hamburg 1950.
- : Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. — Erdöl u. Kohle, 5, S. 29—32, Hamburg 1952.
- WIESENER, H.: Über Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. — Erdöl u. Kohle, 5, S. 369—372, Hamburg 1953.
- WILSON, R. C. L.: Particle nomenclature in carbonate sediments. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mh., 1967, 8, S. 498—510, Stuttgart 1967.
- WOLETZ, G.: Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit. — Geol. Rundsch. 56, 1, S. 308—320, Stuttgart 1967.
- WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern. — Geol. Rundsch. 47, S. 322—359, Stuttgart 1958.
- : Geologie des Schilfsandsteins. — Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, 33, S. 1—140, Hamburg 1964.
- : Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. — Geol. Rundsch. 54, S. 224—240, Stuttgart 1964.
- ZANKL, H.: Die Karbonatsedimente der Obertrias in den nördlichen Kalkalpen. — Geol. Rundsch. 56, S. 128—139, Stuttgart 1967.

Anhang: Zusammenstellung aller Profilpunkte

Nordkarawanken:

- Profil 17: Eisenkappel (Repnik-Graben). Straßenaufschluß der neuen Forststraße zur Repnik-Stube, die am Wirtshaus kurz vor Eisenkappel nach Westen abzweigt (Anstieg auf Hochobir).
- Profil 17 a: Vellach-Brücke an alter Schmelzhütte vor Eisenkappel, Aufschluß im Flußbett.
- Profil 18: Grubenaufschluß Mežica (Mieß) — 10. Sohle.
- Profil 18 a: St. Helena-Graben westlich Črna (Schwarzenbach) vom Meža-Bach aus auf einer Forststraße zu erreichen. Straßenaufschluß und Bachanriß.
- Ursulaberg — Aufschlußbohrung des Bergwerkes Mežica.
- Windisch-Bleiberg — aufgezeichnet nach KOSTELKA (1960).

Östliche Gailtaler Alpen:

- Profil 16: Dobratsch-Südseite. 400 m westlich Aloisi-Hütte auf 1600 m NN. Vom Autoparkplatz der Dobratsch-Höhe auf einem Jägersteig, der steil nach Süden abwärts führt, zu erreichen.
- Profil 5 und 6: Grubenaufschlüsse des 1965 fertiggestellten Rubland-Stollens zwischen Kreuth und Rubland (Holofernes).

- Profil 4: Rubland-Kofler-Graben. Weganschnitt des Fahrweges, der von Rubland zum Stollen-Mundloch des Rubland-Stollens führt.
- Profil 7: Tschökelnock: Die Profilinie führt vom Grat knapp unterhalb des Gipfels in den Schliwa-Graben hinein, der auf dem alten Knappenweg von der Windischen Höhe aus zu erreichen ist.
- Profil 8: Auf der Eben: Ein Weganschnitt östlich der Straße bei dem neuen Skilift.
- Profil 8 a: Am Farcher nördlich hinter den Häusern des Weilers.
- Profil 9: Spitznock: Nordostgrat des Berges knapp unterhalb 1440 *m* NN steht der 3. Schiefer deutlich an.
- Profil 10: Möschacher Alpengraben: Graben südlich der Möschacher Alm, westlich des Möschacher Wipfel.
- Profil 11: NNW Obervellach: Das Profil beginnt bei 1200 *m* NN knapp unterhalb des markierten Steiges auf den Spitzegel und ist, nach Süden ins Tal führend, im Graben westlich dieses Weges erschlossen. Es wird häufig an Störungen abgesetzt.
- Profil 12: Köstendorfer Alm: Die Profilinie beginnt an der Almhütte, die auf dem 1. Schiefer steht und führt neben dem Weg nach Süden.
- Profil 13: Paternioner Alm: Straßenaufschluß südlich der Almhütte.
- Profil 14: Meisternock: Im westlichen Zweig des Meisternock-Grabens, von 1400 *m* NN nach Norden ins Tal führend.
- Profil 15: Förolacher Stollen oberhalb nördlich vom Pressegger See.

Westliche Gailtaler Alpen:

- Profil 22: Unterm Globois: Der Graben, der vom „Unterm Globois“ nach Nordwesten abwärts zieht, verläuft östlich der Forstraße innerhalb des 3. Schieferhorizontes.
- Profil 3: Amlach: Im Reißgraben knapp oberhalb Amlach.
- Profil 19: Maßgraben und Kalch: Der 2. und 3. Schieferhorizont sind im Maßgraben (3. Schiefer bei 880 *m* NN) aufgeschlossen. Der 1. Schiefer steht oberhalb des Gehöftes Kalch in einem Straßenanschnitt an.
- Profil 30: Techendorf: Das Profil beginnt mit dem 1. Schieferhorizont knapp oberhalb 1300 *m* am Weg von Techendorf zum Hochtratten (Wasseraustritt) und führt von hier bergabwärts nach Süden.
- Profil 31: Neusach: Nordwestlich Neusach im steilen schroffen Graben oberhalb P. 990.
- Profil 27: Jauken-Süd: In dem Graben, der von den aufgelassenen Stollen-Anlagen der Jauken-Südseite steil nach Süden hinabzieht, ist das Profil von 1600 *m* NN aufwärts gut erschlossen.
- Profil 23: Jauken-Nord: Im westlichen Zweig des Gießgrabens („In der Hos“) östlich der Steiner Alm.

- Profil 2: Reißkofel-West: Im östlichsten Teilzweig des Ochsenschlucht-Grabens, nordwestlich des Reißkofels, führt die Profillinie, von 1650 m NN beginnend, nach Norden abwärts.
- Profil 21: Stoffelbauer: In dem Graben westlich des Einzelgehöftes.
- Profil 20: St. Lorenzen: Über dem Wasserfall nördlich der Kirche.
- Profil 25: Jukbühel: Der. 1. Schieferhorizont ist im Sattel unterhalb des Jukbühels aufgeschlossen. Das weitere Profil findet sich, an Störungen abgesetzt und von Bewuchs unterbrochen, nach Nordwesten in dem Graben, der in den „Wildgraben“ einmündet.
- Profil 26: Wildgraben: In dem steilen Graben von 1450 m NN abwärts.
- Profil 24: Schloß Stein: Im wasserführenden Graben östlich des Schlosses.

Lienzer Dolomiten:

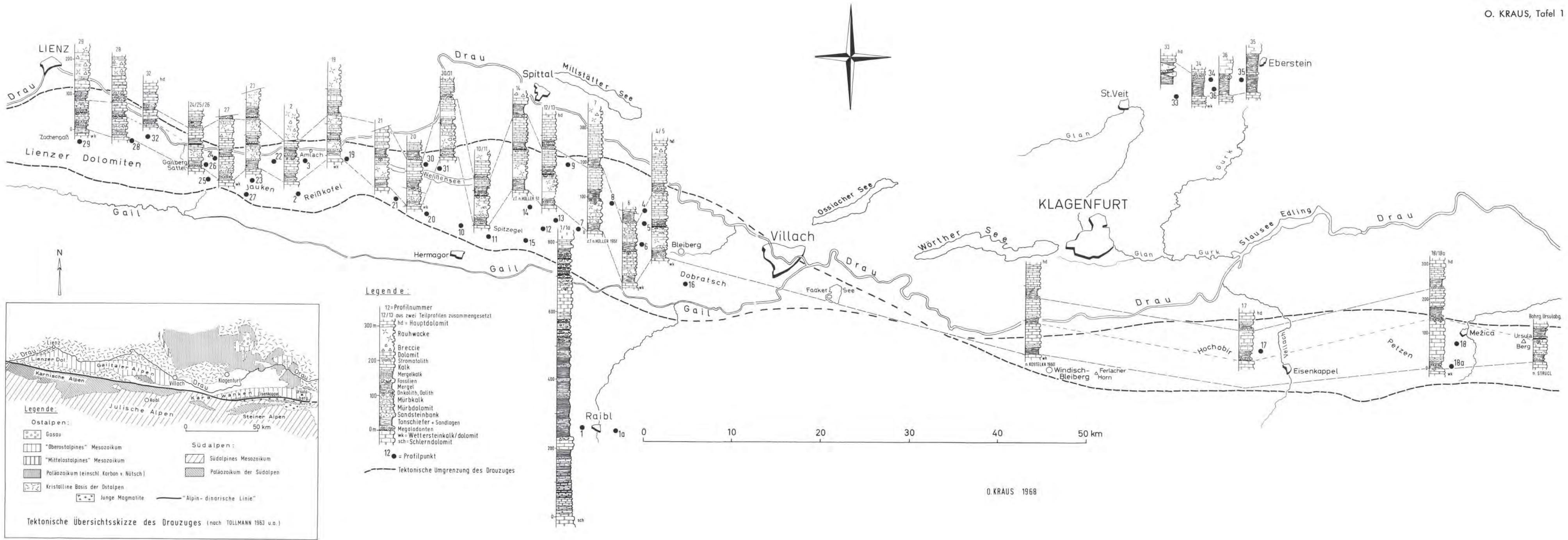
- Profil 29: Ödkarscharte: Unterhalb der Ödkarscharte (2596 m) südlich der Karlsbader Hütte.
- Profil 28: Rosengarten: Am Grat des Rosengartens.
- Profil 32: Pirknergraben: Westlich Pirkach (der 1. Schieferhorizont war wegen Hochwassers nicht zugänglich).

Raibl (Cave del Predil):

- Profil 1: Blei-Zink-Grube Raibl (Cave del Predil), 4. Sohle, Raibler Scharte, Torer Sattel.

Krappfeld-Trias:

- Profil 33: Launsdorf: Alter Steinbruch nordwestlich oberhalb des Ortes.
- Profil 36: Zöppelgupf: Das Profil führt am Ostabhang des Berges in einen mit Gestrüpp bewachsenen Graben.
- Profil 34: Gösseling: Dicht hinter der Kirche führt ein Fahrweg nach Nordosten. Die Profillinie, die in einem kleinen Graben verläuft, mündet auf diesen Weg, wo grüne Tuffite deutlich in einem Anriß anstehen.
- Profil 35: Hundsdorfer: Nordwestlich oberhalb des Gehöftes beginnt das Profil in einem Graben oberhalb eines kleinen Häuschens. Der Hangenteil des Profiles wurde weiter westlich aufgenommen.



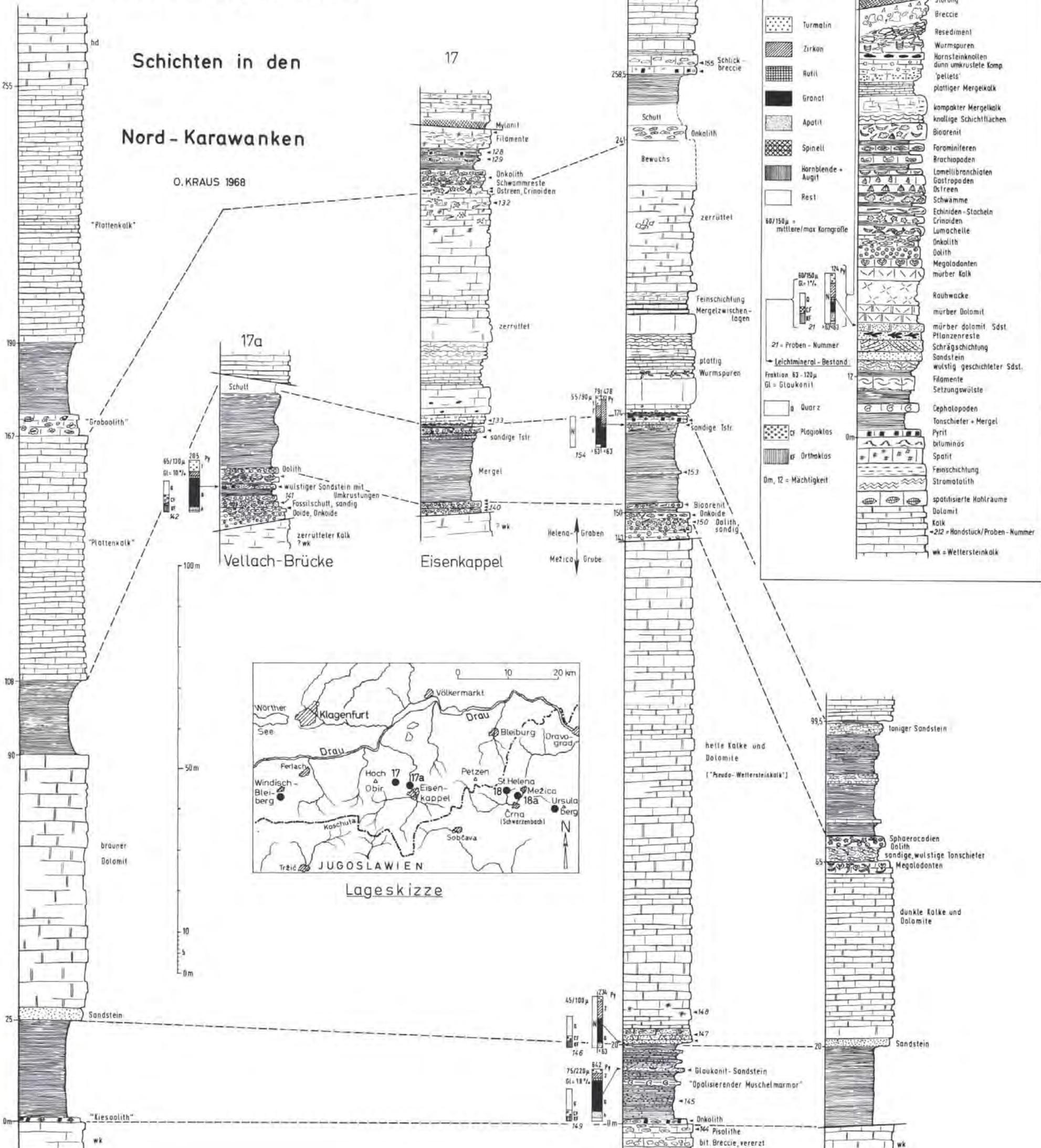
O. KRAUS 1968

Schematisierte Säulenprofile der RAIBLER SCHICHTEN im Drauzug / Kärnten

Die Ausbildung der Raibler

Schichten in den Nord-Karawanken

O. KRAUS 1968



Schwermineral-Bestand

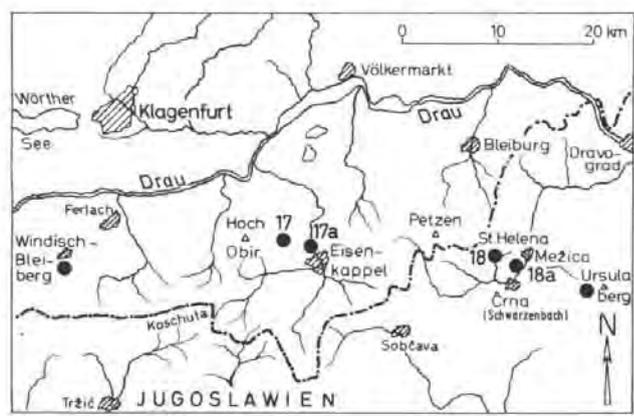
- ungeleitete Säule = 53-360 μ
- +63 = Fraktion unter 63 μ
- 124 = gezählte Körner
- Py = hoher Pyrit-Gehalt
- N = keine Ausbeute

Legende

- hd - Hauptdolomit
- Mylonit
- Störung
- Breccie
- Resediment
- Wurmspuren
- Hornsteinknollen
- dünn umkrustete Komp. 'petlets'
- plattiger Mergelkalk
- kompakter Mergelkalk
- knollige Schichtflächen
- Bioarenit
- Foraminiferen
- Brachiopoden
- Lamellibranchiaten
- Gastropoden
- Osireen
- Schwämme
- Echiniden - Stacheln
- Crinoiden
- Lumachelle
- Onkolith
- Dolith
- Megalodonten
- mürber Kalk
- Rauhwanke
- mürber Dolomit
- mürber dolomit SdSt
- Pflanzenreste
- Schrägschichtung
- Sandstein
- wulstig geschichteter SdSt
- Filamente
- Setzungswüste
- Cephalopoden
- Tonschiefer + Mergel
- Pyrit
- bituminös
- Spalit
- Feinschichtung
- Stromatolith
- spaltförmige Hohlräume
- Dolomit
- Kalk
- 212 = Handstück/Proben-Nummer
- wk = Wettersteinkalk

Leichtmineral-Bestand

- Fraktion 63-120 μ
- Gl = Glaukonit
- 2f = Proben-Nummer
- g = Quarz
- pl = Plagioklas
- or = Orthoklas
- Om, 12 = Mächtigkeit

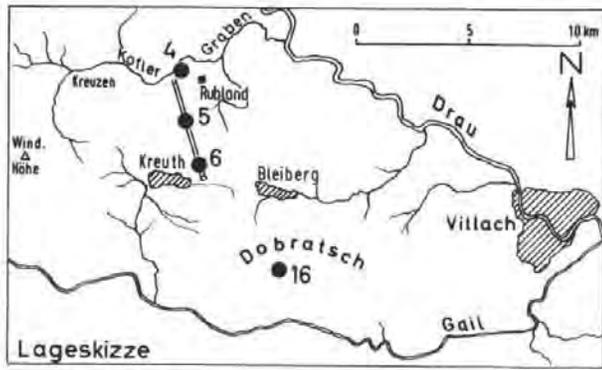


Windisch-Bleiberg
(Bohrung, nach KOSTELKA 1956)

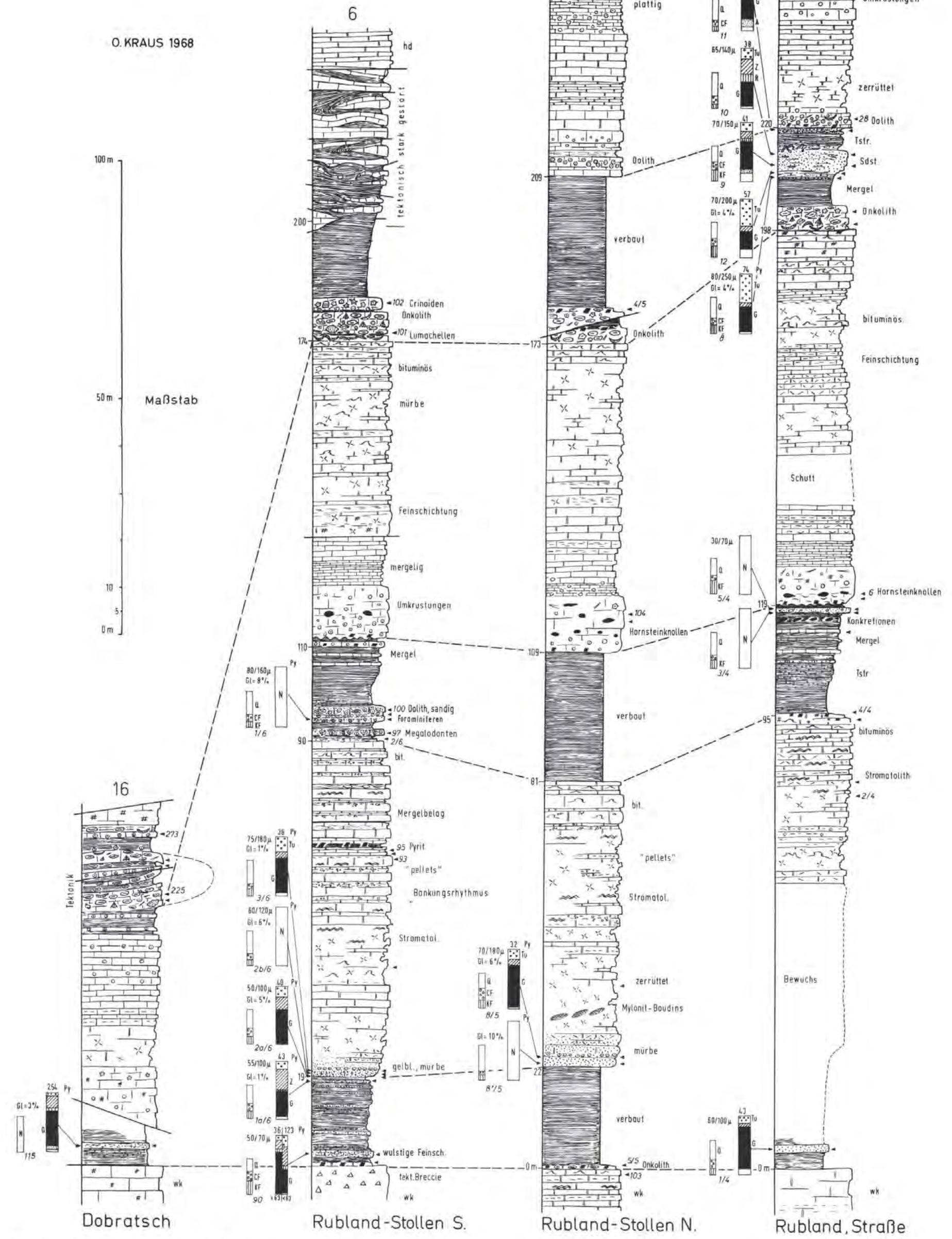
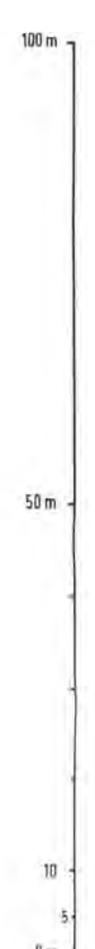
Mieß (Meziča)
Helena-Graben = Grubenauflüsse
(1 Karbonat-Serie nach Unterlagen des Bergwerkes Meziča)

Ursulaberg
(Bohrung nach Unterlagen des Bergwerkes Meziča, Mächtigkeiten nicht korrigiert)

Die Ausbildung der Raibler Schichten in den östlichen Gailtaler Alpen



O. KRAUS 1968

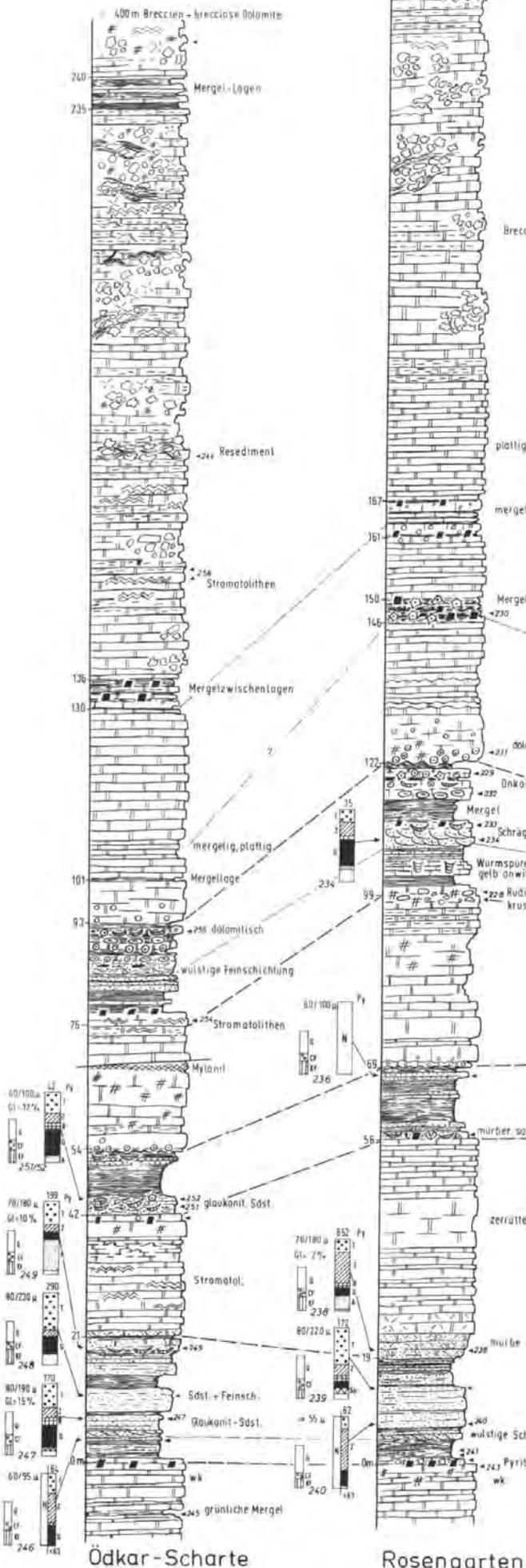


28

Die Ausbildung der Raibler Schichten in den Lienzer Dolomiten

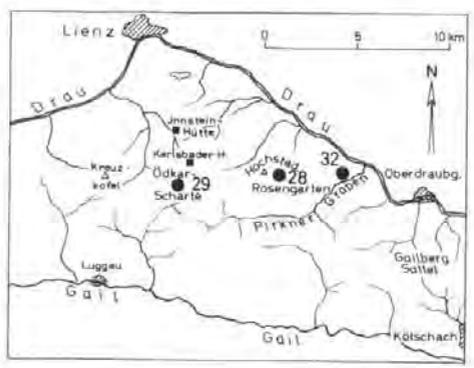
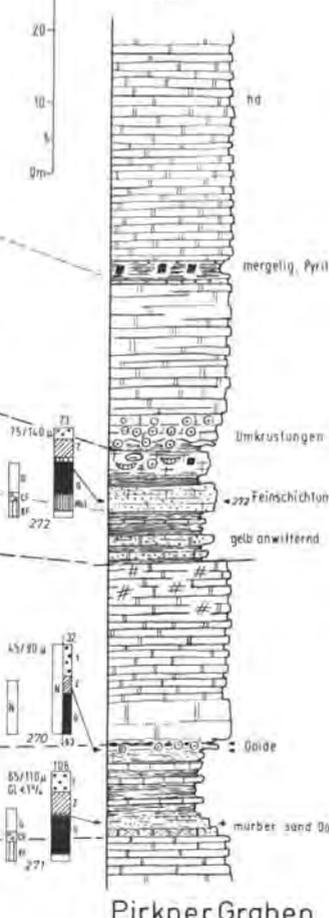
O. KRAUS 1968

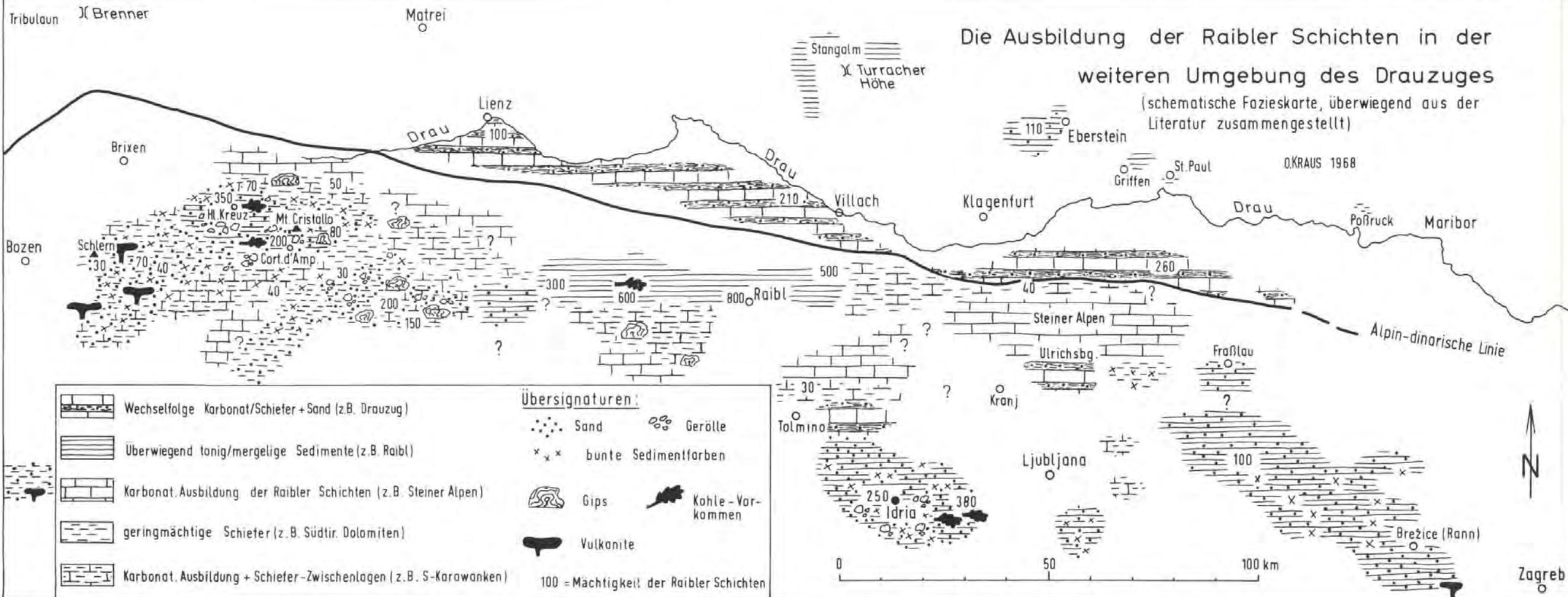
29

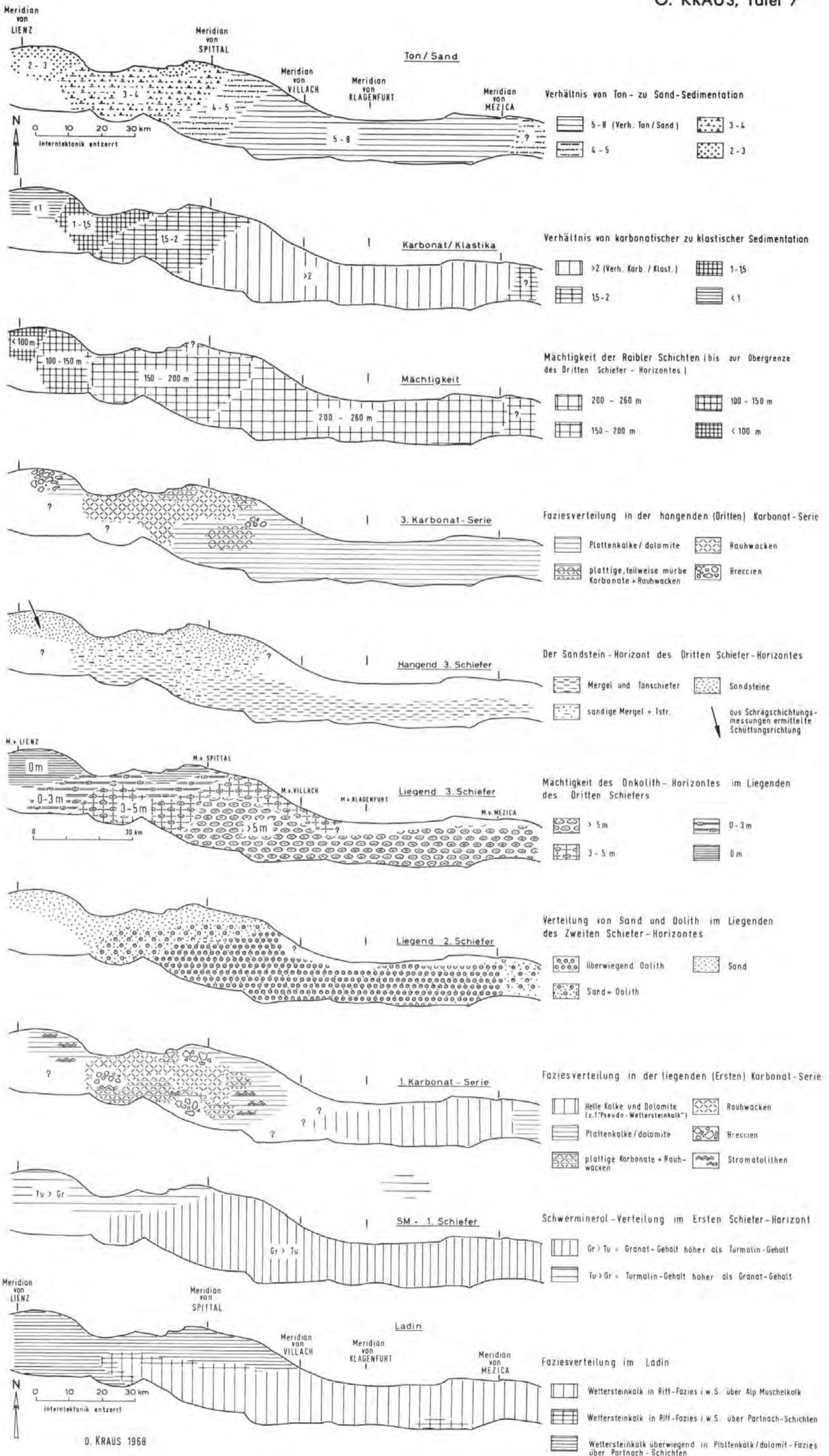


Maßstab
50 m
60
30
20
10
0m

32







Skizzen zur Faziesentwicklung und Paläogeographie der Raibler Schichten im Drauzug

Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxer Joch und Olperer (Zillertal, Tirol)

Volker Höck *)

mit 8 Abbildungen und 3 Tafeln

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	154
Summary	154
1 Einleitung	155
2 Baumaterial	156
21 Zentralgneis	156
22 Gesteine der parautochthonen Schieferhülle	156
221 Phengit-Arkose-Gneise	157
222 Karbonatgesteinsserie des Zuges Schmittenberg—Lärmstange—Kleiner Kaserer	159
223 Serie der Chloritphyllite	161
224 Die Arkoseserie	165
224.1 Metaarkosen	165
224.2 Quarzreiche Phyllite	167
224.3 Schwarzphyllite	167
224.4 Karbonatquarzite	168
224.5 Dolomitbrekzien	168
224.6 Chlorit-Serizit-Quarzite (Radiolarite)	169
224.7 Chloritoidführende Phyllite	170
224.8 Prasinite	170
224.9 Quarzite	171
224.10 Kalkphyllite	171
225 Zur Schichtabfolge der Arkoseserie	172
226 Zur Stratigraphie der parautochthonen Schieferhülle	174
23 Gesteine der Oberen Schieferhülle	175
231 Wustkogelserie	175
232 Triaskarbonatgesteine der Oberen Schieferhülle	176
233 Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Quarzit und Karbonatquarzit in der Oberen Schieferhülle	177

*) Adresse: Dr. Volker Höck, Institut für Geologie und Paläontologie der Univ.
Salzburg A-5020 SALZBURG, F. Porsche-Str. 8/7

24	Zur Metamorphose der Schieferhüllengesteine	178
25	Quartär	180
3	Tektonik	181
31	Regionale Beschreibung	182
32	Gefüge der s-Flächen und B-Achsen	189
33	Tektonischer Überblick	192

Zusammenfassung

Das Gebiet Tuxer Joch—Olperer wurde im Maßstab 1:10.000 neu aufgenommen. Besondere Beachtung wurde der Trennung der von SANDER als „Tuxer Grauwacken“ bezeichneten Gesteinsgruppe gewidmet.

Die tiefste Einheit bildet der Zentralgneiskomplex. Die darüber folgende parautochthone Schieferhülle beginnt mit einem Phengit-Arkosegneis wahrscheinlich permoskythischen Alters, an dem auch vulkanisches Material reichlich beteiligt ist. Der darüber folgende Karbonatgesteinszug Lärmstange—Kleiner Kaserer—Kahlwand bildet eine Abfolge von Kalkmarmoren und wenig Dolomiten und geht nach oben in eine Serie von Chloritphylliten, Dolomiten und Rauhwacken über, die recht gut in das Obertriasniveau paßt. Diese Chloritphyllitserie wiederum ist sedimentär mit der Arkoseserie verbunden, die durch den Vergleich mit ähnlichen Serien in den mittleren Hohen Tauern als jurassisch betrachtet wird. Sie besteht aus Arkosen, quarzreichen Phylliten, Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Karbonatquarziten, Dolomitbrekzien, Radiolariten und Prasiniten.

Auf Grund des primär sedimentären Zusammenhanges dieser Serien und der Position der Kalkmarmore im Liegenden der obertriadischen und jurassischen Serien wird den Kalken ein mitteltriadisches Alter zugeordnet.

Über der Arkoseserie liegt die nächste Einheit, die Obere Schieferhülle, beginnend mit der Wustkogelserie und dolomitischen Trias. Der größte Teil der Trias liegt als selbständiger, von der ganzen Schichtfolge losgelöster Körper (Schöberspitzentrias) vor. Die dolomitischen Gesteine werden von einer Folge von Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Karbonatquarziten und Quarzitschiefern abgelöst. Darüber endlich liegt die Masse der Kalkphyllite.

In tektonischer Hinsicht konnten vier Einheiten unterschieden werden: Die Kuppel des Zentralgneiskomplexes bildet die unterste Einheit. Auf Grund der Korngrößenabnahme der klastischen Anteile von S nach N innerhalb der Arkoseserie wird angenommen, daß die nächste Einheit im N der Zentralgneisschwelle beheimatet ist. Sie wird deshalb als parautochthone Schieferhülle bezeichnet. Die dritte Einheit bildet die Schöberspitzentrias, die als Tauchdecke und somit auch als von S her transportiert erkannt wurde. Eng verbunden ist sie mit der vierten Einheit, der Oberen Schieferhülle, die an ihrer Basis ebenfalls als Tauchfalte ausgebildet ist, wodurch auch ihr Ferntransport leicht erkannt wurde.

Summary

The area Tuxer Joch—Olperer was newly mapped in the scale 1:10.000.

Four units could be distinguished: The first and lowest unit, the complex of "Zentralgneis" consists of metagranite, quartz-biotite-schists and quartz-biotite-gneiss. The next unit, the "parautochthone Schieferhülle" consists of phengite-arcosegneiss, marble, and a sequence of metaarcose-quartz-phyllites, phyllites, quartzites and greenstone. The stratigraphic range reaches from lower triassic to probably higher jurassic times. The whole complex is intensely folded, but shows no sign of large movement from the south.

The third unit (Schöberspitzentrias) consists only of triassic limestone and dolomite. It is closely connected with the fourth, the "Obere Schieferhülle", which is also built up by triassic and jurassic rocks. The geological position and the internal structure of both units show, that they are transported from the south of the "Zentralgneis" to their present position.

1 Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus der Dissertation, die vom Verfasser am Geologischen Institut der Universität Wien abgefaßt wurde. Den beiden Vorständen des Institutes, Herrn Prof. Dr. E. CLAR und Herrn Prof. Dr. Ch. EXNER, wie den Herren Dr. W. FRANK, Prof. Dr. G. FRASL, Prof. Dr. A. PREISINGER und Prof. Dr. H. WIESENER sei für Anregungen und Unterstützung der Arbeit herzlich gedankt.

Das kartierte Gebiet wird im N von der Linie Kasern—Hintertux begrenzt, im E verläuft die Grenze von Hintertux über den Kesselboden zur Friesenbergscharte, biegt nach W um und zieht über die Gefrorne Wand und den Olperer bis zur Kahlwandspitze. Die Westbegrenzung des Aufnahmegebietes fällt mit der W-Grenze der AV-Karte: Zillertaler Alpen, westliches Blatt 1 : 25.000 zusammen. Der Kartierung lag die auf 1 : 10.000 vergrößerte AV-Karte zugrunde. Das Belegmaterial (Handstücke und Schliffe) wird am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg aufbewahrt.

Schon sehr früh erweckte das Gebiet E des Brenners das Interesse der Alpengeologen. Als einer der ersten war STACHE (1870, 1871, 1872 und 1874) im Zillertal tätig. Den Zentralgneis teilt er in Granitgneis und Porphyrgneis, die von ihm für paläozoisch gehaltene Schieferhülle in fünf Serien. Auch BECKE (1903) hält am paläozoischen Alter der Schieferhülle fest, unterteilt sie aber in zwei Einheiten. Der Zentralgneis wäre in die Schieferhülle eingedrungen. Dieser Ansicht ist auch FRECH (1905), er schreibt aber der Schieferhülle präkambrisches Alter zu.

TERMIER (1903, 1905) erkennt bereits die tektonische Zweiteilung der Schieferhülle, die über dem variszisch intrudierten Zentralgneis liegt. In einer Arbeit 1910 vergleicht STEINMANN den Hochstegenkalk mit dem tithonischen Sulzfluhkalk und leitet daraus ein oberjurassisches Alter des ersteren ab.

Sehr eingehend beschäftigt sich SANDER (1909, 1911, 1912, 1920 und 1947) mit den Gesteinstypen und Lagerungsverhältnissen am Tauernwestende. Seine Beschreibungen und Deutungen werden im folgenden eingehend diskutiert. In gleicher Weise setzt sich diese Arbeit mit den Ansichten von DÜNNER und BLESER auseinander, die 1934 das W-Ende des Tauernfensters im Sinne der STAUB'schen Ideen gliedern.

Ein wichtiges Detail für die stratigraphische und tektonische Auffassung der westlichen Hohen Tauern liefert KLEBELSBERG (1941), der von Hochsteg einen *Perisphinctes* sp. beschreibt.

In letzter Zeit bringt THIELE (1963 und 1967) neue Ergebnisse aus dem Gebiet des Tuxer Joches. Er erkennt den sedimentären Zusammenhang zwischen dem Hochstegenkalk und den darüberliegenden, heute metamorphen Sedimentserien. Da er am oberjurassischen Alter des Hochstegenkalkes festhält, muß er konsequenterweise den Großteil der darüberliegenden Schieferhülle in die Kreide stellen. Nach FRISCH (1968) reicht der Hochstegenkalk vom Lias bis in den oberen Jura, die darüberliegenden jurassischen Bündnerschiefer seien tektonisch vom Hochstegenkalk abzutrennen.

2 Baumaterial

21 Zentralgneis

Die Gesteine, die im oben begrenzten Gebiet unter dem Begriff Zentralgneis zusammengefaßt sind, werden im Rahmen dieser Arbeit nur kurz erwähnt. An anderer Stelle soll ihre Genese und Metamorphose besprochen werden.

Ein Teil des Tuxer Hauptkammes, nämlich Teile der Gefrorenen Wand, der Olperer und der Falsche Kaserer, wird von einigen Stöcken eines hellen, massigen Metagranites (A-Gneis SANDER's), die nur sehr selten Andeutungen einer Schieferung zeigen, aufgebaut. Im Moränenmaterial am Fuß der Gefrorenen Wand liegen vereinzelt Tonalitblöcke, deren Herkunft nicht bestimmt werden konnte. Die Abgrenzungen der einzelnen Gesteinstypen an einem Moränenblock deuten darauf hin, daß der Tonalit jünger ist als der Granit. In einem tonalitischen Neosom schwimmen nämlich vereinzelt, offensichtlich ältere Granitschollen.

Wesentlich reichhaltiger ist eine Gesteinsgruppe, die man mit Vorbehalt mit den B-Gneisen SANDERS vergleichen könnte. Sie besteht aus Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefern, Quarz-Biotit-Schiefern, die zonenweise gefeldspatet sind, und schließlich aus Biotitaugengneisen, die sehr eng mit den Quarz-Biotit-Schiefern zusammenhängen und mit ihnen durch Übergänge verbunden sind. Das Vorkommen der Quarz-Hornblende-Biotit-Schiefer liegt SSE des Spannagelhauses in der Nähe der Friesenbergscharte, am SE Eck der Karte, während die Biotitaugengneise und die Quarz-Biotit-Schiefer in intensiver Wechsellagerung unmittelbar die Gesteine der Schieferhülle unterlagern, so bei den Gletscherschliffen des Gefrorenen Wand-Keeses, S der Höllscharte und im SW des Aufnahmegebietes beim Steinernen Lamm.

Wie schon durch den Namen angedeutet wird, bestehen die schiefrigen Gesteine im wesentlichen aus Biotit (Hornblende) und alpidisch gesproßten Albitkörnern. Sind sie gefeldspatet, so liegen in diesem Grundgewebe eingebettet xenomorphe Alkalifeldspatporphyroblasten bis zur Größe von 1 cm. Der Feldspatgehalt übersteigt dabei aber nicht 20%. Die Biotitaugengneise unterscheiden sich von den schiefrigen Typen dadurch, daß sie neben Alkalifeldspat und den jungen Albiten noch reichlich alten Albit (Plag III) enthalten, sodaß in jedem Fall eine genügende Menge Feldspat vorhanden ist, die den Namen Gneis rechtfertigt. Durchzogen werden diese Gesteine von oft verfalteten Aplitgängen.

22 Gesteine der parautochthonen Schieferhülle

Hier soll die Gesamtheit der Gesteine besprochen werden, die zwischen den Zentralgneisgesteinen und der Basis der Oberen Schieferhülle beim Tuxer Joch liegen. Neben den Karbonatgesteinen (Lärmstange—Kleiner Kaserer und Frauenwand) wird ein Großteil der Gesteine behandelt, die von SANDER (1911, p. 274—278) als „Tuxer Grauwacken“ bezeichnet wurden.

Begriffserklärung: Der Ausdruck „Schieferhülle“ soll nur im tektonischen Sinne verwendet werden, ohne daß damit stratigraphische Aussagen verknüpft wären.

221 Phengit-Arkose-Gneise

Im SE Eck des Kartierungsgebietes herrschen grünlich-graue Gneise vor. Sie ziehen E vom Schmittenberg, der bereits außerhalb des Aufnahmegebietes liegt, immer an der Basis der Kalke entlang nach W. Bei Waldeben, wo sich vom Hauptzug der Kalkmarmore ein kleiner Ast abspaltet und nach S zum Spannagelhaus führt, folgen sie dieser Lage immer im Liegenden. Im S endlich fallen sie bei der Oberen Schwarzen Platte unter Gesteine des Zentralgneiskomplexes ein (Abb. 5).

Am Grat von der Höllscharte zum Großen Kaserer wurden S der Rhätizitquarzite und der sie unterlagernden Kalk- und Dolomitmarmore im Blockwerk Reste eines sehr hellen Gneises gefunden, der möglicherweise den Phengit-Arkose-Gneisen entspricht. Dieser Rest wäre das einzige Vorkommen derartiger Gesteine zwischen Biotitaugengneisen und Kalkmarmoren W des Spannagelhauses.

Unter dem Mikroskop (Schliffe 118 a, 226, 270, 271, 358):

Das charakteristische Aussehen dieses Gneises, seine graugrüne Farbe, verbunden mit den silberglänzenden, serizitischen Schuppen auf den s-Flächen, wird durch den Reichtum an Phengit hervorgerufen. Die etwa 0.1—0.5 mm \varnothing erreichenden Blättchen sind leicht erkennbar am Pleochroismus n_x fast farblos, n_z hellgrün, und an dem niedrigen Achsenwinkel: $2 V_x = 28-30^\circ$. Bemerkenswert ist außerdem, daß die Kristallisation des Phengites im Gegensatz zur Kristallisation der Glimmer der übrigen Gesteine hier nach der gefügeprägenden Deformation stattgefunden hat. Zusammen mit kleinen Quarz- und Albitkörnern bildet er das Grundgewebe, in dem eingestreut vereinzelt 2—3 mm große, stark undulöse Quarzkörner liegen, von denen sich einige auf Grund ihrer Korrosionsschläuche als Porphy Quarze erweisen. Häufig sind hingegen 0.5—1.5 mm große Feldspate, die meist in xenomorphen Umrißformen vorliegen. Idiomorphe Körner sind zwar vorhanden, aber ausgesprochen selten. Es handelt sich vorwiegend um Plagioklase mit einem An-Gehalt von 3 bis 6%. Die polysynthetischen Lamellen sind nach Albit- und Periklingesetz verzwilligt, dazu kommt aber noch in selteneren Fällen das Manebacher Gesetz bei einfach verzwilligten Individuen. Die Menge der Hellglimmer und Klinozoisitmikrolithen ist nicht sehr groß. Alkalifeldspäte (z. T. idiomorph) sind wesentlich seltener. Mikroklingsitterung ist nur sehr schwach oder nicht vorhanden, der Achsenwinkel $2 V_x = 50-60^\circ$ sehr niedrig. Selten kommen Zwillinge nach dem Karlsbader und dem Bavenoer Gesetz vor. Diese Daten deuten auf Bildungsbedingungen der Alkalifeldspäte bei relativ hohen Temperaturen und lassen auch eine Herkunft von Vulkaniten möglich erscheinen. Recht häufig findet man bereits Biotite mit dem für die alpidische Metamorphose so charakteristischen olivgrünen Pleochroismus. Akzessorisch sind Zirkon, Apatit, Chlorit, Klinozoisit, Titanit, Orthit, Erz.

Die Gneise können in ihrer Zusammensetzung recht stark variieren. So treten in manchen Fällen Feldspate und Quarze stark zugunsten des Hellglimmers zurück, sodaß untergeordnet Phengitschiefer vorkommen. Sehr häufig durchziehen, besonders im südlichen Teil, weiße, sehr feinkörnige Lagen aus Quarz und Albit in großer Häufigkeit und unregelmäßigen Formen, bald mächtiger, bald dünner werdend, das Gestein. In vielen Fällen sind nur schmale Linsen und Flatschen vorhanden. Ihre Mächtigkeit schwankt, beträgt aber nie mehr als wenige Zentimeter; der mengenmäßige Anteil an den Gneisen kann bis 30% betragen. Offensichtlich handelt es sich dabei um Abkömmlinge saurer Vulkanite.

Zusammenfassend ergibt sich folgendes Bild: Das heute als Gneis vorliegende Gestein entspricht in seiner ursprünglichen Zusammensetzung einer Arkose, an deren Zustandekommen sicher vulkanisches Material

beteiligt war, so etwa die Porphy Quarze und ein allerdings nicht genauer abgrenzbarer Teil der Feldspate. Auch die feinkörnigen Quarz-Albitlagen und -linsen sprechen gerade wegen ihrer extremen Feinkörnigkeit für die Herkunft von einem kieselsäurereichen Vulkanit.

Dieses Bild läßt sich recht gut mit dem von FRASL (1958, p. 345—348) vom Wustkogel und anderen Lokalitäten beschriebenen Phengit-Arkose-Gneis vergleichen, den FRASL der Wustkogelserie zuordnet und ins Permoskyth stellt. Während ein Unterschied zu diesem Gestein lediglich dadurch gegeben ist, daß hier im Gegensatz zu den mittleren Hohen Tauern der Alkalifeldspat mengenmäßig zugunsten des Plagioklases zurückgedrängt wird, ist die Übereinstimmung mit der von FRASL beschriebenen Wustkogelserie einerseits, als auch mit den Phengit-Arkose-Gneisen an der Basis der Oberen Schieferhülle, deren Zugehörigkeit zur Wustkogelserie gesichert scheint, sehr überzeugend. Die Fortsetzung der Phengit-Arkose-Gneise nach E zum Schmittenberg bezeichnet FRISCH (1968, p. 294) als Knollengneise des Höllensteins. Wegen der offenbar sehr engen Verbindung zum tiefer liegenden Geröllgneis mit seinen Granit-Intrusionsgängen betrachtet FRISCH den Knollengneis als der alten Schieferhülle (Altpaläozoikum) zugehörig. Dagegen neige ich dazu, aus den oben angeführten Gründen zumindest vorläufig am permoskythischen Alter der Phengit-Arkose-Gneise festzuhalten.

Als Anhang zu diesem Abschnitt sei hier noch kurz ein Gestein beschrieben, dessen Stellung unklar ist. Es handelt sich dabei um einen graphitreichen Rhätizitquarzit, der S des Kleinen Kaserers am Hang S der Höllscharte unter die Kalkmarmore einfällt. Die Kontaktverhältnisse zu den umgebenden Gesteinen sind unklar. Im E und im N ist dieser Quarzit zug vom Schnee des Gefrorne-Wand-Keeses begrenzt, im W verliert er sich unter Schutt und im S und SW liegt der Rhätizitquarzit mit einer scharfen Grenze auf Kalkmarmoren.

Einerseits werden Rhätizite in dunklen Phylliten aus der Schwarzkopffolge beschrieben (CORNELIUS & CLAR 1939, p. 119, und FRASL 1958, p. 367—369). Diese Rhätizitschiefer werden jetzt dem obertriadischen Quartenschieferniveau zugerechnet und liegen damit im Hangenden der triadischen Karbonatgesteine. Faßt man die Rhätizitquarzite der Höllscharte als dem gleichen Niveau zugehörig auf, so wären sie als die obertriadische primäre Auflagerung auf die Kalkschuppen zu denken. Zum anderen könnte man die Rhätizitquarzite auch als permoskythisch ansehen und sie an die Basis des Kalkzuges stellen. Es wurden im gesamten Bereich des Tauernwestendes ähnliche rhätizitführende Gesteine an der Basis der Kalke beobachtet. Auch EXNER (1964, p. 76) beschreibt von der Basis des Angertalmarmors Quarzite, die Disthen führen, und die er für permoskythisch hält. Die stratigraphische Einstufung dieses Quarzites soll daher einstweilen offen gelassen werden.

Der Quarzit ist schwarz, manchmal dunkelgrau, feingeschichtet mit helleren, quarzreichen Zwischenlagen. An den s-Flächen findet man z. T. in parallelen Büscheln, z. T. radialstrahlig angeordnet, feine, langgestreckte Rhätizitkristalle.

Unter dem Mikroskop (Schliff 363):

85% des Gesteines werden aus einem Pflaster mittelgroßer, stark undulöser, miteinander verzahnter Quarzkörner gebildet. In diesem Quarzpflaster liegen die einzelnen Disthenkristalle, die durch graphitische Einschlüsse schwarz verfärbt sind und deshalb als Rhätizit bezeichnet werden. Ebenso wie die graphitische Substanz sind die Disthene lagenförmig angeordnet und begleiten die Graphitzüge. Die Rhätizite sind zweifellos im Zuge der alpidischen Metamorphose gewachsen, wie die Einschlüsse und besonders das graphitische si bezeugen. Hinweise auf die nach der Kristallisation erfolgte Deformation sind durch das starke undulöse Auslösen der Quarze, randlichen Quarzmörtel und die starke Zerpressung der Disthene gegeben. Vereinzelt findet man noch im Quarzpflaster liegend kleine Hellglimmerschuppen.

222 Die Karbonatgesteinsserie des Zuges Schmittenberg—Lärmstange—Kleiner Kaserer

Vom Schmittenberg läßt sich ein mächtiger Kalkmarmorzug nach W entlang der Hänge S Hintertux über die Schlucht S Kaiserbrunn bis zu den Geierwänden und weiter bis zum Kögerl verfolgen. Bei Waldeben, wo der Großteil des Marmors durch Moränenschutt verlegt ist, zweigt ein kleiner Zug ab, der nach S über die Kleegrube zum Spannagelhaus führt und wenige Meter weiter südlich unter den Biotitaugneisen verschwindet.

Die Hauptmasse des Kalkmarmors streicht weiter nach SW zur Lärmstange und der Ramsen, dem Kar, das der Lärmstange im N vorgelagert ist. Hier spaltet sich der Kalkmarmor in drei Faltenzüge auf, von denen der nördlichste vom Knoflacher über die Frauenwand nach NW in den Kasererwinkel zieht, wo er dann unter der Arkoseserie verschwindet. Der zweite, mittlere Zug läuft parallel zum ersten etwa 300—350 m weiter S auch ins Kaserertal und taucht etwa 500 m NW der Schöberspitzen ebenfalls unter die Arkoseserie unter. Der dritte und letzte Zug zieht von der Lärmstange nach SW am Fuße des Kaserergrates bis zur Höllscharte und baut weiter im W die Vordere Höllwand auf. N des Kleinen Kaserers taucht er S der Toten Grube wieder auf. Sowohl im W wie im N der Toten Grube fällt der Kalkmarmor unter die Arkosen ein, nur im Süden, WNW des Kleinen Kaserer-Gipfels liegt er infolge der starken südvergenten Verfaltung auf der Arkoseserie auf (Profil 3). Südlich der Höllscharte kommt nochmals ein schmaler Zug, der in sich wieder durch eine Quarz-Biotit-Schieferlamelle zweigeteilt ist. Vom Steinernen Lamm nach W ist die Basis der Kalkmarmore ebenfalls zweigeteilt.

Die Marmorabfolge beginnt im Bereich der Gletscherschliffe des Gefrorenen Wand-Keeses mit einem etwa 2—2.5 m mächtigen, dunkelbraunen Marmorband, unter dem man ganz vereinzelt nur wenige Zentimeter mächtige Linsen eines weißen Quarzits findet. Zahlreiche ausgewitterte Quarzkörner und Hellglimmer, die den Kalkmarmor in feinen Lagen durchziehen, sind ebenso wie Biotite neben der Farbe für dieses Band charakteristisch (Profil 6, 9, 10).

An vielen Stellen, ohne daß diese im einzelnen genauer abgrenzbar wären, erweist sich das Gestein, wie sich bei Betupfen mit Salzsäure zeigt, als dolomittführend. Gegen das Hangende wird die Farbe immer heller und der Quarzgehalt nimmt stark ab. Der braune Kalk- bis Dolomitmarmor geht in einen hellgelben, recht reinen Kalkmarmor über. Neben reichlichem Hellglimmer findet man auch hier noch Biotit. Die für die Triasbasis in den mittleren Hohen Tauern charakteristischen Phyllit-

flatschen wurden nur an einer Stelle an der Basis der Marmorzüge der Kastenwand beobachtet. Beide Kalktypen sind sehr eng miteinander verknüpft. Sie sind immer an der Basis der Kalkmarmore zu finden, sowohl bei Waldeben als auch bei den Gletscherschliffen am Fuß der Lärmstange, wo sie unter dem Eis des Gefrorenen-Wand-Keeses verschwinden; ebenso in der Gegend des Spannagelhauses, aber auch in der kleinen Kalkmarmor-schuppe S der Höllscharte und schließlich an der Basis beider Lagen von Kalkmarmor zwischen Steinernem Lamm und Kahlwandspitze.

Bei den Gletscherschliffen des Gefrorenen-Wand-Keeses folgen auf die gelblichen Basiskalke Bänderkalke, ziemlich reine Kalkmarmore, mit hellgrauen bis dunkelgrauen Bändern, zwischen denen weiße bis schwach rosa gefärbte Streifen liegen. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänder übersteigt nur selten wenige Zentimeter (Profil 9, 10).

Außer in dieser Position im Liegenden des Kalkmarmor-komplexes findet man Bänderkalke auch noch im Hangenden der ganzen Karbonat-gesteinsabfolge. Es wechseln hier blaugraue mit etwa dezimeter bis zentimeter-mächtigen weißen, sehr reinen Bändern. Solche Bänderkalke trifft man bei der Kastenwand, bei der Vorderen Höllwand, im Kalkzug der Frauenwand und im Bereich der Kalke des Kögerls und schließlich N der Geierwände. Sie sind zwar nicht überall vorhanden und gehen seitlich in normal blaugraue Kalkmarmore über, ihr Auftreten ist aber sehr charakteristisch für das Hangendniveau der Kalkmarmore.

An vielen Stellen werden die liegenden Bänderkalke von blaugrauen, dünnbankigen Kalkmarmoren des Typs ersetzt, der auch dieselben Bänderkalke gegen das Hangende hin ablöst. Diese plattigen Kalke sind etwa 50—75 m mächtig. In ihnen liegen verschiedentlich Dolomitlinsen und Dolomitschollen, die etwa 0.5—1 m im \varnothing messen und unregelmäßige, amöboide Umrißformen besitzen, sodaß der Eindruck entsteht, als ob die Dolomitisierung der Kalke von mehreren Zentren ausgegangen wäre und noch im Anfangsstadium der Dolomitisierung wieder gestoppt worden wäre.

Gegen das Hangende hin verschwindet die plattige Textur immer mehr und die plattigen Kalkmarmore werden allmählich zu einem grobgebankten bis ungebankten massigen, blaugrauen Kalk, der die Hauptmasse des ganzen Karbonatgesteinszuges bildet. In diesem Kalk wurden auch an zwei Stellen Spuren von umkristallisierten Fossilien, wahrscheinlich Echinodermenresten, gefunden, die sich sowohl makroskopisch als auch mikroskopisch in kleinen, rundlichen, 0.5—1 mm großen Kalzitkörnern äußern und aus dem Grau der Kalke herausragen. Die erste Lokalität liegt beim Kalkzug der Vorderen Höllwand, und zwar etwa 50—80 m E des Punktes, wo der Weg zur Geraer Hütte den Kalkzug schneidet. Die zweite Fundstelle liegt im zweiten, mittleren Kalkzug, wo der Weg zur Geraer Hütte über einen kleinen Sattel hinunter in die Tote Grube führt.

In denselben Kalken befinden sich auch Dolomitlagen und -Linsen. So liegt zwischen Lärmstange und Kaserergrat ein etwa 2—3 m mächtiges Band eines hellgelben, massigen Dolomites, das allerdings in der senkrechten Wand nicht sehr weit verfolgt werden konnte. Ebenso wurden Dolomitlagen und Dolomitbänder in der Vorderen Höllwand, vergesellschaftet mit hellen Kalkmarmoren und Grünschieferbändern, angetroffen (Profil 7).

Charakteristisch für diesen Grünschieferband ist ein lagiger Wechsel von relativ hellen quarz-albit-reichen Zonen, in denen noch bräunliches Karbonat liegt, und grünen Lagen, die reich an kleinen, 0.2—1.5 mm großen Klinozoisiten, Biotit und Chlorit sind. Die enge Vergesellschaftung dieser Gesteine mit Kalkmarmoren und Dolomiten spricht für synsedimentäre Einschaltungen und nicht für tektonische Verschuppung oder Verfaltung. Offensichtlich handelt es sich dabei um tuftisches Material, das in eine karbonatreiche bis sandige Matrix eingeschwemmt wurde. Ein Vergleich mit den von CORNELIUS & CLAR (1939, p. 113) beschriebenen Prasiniten in Triasdolomiten von Ferleiten liegt nahe.

Darüber hinaus wurden in verschiedenen Niveaus der massigen Kalke graubraune bis schwarze Kalkschieferlagen angetroffen, charakterisiert durch größere, dunkle Phyllitflatschen und z. T. sandige Bänder, die durch das Herauswittern der Quarze schön zu erkennen sind. Diese schiefrig-sandigen Zonen sind nie sehr ausgedehnt, sie enden oft recht unvermittelt und setzen in einem etwas anderen Niveau ebenso plötzlich wieder ein. Besonders im Abschnitt Lärmstange—Ramskopf sind diese dunklen Lagen häufig und kommen auch in der N-Flanke des Kleinen Kaserers im N der Höllscharte, wie im Gebiet der Kastenwand, vor (Profil 8, 9).

In den stratigraphisch höchsten Teilen werden die Kalke heller und gehen dann in grüne Chlorit-Phyllite über. Die ebenso in diesem Niveau auftretenden Bänderkalke wurden bereits erwähnt. Diese helleren Kalke zeigen z. T. wieder stärkeren Quarzgehalt und enthalten Flatschen und Linsen von grünen Phylliten, deren Menge allmählich zunimmt, sodaß bald Chlorit-Kalkphyllite und später Chlorit-Phyllite vorliegen. Diese Serie ist für die Deutung der Stratigraphie wie auch der tektonischen Stellung des ganzen kartierten Gebietes wesentlich und soll in einem eigenen Abschnitt dargestellt werden (Abb. 1—4).

223 Serie der Chlorit-Phyllite (Abb. 1—4)

Die Gesteine dieser Serie sind überall an der Grenze zwischen Kalk und Arkose verbreitet, meist aber nur wenige Meter oder auch nur Dezimeter mächtig; besonders gut können diese Gesteinstypen im Gebiet der Frauenwand, etwas ENE davon beim Knoflacher, und im NE des Kögerls studiert werden.

Diese wechselvolle Serie besteht im wesentlichen aus Chlorit-Phylliten, Chlorit-Quarziten, grauen Quarzphylliten, Kalkphylliten, verbunden mit hellgelben bis weißen Dolomiten oder Kalken, häufig mit Rauhewacken, und ab und zu treten noch in enger Vergesellschaftung damit Schwarzphyllite hinzu. Die einzelnen Gesteinsarten können sich gegenseitig vollständig vertreten, sodaß manchmal fast nur Kalkphyllite oder auch nur Chloritphyllite oder grünliche Quarzite diesen Horizont bilden. Sehr konstant, wenn auch geringmächtig, begleiten Dolomite diese Serien, Rauhewacken sind etwas seltener.

Die grünen chloritreichen Phyllite sind der Hauptbestandteil dieser Serie. Ihr Charakter kann sehr stark wechseln von grünen Quarzphylliten zu grünen Kalkphylliten. Fast immer sind Kalk- oder Quarzlinen vorhanden.

Unter dem Mikroskop (Schliff 92, 181):

Quarz bildet je nach der Menge ein mittel- bis grobkörniges Pflaster oder nur schmalere Quarzlagen und -linsen. Im Quarzpflaster eingebettet liegen häufig Karbonatkörner, daneben findet man auch kleine Karbonatlinsen. Hellglimmer durchziehen in feinen Lagen entlang der s-Flächen das ganze Gestein und werden fast immer von Chloriten mit einem Pleochroismus n_x hellgrün, n_z apfelgrün begleitet. Auf Grund der Interferenzfarben konnten zwei Typen von Chloriten unterschieden werden, nämlich ein Magnesiumchlorit und ein Magnesium-Eisen(II)-Chlorit. Unregelmäßige Mylonitlagen, die aus einem feinen Gereibsel von Quarz, Hellglimmer und Chlorit bestehen, deuten ebenso wie die undulösen Quarze und die verbogenen Hellglimmer und Chlorite auf eine extrem starke nachkristalline Durchbewegung.

Wesentlich für die Bedeutung des Gesteins ist das Vorkommen von klastischen Plagioklasen, die man zwar nur relativ spärlich, aber immerhin schon findet und die in ihrem Aussehen gut zu denen der Arkoseserie passen. Es sind meist kleine 0.5 mm große Plagioklase mit xenomorphen Umrißformen. Der An-Gehalt liegt zwischen 2—6%. Neben diesen Plagioklasen sind auch noch eng vergesellschaftet mit dem Quarzpflaster alpidisch gesproßte, kleine Albitkörner mit einem Anorthitgehalt von 0 bis 4%. Sehr selten sind Biotit (Stilpnomelan?), Turmalin, Zirkon und Apatit.

Bilden auch chloritreiche Phyllite mengenmäßig den größten Anteil, so sollen doch die mit ihnen in enger Verbindung stehenden oder auch seitlich in sie übergehenden Gesteine kurz erwähnt werden. Dazu gehören: graugrüne Quarzphyllite, grünliche Quarzitschiefer, Dolomite und Rauhwacken. Kalkphyllite und Schwarzphyllite, die ebenfalls häufig mit den Chloritphylliten eng vergesellschaftet sind, werden im Abschnitt über die Arkoseserie besprochen. Die Quarzphyllite gleichen ähnlichen Typen der Arkoseserie durchaus und unterscheiden sich von ihnen nur durch einen etwas stärkeren Chloritgehalt, der auch die Farbe bedingt. Schon makroskopisch ist die für diese Serie schon fast charakteristische Mylonitisierung erkennbar. Manchmal sind in den Phyllit auch noch schmalere Bänder eines Kalkes sedimentär eingelagert: ein weiterer Hinweis auf den sedimentären Zusammenhang zwischen Kalk und Arkoseserie.

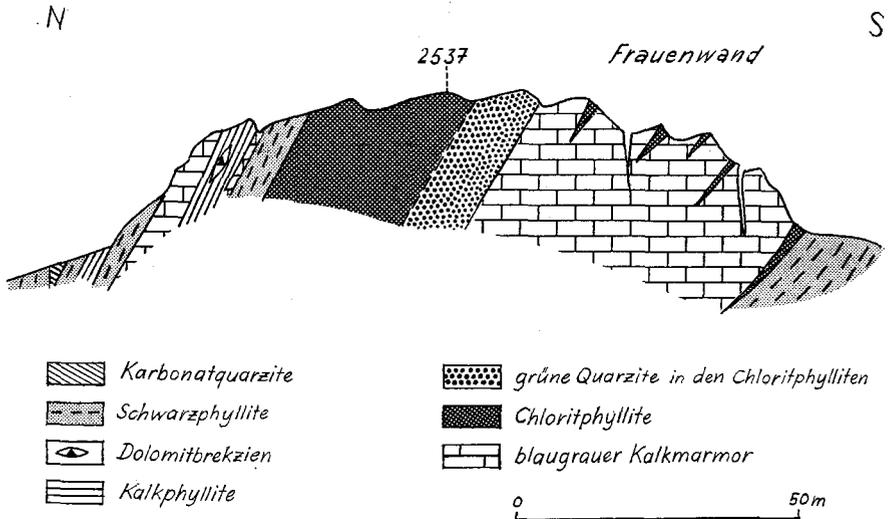


Abb. 1: Profil durch den Gipfelaufbau der Frauenwand (2537 m)

Bänder eines hellgelblichen, feinkristallinen, fast dichten Dolomites mit einzelnen Quarzlinsen sind in dieser Serie zwar nur sehr geringmächtig, doch aber recht konstant. Nur beim Knoflacher in der Südflanke der Schwarzen Wand erreicht ihre Mächtigkeit Meterzehner, sodaß sie auch kartenmäßig ausscheidbar sind (Abb. 2). Rauhwacken in Begleitung der Dolomite sind wesentlich seltener, so etwa bei der Kahlwand, aber auch der Frauenwand.

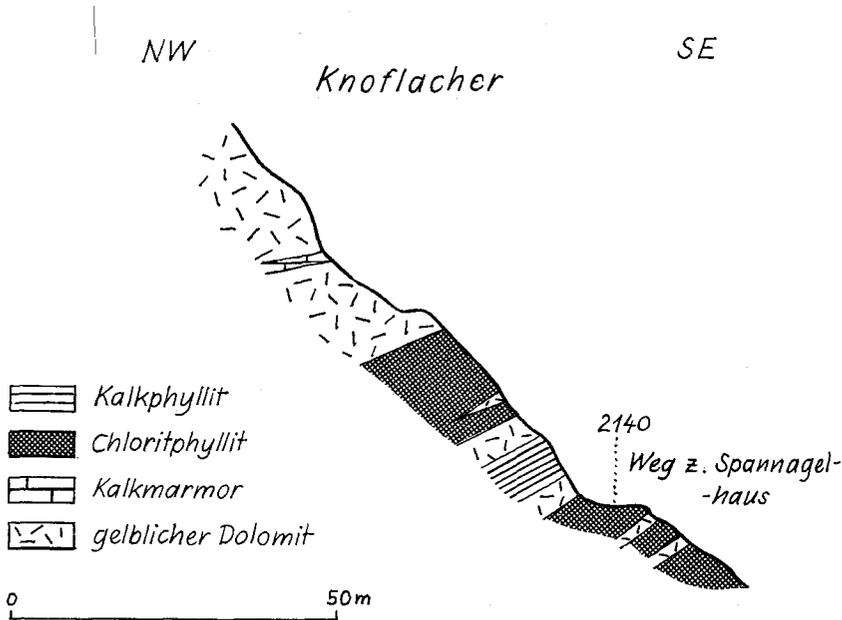


Abb. 2: Profil beim Knoflacher 1000 m ENE der Frauenwand. Gelblichweißer Dolomit wechselt mit Chloritphyllit, ist hier aber wahrscheinlich tektonisch angeschnitten

Die ganze Serie ist also charakterisiert a) durch ihren reichen stofflichen Bestand (Dolomite, Rauhacke, Kalk, Chloritphyllite, Quarzphyllite, Quarzite, Kalkphyllite und Schwarzphyllite), b) durch raschen seitlichen Wechsel der einzelnen Gesteine, c) durch den Gehalt an klastischen Feldspäten.

Ein Vergleich dieser bunten Serie mit entsprechenden Abfolgen aus der Großglocknergruppe (FRASL & FRANK 1964, p. 23) und aus den Schweizer Alpen bringt weitgehende Übereinstimmungen, sodaß auf eine Altersgleichheit (Obertrias) geschlossen werden kann. Während die enge Vergesellschaftung der Chloritphyllite mit hellen Dolomiten und Rauhacken für diese Einstufung wesentlich ist, möchte ich dem Fehlen von Chloritoid, der in altersgleichen Gesteinen weit verbreitet ist, wenig Bedeutung beimessen.

FRISCH (1968, p. 318) stellt den „grünen Phyllit“, die offensichtliche Fortsetzung der Chloritphyllitserie nach E hin, ins Altpaläozoikum, da er immer im Zusammenhang mit den Basisschichten (Quarzite und Basis- kalke) im Liegenden des Hochstegenkalkes vorkommt. Die geologische Position im Hangenden der Kalke und der enge Zusammenhang mit ihnen, der weiter unten genauer aufgezeigt wird, erlauben es in meinem Kartierungs- gebiet nicht, die Chloritphyllitserie als altpaläozoisch einzustufen. Überdies muß noch erwähnt werden, daß helle Quarzmarmore, ähnlich den Basis- kalken, auch im Hangenden der Kalkmarmorabfolge vorkommen und Quarzite an der Chloritphyllitserie beteiligt sind.

Neben der stratigraphischen Einstufung der Chloritphyllitserie muß ihre Position beachtet werden: die Einschaltung zwischen die Kalkmarmore einerseits und die Arkoseserie andererseits (Abb. 1, 3, 4).

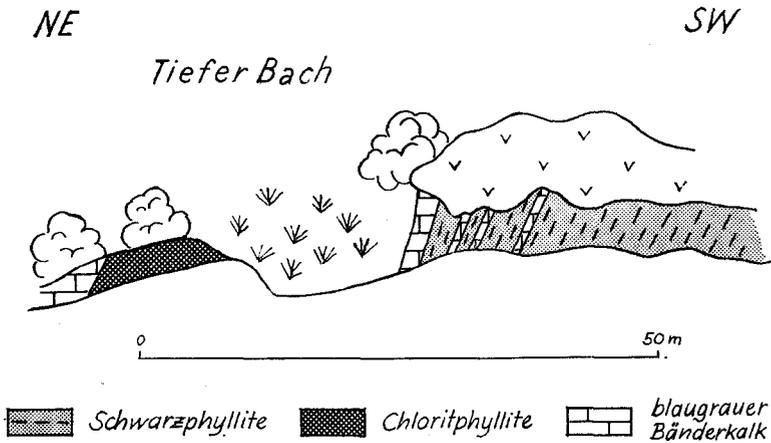


Abb. 3: Ansichtsskizze Tiefen Bach 600 m NNE des Kögerls. Blaugraue Bänderkalk- wechsellagern mit Schwarzphylliten (Sedimentärer Zusammenhang)

Zunächst sei die Beziehung zu den Kalkmarmoren, die schon im letzten Abschnitt erwähnt wurde, betrachtet. Im wesentlichen sind die grünen Phyllite mit den weißen Kalken und Bänderkalken sehr eng verbunden. So findet man z. B. beim Kögerl weiße Kalke mit grünen Phyllitflatschen, oder beim Knoflacher weiße Kalke mit kleinen grünen Phyllitbändern, die in einen grünen Kalkphyllit übergehen. Ähnlich liegen die Verhältnisse am S-Grat der Frauenwand, im Hangenden des zweiten, mittleren Kalk- zuges.

Ebenso enge Beziehungen zwischen Chloritphyllitserie und Kalken bestehen zwischen Chloritphyllitserie und der sie überlagernden Arkoseserie. Das äußert sich darin, daß die an der Chloritphyllitserie beteiligten Kalk- phyllite und Schwarzphyllite durch Zunahme an Feldspatgeröllen allmählich in die Arkosen übergehen und daß man bereits in den Chloritphylliten klastische Feldspate findet, die völlig denen der Arkoseserie gleichen.

NNW

SSE

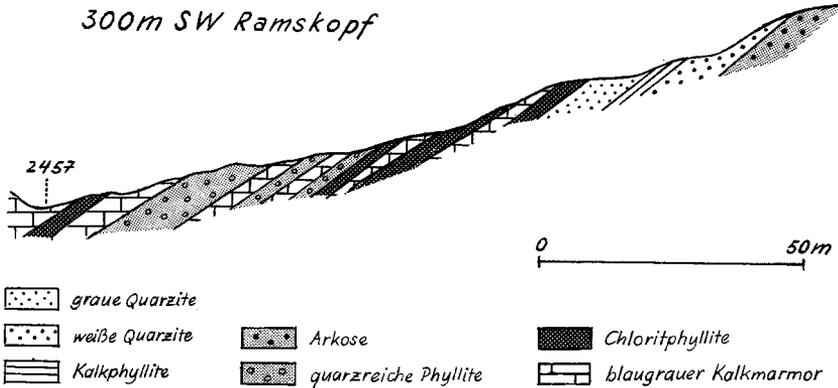


Abb. 4: Profil am Rücken zu P. 2905 am Kaserergrat 300 m SW des Ramskopfes. Die Kalkmarmore des mittleren Kalkzuges wechsellagern an ihrer Liegendgrenze mit der Chloritphyllitserie und Gesteinen der Arkoseserie

Diese Belege dürften hinreichend zeigen, daß die Wahrscheinlichkeit eines sedimentären Zusammenhanges zwischen Chloritphyllitserie und Kalkserie einerseits und zwischen Chloritphyllitserie und Arkoseserie andererseits sehr groß ist. So wird die Chloritphyllitserie auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit, ihrer lithologischen Signifikanz und ihres Zusammenhanges mit Liegend- und Hangendserie sowohl für die Auflösung der Stratigraphie als auch der Tektonik zum Leithorizont.

224 Arkoseserie

Unter dieser Serienbezeichnung wird die ganze bunte Gesteinsgruppe zusammengefaßt, die im Hangenden der Kalkzüge einen wesentlichen Teil der parautochthonen Schieferhülle aufbaut. Es wird hier eine Folge beschrieben, die sich im wesentlichen aus Arkosen, quarzreichen Phylliten und Schwarzphylliten, aber auch aus Quarziten, Dolomitbrekzien und Prasiniten zusammensetzt. Charakteristisch für diese wechselvolle Serie ist, daß sich gerade die klastischen Gesteine im Streichen sehr rasch ablösen. Eine klare Schichtabfolge, die über das ganze Gebiet Geltung hätte, ist nicht vorhanden. Der rasche Gesteinswechsel und die sich daraus ergebenden Schlüsse werden später in einem eigenen Abschnitt behandelt. Es soll auch hier gleich festgestellt werden, daß sich die verschiedenen Typen meist nicht scharf trennen lassen und überall fließende Übergänge zu finden sind.

224.1 Metaarkosen

Neben den quarzreichen Phylliten sind die Metaarkosen am weitesten verbreitet, deshalb soll die ganze Serie nach ihnen benannt werden. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt auf den N- und W-Hängen des Kleinen Kaserers, besonders aber um die Gipfelregion. In seiner W-Flanke ver-

zählen sich die Arkosen etwa in einer Höhe von 2600 *m* allmählich mit quarzreichen Phylliten und Schwarzphylliten, die bis ins Wildlahnertal hinunterstreichen. S des Wildlahnertales findet man noch reichlich Arkosen zwischen der Kastenwand und der Kahlwandspitze. NE des Kleinen Kaserers ziehen die Arkosen bis zu P. 2905, wo sie von Quarziten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten abgelöst werden, und von dort weiter fast den ganzen Rücken bis in den hintersten Kasererwinkel hinunter. In der Mulde S der Frauenwand sind Arkosen noch recht häufig, nördlich der Frauenwand aber nur mehr in einzelnen kleinen Vorkommen innerhalb der Schwarzphyllite vorhanden. Im Bereich nördlich der Sommerbergalm fehlen die Arkosen vollständig. W des Kasererwinkels, um die Schönlahnerspitzen und W davon sind sie auf wenige Vorkommen beschränkt.

Die Zusammensetzung dieser Gesteinsgruppe ist recht bunt. In den meisten Fällen handelt es sich um karbonathaltige, feinschichtige Arkosen, die braun auswittern; es kann aber auch Karbonat zugunsten von Hellglimmer fehlen und die Feldspate liegen dann in einem phyllitischen, meist schwarzen Bindemittel. Sowohl Hellglimmer als auch Karbonat fehlen manchmal und statt dessen finden wir eine sehr harte, weiße bis hellgraue Arkose, die im wesentlichen nur aus Feldspat und Quarz besteht. Den ersten Typ müßte man als karbonatführende Arkose, den zweiten als phyllitische Arkose und den dritten schließlich als Arkosegneis bezeichnen. Diese einzelnen Arkosetypen können nicht auf der Karte ausgeschieden werden, sondern man kann nur Handstücke mit diesen Namen bezeichnen, da das Bindemittel sehr rasch wechselt.

Unter dem Mikroskop (Schliff 9, 23, 43, 62, 71, 81):

Kleine bis mittelgroße Quarzkörner bilden miteinander häufig ein Pflaster, an dem nicht selten Karbonat mit charakteristischer Drucklamellierung und auch Albit beteiligt sind. Erscheinungen starker postkristalliner Durchbewegung, wie undulöses Auslösen, starke Verzahnungen der Quarzkörner untereinander und Böhm'sche Streifung sind allgemein verbreitet. Recht selten sind linsenartige Nester von Quarzkörnern, bei denen die Vermutung nahe liegt, es könnte sich um sedimentär eingestreute Quarzitgerölle handeln. Einige kleine, linsenförmige Gerölle aus einem feinkörnigen dolomitischen Karbonat, die überdies noch dunkel pigmentiert sind, möchte ich als Dolomitsand deuten. Nach TOLLMANN'S Untersuchungen in den Radstädter Tauern (1964, p. A 54) wäre Dolomitsand charakteristisch für Liasschiefer. Die Hellglimmer, die selten in feinen Einzel-schuppen, meist aber in größeren Zügen parallel *s* angeordnet sind, zeigen Spuren eines zweiten *s*-Flächen-Systems, das etwa in einem Winkel von 30° auf das Haupt-*s*-Flächen-System steht. Dieses zweite *s*-Flächen-System ist im allgemeinen im Handstück nicht mehr zu erkennen.

Die Plagioklase liegen, sofern es sich um klastische Individuen handelt, als polysynthetisch lamellierte Körner (Plag III und Plag II) vor. Die Lamellierung entspricht dem Albit- und Periklingesetz. Der Anorthitgehalt beträgt 3–6%. Mikrolithen sind ebenfalls in vielen Individuen vorhanden, fehlen aber manchmal in Plagioklasen, die auch lamellenfrei sind. Die Mikrolithen bestehen vorwiegend aus Hellglimmer, Klinozoisit und Karbonat. Verheilte Rupturen sprechen für eine Deformation vor der letzten Kristallisation und für ein höheres Alter der Plagioklase als das des Gesamtgesteines. Der neu gesproßte Albit ist dem alten gegenüber durch den niedrigen Anorthitgehalt von 0 bis 3%, die rundlichen Umrißformen, die fehlenden Lamellierungen und schließlich das häufige, meist unverdrehte graphitische *si* gekennzeichnet. Alkalifeldspat ist nur in ganz wenigen Schliffen aus der Nordflanke des Kaserergrates vorhanden. Es handelt sich um kleine, xenomorphe Körner, die deutliche Mikroklingitterung zeigen. Die für die alten Alkalifeldspate charakteristischen Perthiternmischungen fehlen, wenn man von feinen mikroperthitischen Fasern absieht. Der Achsenwinkel $2 V_x = 78\text{--}86^\circ$ liegt etwas höher als bei den Alkalifeldspaten des Metagranits und der Biotitaugengneise. Es wäre möglich, daß es sich dabei um einen alpidisch gesproßten Alkalifeldspat (Knaf I)

handelt. Sehr selten sind Biotit, in zentralgneisnahen Teilen aktinolithische Hornblende und Chlorit. Akzessorisch sind Klinoisit, Zirkon, Apatit, Titanit, Orthit und schließlich opakes Erz.

Um die Variabilität der quantitativen Zusammensetzung zu zeigen, sollen hier mehrere Modalanalysen gegenübergestellt werden.

Tabelle 1

Minerale	Probennummer			
	43	62	71	81
Quarz	43%	50%	46%	52%
Hellglimmer	5%	—	8%	16%
Karbonat	—	—	21%	13%
Plagioklas	39%	40%	1%	2%
Alkalifeldspat	—	5%	23%	16%
Chlorit	3%	3%	—	—
Biotit	9%	—	—	—
Akzessorien	1%	2%	1%	1%

224.2 Quarzreiche Phyllite

In diesem Abschnitt sollen Gesteine besprochen werden, deren Gehalt an klastischen Feldspaten relativ gering ist, zu gering jedenfalls, um sie als Arkose zu bezeichnen, und die reich an Quarz sind. Die Bezeichnung Quarzphyllit wurde vermieden, da zweifellos größere Mengen dieser Gesteine nicht der genauen Definition entsprechen (Symposion 1962), aber untrennbar mit echten Quarzphylliten verbunden sind.

Gegen N und E hin lösen sie die Metaarkosen ab, so finden wir sie im NW der Kahlwandspitze, auf der W-Flanke des Kleinen Kaserers, etwa ab 2600 m Höhe. Im Bereich des Wildlahnertales sind sie stärker mit Schwarzphylliten vermenget. Reich vertreten sind quarzreiche Phyllite im Bereich W des Kasererwinkels zwischen Schöberspitzen und Riepenkopf, ebenso in der Ostflanke des Kasererwinkels, während sie im Gebiet der Frauenwand selbst etwas geringmächtiger werden, aber zwischen Schwarzer Wand und Weißer Wand wieder zunehmen. Vereinzelt findet man quarzreiche Phyllite nördlich des Trias-Dolomitzuges Tettensgrat—Weiße Wand und ESE des Tuxer-Joch-Hauses.

Im Handstück unterscheiden sich die quarzreichen Phyllite von den Arkosen durch den geringeren Feldspatgehalt, eine wesentlich besser ausgebildete Paralleltextrur, einen manchmal erkennbaren Wechsel von quarz- und glimmerreichen Lagen und schließlich durch einen hohen Gehalt an Graphit, der die dunkle Farbe verursacht. Karbonat, wie es sich in größeren Mengen in den Metaarkosen findet, kommt nur untergeordnet vor.

224.3 Schwarzphyllite

Das dritte und letzte der mengenmäßig bedeutenden Gesteine ist der Schwarzphyllit. Er entwickelt sich langsam aus den Metaarkosen und den quarzreichen Phylliten. Der Feldspat- und Quarzgehalt nimmt ab, der Glimmergehalt nimmt zu. Karbonat fehlt im wesentlichen, doch findet man auch karbonathältige Schwarzphyllite mit allen Übergängen zu Kalk-

phylliten. Verbreitet sind die Schwarzphyllite an allen nicht schon genannten Vorkommen in der ganzen Arkoseserie: im W am Grat, der von der Kahlwandspitze nach W zur Hagerspitze führt (bereits außerhalb des Kartenblattes) und am W-Hang des Kleinen Kaserers beim Wildlahnertal. Kleinere Schwarzphyllitizonen liegen im N der Schöberspitzen, im W und NE der Ramsgrube und im N der Schönlahnerspitzen. In größeren Mengen bauen die Schwarzphyllite die parautochthone Schieferhülle im N der Frauenwand und besonders im N des Dolomitzuges Tettensgrat—Weiße Wand auf; und schließlich auch noch im N der Sommerbergalm, wo sie beim Tiefen Bach auskeilen. Reicher Graphitgehalt bedingt die schwarze Färbung. Kleine Quarzlagen und Quarzlinsen sind vorhanden, doch bleiben sie größtmäßig immer im Millimeter- bis Zentimeterbereich.

224.4 Karbonatquarzite

Wesentlich weniger weit verbreitet sind die Karbonatquarzite. Nur an zwei Stellen finden wir kartierungsmäßig ausscheidbare Karbonatquarzitzüge, und zwar etwa 150—200 m S bis SE des Riepenkopfes im Zusammenhang mit einem mächtigen Quarzitband. Das zweite Vorkommen befindet sich nur etwa 80—100 m nördlich der Frauenwand. Kleinere Karbonatquarzitvorkommen sind immer wieder in den Arkoseanteilen eingeschaltet, besonders häufig aber als Bindemittel der Dolomitrekzien. Umgekehrt sind häufig in die Karbonatquarzite kleine, feine Dolomitkörnchen eingestreut, wobei alle Übergänge zu Dolomitrekzien vorhanden sind.

Unter dem Mikroskop (Schliff 109, 192):

Quarkörner verschiedener Größe bilden meist ein Pflaster. Charakteristisch sind wieder die Zeichen stark postkristalliner Durchbewegung wie undulöses Auslöschchen, starke Verzahnung und Auslängung der Quarze und Böhm'sche Streifung. Karbonat ist meistens am Pflaster mitbeteiligt, findet sich aber auch in gesonderten Linsen. Verschiedentlich sind vereinzelte, klastische Plagioklase in der oben beschriebenen Ausbildung eingestreut, ebenso findet man alpidische Albitrundlinge mit dem graphitischen s_1 . Grünliche Hellglimmer sind selten als einzelne Schuppen oder auch als Züge vorhanden. Die Dolomitkörnchen bilden kleine Linsen und Nester, die sich durch ihre Feinkörnigkeit und ihren starken Gehalt an dunklem Pigment deutlich von der Umgebung abheben. Akzessorisch findet man Zirkon, Apatit, Erz, Turmalin und Klinoisit.

224.5 Dolomitrekzien

Auf die enge Verbindung zwischen Karbonatquarziten und den Dolomitrekzien wurde bereits hingewiesen. Die Verbreitung der Dolomitrekzien erstreckt sich fast über das ganze Gebiet, mit Ausnahme des Wildlahnertales. Die Vorkommen im Gebiet des Kleinen Kaserers, an seinem W-Grat und am Kaserergrat sind mengenmäßig am bedeutendsten. Weitere Vorkommen finden sich bei der Schönlahnerspitze, SSW und E des Riepenkopfes, im Kasererwinkel und auf beiden Talseiten, wo der Weg zum Tuxer Joch das Tal verläßt, im N der Frauenwand, beim Kögerl und in den Schwarzphylliten nördlich vom Kögerl. S der Frauenwand wurden wenige Dolomitgerölle bereits in den Kalken nahe der Grenze zur Arkoseserie gefunden.

Die Größe der Dolomitgerölle beträgt im allgemeinen 3—7 cm, wenn man von den kleinen Dolomitsandeinstreuungen in die Karbonatquarzite absieht. An der Nordflanke des Kleinen Kaserers liegen jedoch Dolomitschollen mit Abmessungen von 40 bis 60 cm Durchmesser. Ebenso ist in

diesem Bereich die Auslängung der Dolomitschollen besonders stark. Beträgt sie im allgemeinen 1 : 3 bis 1 : 5, so hier 1 : 10 bis 1 : 20. Das Bindemittel ist gewöhnlich karbonatquarzitisch, häufig auch kalkphyllitisch, besonders in den weit nördlich gelegenen Dolomitbrekzienvorkommen.

Hier soll noch eine überdimensionale Dolomitscholle von den Ausmaßen etwa 15×50 m erwähnt werden, die in der Arkoseserie 500 m E des Riepenkopfes steckt. Es handelt sich um einen hellgrauen, massigen Dolomit, den ich auf Grund seines Aussehens und der Schollenform sowie auf Grund seines isolierten Vorkommens innerhalb der Arkoseserie für eine während der Sedimentation des Bindemittels eingeglittene Großscholle deuten möchte.

224.6 Chlorit-Serizit-Quarzite (Radiolarite)

Nur wenig weit verbreitet sind diese grüngrauen, meist recht quarzreichen Gesteine. Etwa 150 m S des Tuxer Joches stößt man auf einen Zug von grünen Chloritquarziten, der nach E verläuft und etwa dort, wo er den Weg Tuxer-Joch-Haus—Frauenwand schneidet, in einem Muldenschluß nach S umbiegt und wieder nach W zieht: er verliert sich in der Tettensgrube im Schutt. Ein zweiter Zug liegt unmittelbar im N der Trias Tettensgrat—Weiße Wand. Im N der Weißen Wand und in der Mallgrube ist er nur fragmentarisch vorhanden, im W hingegen reicht er mit Unterbrechung bis in den Kasererwinkel.

Charakteristisch ist neben der gelblich-grünen Farbe ein feinschichtiger Lagenbau, bei dem chloritreichere Lagen mit quarzreicheren wechseln. Durch die intensive Verfaltung und Schieferung ist der Feinlagenbau zwar an vielen Stellen nicht mehr erhalten, läßt sich aber an kleinen, geschonteren Partien recht gut rekonstruieren. In das Quarz-Chlorit-Serizitgewebe liegen häufig kleine weiße, offenbar klastische Plagioklase eingestreut.

Unter dem Mikroskop (Schliff 21, 22, 103):

Kleine Quarze bilden häufig Lagen, die aus einem feinkörnigen Pflaster bestehen. Wiederum sind alle Anzeichen einer starken postkristallinen Durchbewegung vorhanden. Chlorit ist sehr häufig. Die Eigenfarbe und die Interferenzfarben zeigen zwar deutlich verschiedene Chlorite. Der eine Chlorit mit deutlichem Pleochroismus n_x dunkelgrün, n_z gelblichgrün, hoher Lichtbrechung und rötlichbraunen Interferenzfarben dürfte dem Rhipidolith, also einem Magnesium-Eisen-Chlorit, nahestehen, ein anderer jedoch mit schwacher Eigenfarbe und grauen Interferenzfarben eher der Reihe Pennin-Klinochlor-Grochaut zugehören. Gemeinsam mit dem farblosen, nur manchmal schwach hellgrünlichen Hellglimmer bildet der Chlorit Lagen, die mit Quarzbändern abwechseln. In besonders schiefrigen Gesteinstypen bilden Hellglimmer und Chlorit ein Grundgewebe, in dem nur mehr vereinzelt Quarzkörner liegen. Recht häufig sind hingegen Plagioklase mit dem gleichen Aussehen und der gleichen Größe wie die der Metaarkosen. Der Anorthitgehalt beträgt etwa 5—7%. Ebenso weit verbreitet sind die charakteristischen Albit-Rundlinge mit dem graphitischen s_1 . Selten sind Karbonat und kleine Häufchen von Leukoxen. Akzessorisch findet man Zirkon, Apatit, Turmalin und Erz.

Die Zusammensetzung und die Struktur dieser Gesteine, nämlich der Wechsel von Hellglimmer und Chloritlagen einerseits und Quarz-Albitlagen andererseits läßt es möglich erscheinen, daß diese Gesteinstypen metamorph gewordene ehemalige Radiolarite (Radiolaritschiefer) sind, wenn auch organische Reste nicht mehr vorhanden sind. Der Vergleich mit Schliffen von Radiolariten aus den mittleren Hohen Tauern, die mir Dr. W. FRANK liebenswürdigerweise zur Verfügung stellte, zeigte eine auffallende Übereinstimmung sowohl im Mineralbestand als auch in der Struktur.

224.7 Chloritoidführende Phyllite

Nur an einer Stelle, und zwar dort, wo der Rücken von P. 2905 am Kaserergrat nach NNW gegen den Kasererwinkel hinunterzieht, konnten in einer Höhe von 2650 m grüne Phyllite gefunden werden, die Chloritoidporphyroblasten führen. Im Gelände und im Handstück gleichen sie vollständig manchen Typen der Chloritphyllitserie. Eine Verbindung zu dieser Serie besteht offenbar nicht und so soll dieses Gestein kurz im Rahmen der Arkoseserie beschrieben werden.

Im Handstück erkennt man ein sehr feines Gewebe von Quarz, Hellglimmer und Chlorit, in dem manchmal kleinste, dunkle Pünktchen liegen, die sich als Chloritoid erweisen.

Unter dem Mikroskop (Schliff 82, 83, 84):

Ähnlich wie in den Gesteinen der Chlorit-Phyllitserie ist auch hier Quarz, Hellglimmer und Chlorit in ein feines Mylonitzerreibsel zerdrückt, was wiederum auf starke nachkristalline Durchbewegung hindeutet. In diesem sehr feinen, mylonitischen Grundgewebe liegen meist langgestreckte bis etwa 0.6 mm lange Individuen von Chloritoid. Charakteristisch ist der Pleochroismus n_x hellgraublau, n_y schieferblau, n_z farblos bis hellgrün. Zwillinge nach (001) kommen nicht selten vor. Die gute Eigengestalt und die nur schwache Deformation deuten darauf hin, daß der Chloritoid erst spät auskristallisierte, zugleich etwa mit der Durchbewegung. Akzessorisch findet man Karbonat, Turmalin, Leukoxen und opakes Erz.

224.8 Prasinite

Im kartierten Gebiet konnten auffallend wenig Prasinite gefunden werden. Unmittelbar nördlich des Tuxer Joches zieht eine Lage nach E bis über den Weg, der zur Frauenwand führt, biegt etwas nach S um, bis sie knapp vor der Mallgrube auskeilt. Nach W setzt sich dieser Zug N der Tettensgrube fort und endet im Schwarzphyllit der Steinigen Rinne. Ein zweiter, an wenigen Stellen verdoppelter Zug liegt weiter südlich, im Liegenden der Radiolarite. Er keilt im E noch vor dem Weg zur Frauenwand aus und zieht gegen W bis in den Kasererwinkel, wo er ebenfalls in der Steinigen Rinne verschwindet. Ein dritter Zug schließlich liegt in der SW-Ecke des Kartierungsgebietes. Man trifft ihn an, wenn man von der Kahlwandspitze nach W auf dem Grat zur Hagerspitze geht.

Grüne aktinolithische Hornblenden sind in vielen Fällen noch recht gut zu unterscheiden, sie sind nicht mehr idiomorph, sondern liegen zum größten Teil zerbrochen und aufgelöst in einer ziemlich einheitlichen graugrünen Grundmasse. Das ursprünglich sperrige Gefüge ist an vielen Stellen noch recht gut erhalten. Plagioklase stechen als kleine, weiße Körnchen recht häufig aus der eintönigen Grundmasse ab.

Unter dem Mikroskop (Schliff 27, 34, 147):

Die Hornblende ist charakterisiert durch blaßgrüne Eigenfarbe und schwachen Pleochroismus n_x farblos, n_y hellgelblichgrün und n_z hellgrün. Ebenso wie dieses Charakteristikum sprechen auch die relativ große Auslöschungsschiefe $c \wedge z = 16^\circ$ und der hohe Achsenwinkel bei $2 V_x 84-88^\circ$ für Tremolit. Eine Röntgendiffraktometeraufnahme bestätigte dieses Ergebnis. In manchen dieser hellen Tremolite (Schliff 147) konnten noch braune, meist unregelmäßig gestaltete Flecken gefunden werden. Ihr Pleochroismus ist noch recht deutlich: n_x hellbraun, n_z dunkelbraun, manchmal etwas rötlich. Licht- und Doppelbrechung ist um etliches höher als beim umgebenden Tremolit. Die optischen Daten, besonders die braune Farbe, deuten auf eine ehemalige Ti-reiche Hornblende (basaltische Hornblende). Die reichliche Titanitführung der jungen Tremolite bekräftigt die genetischen Beziehungen zu den alten, braunen Hornblenden, die heute nur mehr in Relikten vorliegen.

Klinozoisit bildet meist schöne idiomorphe, z. T. kurz prismatische Säulchen, an denen häufig Zonarbau zu erkennen ist. Zwillinge nach (100) mit ihrem charakteristischen herzförmigen Aussehen sind häufig zu beobachten. Manchmal geben kleine Einschlüsse von Albit und Leukoxen in großer Zahl den einzelnen Körnern ein schwammig-poröses Aussehen. Chlorit ist charakterisiert durch eine schwache Eigenfarbe und sehr schwachen Pleochroismus n_x schwach hellgrün, n_z fast farblos. Eine Röntgenaufnahme ergab Klinochlor. Die Plagioklase liegen als hypidiomorphe Leisten vor mit wenig Lamellen, die nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Der Anorthitgehalt beträgt 5—7%. Die wenigen Hellglimmer und Klinozoisit-Mikrolithen beschränken sich auf die Kerne der Plagioklase. Das fleckige Auslösen der Plagioklasleisten kann so weit führen, daß die Plagioklas-körner zu einem dichten Gewebe von kleinen Albit-Rundlingen zerfallen sind, in denen die frei gewordenen Mikrolithen schwimmen. Auffallend ist noch die in hoch lichtbrechenden Nestern kleinster Körnchen angehäufte Titanitmenge (3—4%). Akzessorisch sind Hellglimmer, Zirkon, Apatit, Chromerz.

SANDER (1911, p. 285) beschreibt diese Gesteine als Amphibolite und deutet an, daß sie von Diabasen stammen könnten. Ebenfalls bezeichnet BLESER (1934, p. 39—40) diese Gesteine als Amphibolit, er nimmt einen Gabbro als Ausgangsgestein an. Der Name Amphibolit sollte hier unbedingt vermieden werden, da das Gestein nicht unter den Bedingungen der Amphibolitfazies umgewandelt wurde. Was das Ausgangsgestein betrifft, so sprechen die ophitischen Reliktstrukturen und die reliktsche basaltische Hornblende für ein basisches Ergußgestein vom Chemismus eines Basaltes oder Diabases.

224.9 Quarzite

Die mengenmäßig größte Verbreitung besitzen die Quarzite W des Kasererwinkels. In den W-Hängen des Kleinen Kaserers, die ins Wildlahnertal hinunterziehen, liegen immer wieder zahlreiche langgestreckte Quarzitlinsen in der Arkoseserie eingebettet, wie im W der Kahlwandspitze. In ziemlich mächtigen Zügen liegen Quarzite zwischen den Schöberspitzen und dem Riepenkopf. E des Kasererwinkels kommen Quarzite nur untergeordnet in kleinen Linsen vor, bei P. 2905 am Kaserergrat, etwa 400 m N dieses Punktes und schließlich S des Tuxer-Joch-Hauses, im Gebiet des Kögerls. Das Vorkommen der Quarzite konzentriert sich auf die Zone mit quarzreichen Phylliten und mit Schwarzphylliten. In Bereichen, die im wesentlichen von den Metaarkosen aufgebaut werden, fehlen sie fast vollständig. Großteils sind diese Quarzite rein weiß, mit kleinen Serizithäutchen entlang der s-Flächen. Meist sind sie groblagig, seltener stärker geschiefert (Quarzitschiefer), in wenigen Fällen im Zentimeterbereich intensiv verfaltet.

Unter dem Mikroskop (Schliff 309):

Feine bis mittelkörnige Quarzkörner bilden ein festes Pflaster, das durch starke, nachkristalline Deformation gekennzeichnet ist. In diesem Pflaster finden sich verstreut einzelne Hellglimmer- und Chloritschuppen, deren Pleochroismus n_x grün, n_z hellgrün auf die Zugehörigkeit zur Gruppe der Magnesium-Eisen-Chlorite (Diabantit-Pyknochlorit-Rhipidolit-Reihe) deutet. Selten sind Karbonat und Albit, akzessorisch findet man Zirkon und Erz.

224.10 Kalkphyllite

Kalkphyllite und Kalke aus der Arkoseserie sind durch Übergänge miteinander verbunden, sodaß sie zusammen besprochen werden sollen. Vorkommen: am Grat der Kahlwandspitze zur Hagerspitze (außerhalb

des Kartenblattes), im Sattel bei P. 2307 NW der Ramsgrube, bei P. 2905 am Kaserergrat und etwa 150 m S des Tuxer Joches als Muldenkern zwischen den beiden Radiolaritzügen.

Blaugrauer gebankter Kalk ist unmittelbar N der Frauenwand und 250 m S der Frauenwand am Weg zur Geraer Hütte aufgeschlossen. Als letztes sei noch ein Kalk bis Kalkphyllit an der W-Seite des Kasererwinkels zwischen den beiden untertauchenden Zügen der Lärmstangenkalke erwähnt. Ganz allgemein sind die Kalkphyllite und Kalke in stratigraphisch höheren Teilen, also häufig in den Muldenkernen, abgelagert. Auf der anderen Seite findet man sie, wie schon erwähnt, als Vertreter der Chloritphyllitserie zwischen Kalken und Arkosen, z. B. auf beiden Seiten des Kalkmarmors der Toten Grube, also an der Basis der Arkoseserie.

Im Handstück sind sie grau, manchmal auch bräunlich mit deutlicher Paralleltexur. Die Glimmer sind häufig in schmalen Lagen entlang der s-Flächen angeordnet und verleihen ihnen manchmal gebändertes Aussehen.

225 Zur Schichtabfolge der Arkoseserie

Das Kartenbild zeigt folgende Verteilung der einzelnen Gesteinstypen: die Arkosen sind im wesentlichen auf das Gebiet des Kleinen Kaserers und die unmittelbare Nachbarschaft der einzelnen Kalklagen beschränkt. Im weiteren Umkreis um den Kleinen Kaserer mit Schwerpunkt bei den Schönlahnerspitzen und dem Osthang des Kasererwinkels finden wir quarzreiche Phyllite, während man am äußersten, nördlichsten Saum der ganzen Serie mit Schwerpunkt N der Frauenwand und N des Kögerls vorwiegend schwarze Phyllite antrifft. Es scheint, als ob die Abfolge: Metaarkose—quarzreicher Phyllit—Schwarzphyllit nicht so sehr stratigraphisch, sondern viel eher faziell zu denken wäre.

Es soll im folgenden der Versuch unternommen werden, in drei Bereichen, die mit den im letzten Absatz genannten Gebieten übereinstimmen, möglichst genaue Schichtabfolgen zu beschreiben und diese untereinander in Beziehung zu setzen.

Der erste umfaßt den Kleinen Kaserer bis in die Tote Grube und den höher gelegenen Teil seiner W-Flanke, der zweite das Gebiet der Schönlahnerspitzen und den tiefer gelegenen Teil der W-Flanke des Kleinen Kaserers. Die Umgebung der Kahlwandspitze soll auch miteinbezogen werden. Der dritte Bereich schließt das Gebiet etwas S der Frauenwand bis zum Tuxer Joch und die Umgebung des Kögerls mit ein.

Erster Bereich: Die Serie beginnt im Profil des Kaserer-Südgrates mit Kalkphylliten, Schwarzphylliten und wenig quarzreichen Phylliten; an anderen Punkten mit einem schmalen Band von Schwarzphylliten, über dem Arkosen folgen. Zum Teil beginnt die Serie unmittelbar mit Metaarkosen. Über der stark differenzierten Basis setzen die Metaarkosen in großer Mächtigkeit ein. Eingelagert sind in den liegenden Teilen schmale Linsen von Quarziten, die Chloritoidphyllite, ebenso wenig quarzreiche Phyllite. Dolomitbrekzien sind in den Arkosen in bedeutender Menge vorhanden und hängen, besonders an seitlichen Übergängen und an der

feldspatführenden Matrix, so eng mit der Metaarkose zusammen, daß eine Trennung, wie BLESER (1934, p. 36—65) sie fordert, nicht möglich erscheint. BLESER stellt nämlich die Brekzien aus Vergleichen mit den Schweizer Alpen in den Lias, glaubt aber gleichzeitig die Arkosen im Vergleich mit ähnlichen Typen aus den Schweizer Alpen in das jüngere Paläozoikum einordnen zu müssen. Mit einer geringmächtigen Serie, die am Kaserergrat als Mulde aufgeschlossen ist (Abb. 6) und die sich aus Schwarzphyllitbändern, wenig weißem Quarzit, einem grünlichen feingeschichteten Quarzit, der gut mit den Radiolarittypen vergleichbar ist, und schließlich aus Kalkphylliten zusammensetzt, schließt die Schichtfolge.

Kurz zusammengefaßt ergibt sich folgendes: Mengenmäßiges Vorherrschen der Arkosen und Dolomitbrekzien, deren Komponenten z. T. beträchtliche Ausmaße annehmen können. Quarzite, quarzreiche Phyllite und Kalkphyllite und Schwarzphyllite spielen nur eine untergeordnete Rolle.

Mit einer ähnlich wechselnden Basis wie die erste Schichtfolge beginnt auch die zweite. Die Hauptmenge bildet hier eine recht mächtige Folge von rasch miteinander abwechselnden quarzreichen Phylliten und Schwarzphylliten. Eingelagert in diese Folge sind z. T. recht mächtige Quarzite, vereinzelt Dolomitbrekzien und ebenso etwas Karbonatquarzite. Dazu gehören weiters vereinzelt kleine Arkosezonen. Abgeschlossen wird diese Serie wieder von Kalkphylliten und Schwarzphylliten.

Die Schichtfolge des dritten Abschnittes beginnt teils mit Kalkphylliten, teils mit Schwarzphylliten, in die manchmal kleine Dolomitbrekzien und Karbonatquarzitbänder eingeschaltet sind. Es folgt, gegen W mächtiger werdend, quarzreicher Phyllit. Arkosen spielen eine sehr untergeordnete Rolle. Auf die quarzreichen Phyllite folgen wieder Schwarzphyllite mit Quarzitlinsen und wenig Dolomitbrekzien. Schmale eingelagerte Prasinitlinsen werden von einem recht charakteristischen Prasinitband gefolgt. In seinem Hangenden liegt eine Zone stärkerer Feldspatschüttung, die sich auch noch im Radiolarit bemerkbar macht. Abgeschlossen wird diese Serie durch Kalkphyllite.

Betrachtet man die Gesamtheit der drei Schichtfolgen in ihrer Lage im Kartierungsgebiet, so zeigt sich, daß der Arkoseanteil vom Kleinen Kaserer ausgehend stark nach W und NW zugunsten von quarzreichen Phylliten mit Quarziten und Schwarzphylliten abnimmt. Hand in Hand mit der mengenmäßigen Abnahme des Feldspatgehaltes geht eine Abnahme der Größe der Dolomitkomponenten. Blöcke von der Größe, wie sie im ersten Bereich beschrieben wurden, findet man nur dort. Es wäre daher denkbar, daß der Kleine Kaserer das Zentrum dieser Schüttung war. Bei dem Versuch, die Kalkzüge und Phyllitzüge in der Form, wie später ausgeführt werden wird, als Falten und Mulden abzuwickeln, zeigt sich, daß die Schüttung der klastischen Bestandteile mit großer Wahrscheinlichkeit von S her erfolgt ist. Diese Schüttungsrichtung ist aber wieder ein Hinweis dafür, daß die ganze Serie wohl im N einer Schwelle abgelagert wurde, die man im Zentralgneis des Tuxer Kernes vermuten darf, und wenn man von kleinen lokalen Bewegungen absieht, autochthon, bezogen auf den Zentralgneis, an der heutigen Stelle liegt.

226 Zur Stratigraphie der Parautochthonen Schieferhülle

In Gebieten, in denen auf Grund der nachfolgenden Metamorphose die großen Deckenbewegungen nicht mehr unmittelbar durch Mylonitonen erkennbar sind, wird die Vorstellung über die Stratigraphie und gegenseitige Beziehung der einzelnen Serien wesensbestimmend für die Aufgliederung in tektonische Einheiten. Deshalb war der Versuch einer stratigraphischen Einstufung der beschriebenen Serie eine der Hauptaufgaben dieser Arbeit.

Eine Beobachtung ist ganz wesentlich für die Vorstellung und die Schlüsse über die zeitliche Einstufung dieser Schichtfolgen. Nämlich der sedimentäre Zusammenhang zwischen der Kalkserie einerseits und der Arkoseserie andererseits, wobei das Bindeglied zwischen beiden durch die Chloritphyllitserie gegeben ist. Daß diese letztere tatsächlich einen Übergang zwischen beiden vermittelt, wurde schon ausführlich bei der Beschreibung der Chloritphyllitserie besprochen. Es gehen also die Kalke durch Zunahme des Tongehaltes, der sich zunächst in Chloritphyllitflatschen, späterhin in richtigen Chloritphyllitlagen äußert, in chloritreiche Kalkphyllite und schließlich in Chlorit-Quarzphyllite über. Diese Serie enthält zugleich klastische Feldspate, Quarzitzerölle und geht allmählich durch Abnahme des Chloritgehaltes in die Arkoseserie über. Das wesentliche Ergebnis aus diesen Beobachtungen ist, daß die gesamte Schichtfolge von der Basis der Kalke bis in das Hangende der Arkoseserie offenbar als eine nicht durch tektonische Vorgänge unterbrochene Schichtfolge aufzufassen ist.

Wo liegen nun die Angelpunkte für eine stratigraphische Einstufung dieser Serie?

Die Arkoseserie läßt sich in ihren Gesteinstypen mit der Brennkogelserie CORNELIUS & CLAR (1939), FRASL (1958), FRASL & FRANK (1964), FRASL & FRANK (1966) vergleichen. Charakteristisch sind die zahlreichen Dolomitrekzien, Karbonatquarzite, Phyllite mit recht wechselndem Quarzgehalt und die ziemlich geringmächtigen Prasinite; dagegen fehlen Arkosen dort weitgehend. Große Ähnlichkeiten bestehen auch mit der von DIETIKER (1938) und THIELE (1951) kartierten Lias-Brekzienserie südlich des Gerlospasses.

Schon aus dem Vergleich mit der Brennkogelserie, die über der Seidelwinkeltrias liegt, und mit gutem Grund in Lias bis Dogger eingestuft wird, ergibt sich ein erster Anhaltspunkt für die Stratigraphie. Die Brekzien werden dort im allgemeinen in den Lias eingestuft, sind hier aber über die ganze Serie verbreitet, sodaß auch ein geringeres Alter für Teile der Brekzien wenigstens als möglich erscheint. Ebenfalls charakteristisch für tieferen Jura werden die Karbonatquarzite und der Dolomitsand gehalten. Radiolarite wieder und die mit ihnen vergesellschafteten Prasinite könnten auf eine Ablagerungszeit im oberen Jura hindeuten, zumal sie sich immer in den hangenden Anteilen der Serie finden. Es scheint daher durchaus möglich, daß die Arkoseserie in einem Zeitraum abgelagert wurde, der sich über den ganzen Jura erstreckt. SANDER (1911) stellt diese Vergesellschaftung wegen der petrographischen Ähnlichkeit mit Gesteinen des Steinacher Karbons und der Grauwackenzone in das Jungpaläozoikum, läßt aber (1947) die Möglichkeit nachtriadischen Alters seiner Grauwacken

offen. BLESER (1934) bezeichnet diese Gesteine als Paragesteine des Kristallins der Glocknerdecke und stellt sie ins jüngere Paläozoikum, die Liasbrekzie muß er dabei etwas gewaltsam von ihrer Matrix trennen. Vorstellungen über das paläozoische Alter dieser Gesteine kann man auf Grund der neueren Arbeiten in den östlichen und mittleren Hohen Tauern als überholt betrachten. KARL (1951) wie auch THIELE (1951) stellen vergleichbare Gesteine des Gerlosgebietes in den Jura. Bei der Besprechung der Chloritphyllitserie wurde bereits auf die Wahrscheinlichkeit eines obertriadischen Alters hingewiesen. Geht man von der zeitlichen Einstufung dieser beiden Serien aus und hält man an der sedimentären Verbindung aller drei Serien fest — was durch den Geländebefund gesichert erscheint —, so ergibt sich für die Kalkmarmorlagen der Lärmstange ein unter-mitteltriadisches Alter. Besonders die Basis der Karbonatgesteinsserie, z. B. die gelbbraunen Basiskalke des Zuges Lärmstange—Kleiner Kaserer sind in ihrem Aussehen mit den Anis-Basiskalken der Seidelwinkeltrias und den gelbbraunen Basiskalken der Schöberspitzentrias gut zu vergleichen. Bänderkalke, Dolomitschlierenkalke und blaugraue Kalkmarmore sind sowohl im Kalkmarmorzug der Lärmstange wie auch der Schöberspitzentrias vorhanden. Demgegenüber fehlt die für die Mitteltrias der mittleren Hohen Tauern charakteristische Vorherrschaft des Dolomits.

Tatsächlich sind die Ähnlichkeiten mit dem auf Grund des Fundes von *Perisphinctes* sp. in den Oberjura gestellten Hochstegenkalk vom locus typicus sehr auffallend. Diese Tatsache veranlaßt auch THIELE (1963, p. A 56; 1967, p. A 48), am oberjurassischen Alter der Kalke der Lärmstange festzuhalten. Er erkennt zwar die sedimentäre Verbindung der drei Serien, nur stellt er sie folgerichtig in den höchsten Jura bzw. in die Unterkreide.

23 Gesteine der Oberen Schieferhülle

Nur ein kleiner Teil des kartierten Gebietes erfaßt noch die Obere Schieferhülle. Es handelt sich dabei um das Gebiet nördlich der Linie Riepenkopf—Mallgrube—Steinige Rinne—Tuxer Joch—Tiefer Bach—Hintertux. Dazu kommen noch das Gebiet um die Schöberspitzen und der Zug Riepenkopf—Tettensgrat—Weiße Wand.

231 Wustkogelserie

Die Basis der Oberen Schieferhülle ist durch eine recht mächtige Zone von Phengit-Arkose-Gneisen gekennzeichnet, im W des Kartierungsgebietes (N Riepenkopf) ist sie nur schmal, im Bereich der Steinigen Rinne am E-Abhang des Kasererwinkels fehlt sie überhaupt. Die Wustkogelserie setzt erst N der Tettensgrube wieder ein und zieht N des Tuxer Joches bis zum Tuxer-Joch-Haus, weiter zum Pfanneck und hinunter nach Kaiserbrunn bei Hintertux. Dort ist sie nur mehr in großen Gesteinstrümmern und in abgerutschten Schichtpaketen zu finden. Kleine Schuppen liegen in den hangenden Teilen der parautochthonen Schieferhülle.

Im Feld ist die Wustkogelserie wegen ihrer charakteristischen grünen Farbe sehr leicht zu erkennen. Kleine, 1—2 mm große Tupfen sind auf klastisch eingestreute Feldspate zurückzuführen. Der Feldspatgehalt wechselt sehr stark, neben ausgesprochenen Arkosegneisen findet man auch grüne bis weiße Quarzite. Weiße Quarz-Albitgerölle, wie sie schon aus den

Arkosegneisen N und NE des Spannagelhauses beschrieben wurden, finden sich auch hier wieder und zwar an zwei Stellen, am Grat N des Reisköpfels und am Weg von Hintertux aufs Tuxer Joch (ESE des Pfannecks, wo die im Verband abgerutschten Phengit-Arkose-Gneise vom Weg angeschnitten werden).

Unter dem Mikroskop (Schliff 13, 17, 85, 200):

Quarz bildet mit mittelgroßen Körnern ein dichtes Pflaster, das durch seine starke postkristalline Deformation gekennzeichnet ist. Eingeschlossen in dieses Quarzpflaster sind häufig kleine Hellglimmerschuppen und Karbonatkörnchen. Größere Quarze von 1 mm Durchmesser, mit quergeschnittenen Korrosionsschläuchen, deuten auf Herkunft aus einem sauren vulkanischen Gestein. Der niedrige Achsenwinkel und der deutliche Pleochroismus n_x farblos, n_z hellgrün bei den Hellglimmern zeigt phengitischen Charakter an. Auch der Phengit ist stark postkristallin durchbewegt. Alkalifeldspat ist nur in etwa der Hälfte der untersuchten Schliffe vorhanden. Nur selten sieht man in den 0.5—1.2 mm großen Feldspäten deutliche Mikroklingitterung. Der Achsenwinkel $2V_x$ schwankt zwischen 73—85°. Perthitbildung in den verschiedensten Ausbildungsformen ist allgemein vorhanden, Schachbrettalbite sind aber sehr selten. Plagioklas ist im Gegensatz zum Alkalifeldspat in allen Schliffen vorhanden, wenn auch in stark wechselnden Mengen. Es handelt sich dabei um mittelgroße Körner mit einem An-Gehalt von 5 bis 7%. Lamellierung nach dem Albit- und Periklingesetz und starke Füllung mit Hellglimmermikroliten, aber wenig Klinozoisit ist allgemein vorhanden. Diese Plagioklase sind von zahlreichen kleinen Albitkörnern umgeben, wobei die Grenze zwischen dem alten und jungen Plagioklas sehr unscharf ist. Nicht selten löschen die Plagioklase fleckig aus, was so weit gehen kann, daß der alte Plagioklas in junge Albitkörner zu zerfallen scheint. Zahlreiche dieser kleinen Albite sind auch sehr eng mit dem Quarzpflaster verbunden. Quarz-Albit-Gerölle, wie sie in wenigen Stücken gefunden wurden, sind von gleicher Gestalt und Zusammensetzung wie die Gerölle im Gebiet der Oberen Schwarzen Platte. Kleine Linsen von Karbonat sind selten. Akzessorisch findet man Turmalin, Zirkon, Apatit, Klinozoisit, Orthit, Erz und Titanit.

Auch diese Phengit-Arkose-Gneise bis Phengitquarzite zeigen auffallend gute Übereinstimmung mit ähnlichen Gesteinen, die FRASL (1958, p. 343—349) aus den mittleren Hohen Tauern beschreibt und als permoskythische Wustkogelserie bezeichnet. Dieser stratigraphischen Deutung möchte ich mich anschließen.

Mit Ausnahme der postkristallinen Deformation gleicht dieser Arkosegneis bis in alle Einzelheiten jenem von der Oberen Schwarzen Platte. Es soll hier noch hinzugefügt werden, daß KARL (1951, p. 199—218), Gesteine desselben Typus beschreibt und sie dem Permoskyth zuordnet.

232 Triaskarbonatgesteine der Oberen Schieferhülle

(Profile 11—13)

Neben den sehr geringmächtigen Karbonatgesteinszügen, die die Wustkogelserie im Hangenden und im Liegenden begleiten, bei den Tettensgulfen SW des Tuxer-Joch-Hauses und N und SE des Reisköpfels, möchte ich auch die Triaskarbonatgesteine der Schöberspitzen, des Riepenkopfes, des Tettensgrates und schließlich der Weißen Wand besprechen.

An der Basis beginnt diese Serie mit einem gelben, glimmerreichen, meist dünnbankigen Marmor. Dolomitreiche Anteile wechseln sehr häufig mit kalkreichen. Charakteristisch sind die ab und zu anzutreffenden Phyllitflatschen, die in den Marmoren liegen. Mehrere Zentimeter mächtige Rauwackebändchen sind wenigen Stellen, bei der Kleegrubenscharte S der Schöberspitzen oder bei der Hohen Pfann-Scharte N des Tuxer-Joch-Hauses eingelagert.

Die gelben Glimmermarmore bilden einige Bänder im Bereich der Schöberspitzen und schließlich ihren Gipfelaufbau. Weiters sind sie S des Riepenkopfes und im Bereich des Tettensgrates anzutreffen. Der schmale Karbonatgesteinszug im Hangenden der Wustkogelserie, der von den Tettensgulfen über die Hohe-Pfann-Scharte bis ins Weitental zieht, besteht fast ausschließlich aus diesem Marmor, ebenso ein Band, das 150 bis 200 m SW des Tuxer-Joch-Hauses in die Wustkogelserie eingefaltet ist. Wegen der Übereinstimmung mit den Anis-Basiskalken in der Seidelwinkeltrias wird dem gelben Glimmermarmor dasselbe Alter zugeordnet. Das ist deshalb wichtig, da diese sehr charakteristischen Bänder Schlüsselpunkte für die Auflösung der Tektonik der Schöberspitzen darstellen, wie im tektonischen Teil noch gezeigt werden wird. In seinem Gesamtbild gleicht der gelbe Kalk- und Dolomitmarmor völlig den gelben Basismarmoren des Kalkzuges Lärmstange—Kleiner Kaserer, wenn man von Rauhwackebändchen absieht.

Gegen das Hangende geht der gelbe Marmor in undeutlich gebänderten Kalkmarmor über und wird schließlich von einer Serie von Dolomit- und Kalkmarmoren abgelöst. Die Dolomite sind hell bis dunkelgrau, manchmal mit phyllitischen Linsen. Die Kalkmarmore unterscheiden sich von den Dolomiten im wesentlichen durch ihr gröberes Korn, sind sonst aber vom gleichen Aussehen und enthalten ebenfalls feine phyllitische Lagen. Auf engstem Bereich können sich Kalk- und Dolomitmarmore gegenseitig vertreten, doch bleiben die Kalke mengenmäßig hinter den Dolomiten zurück. Wesentlich scheint mir, daß die Kalkmarmore nicht an ein bestimmtes stratigraphisches Niveau gebunden sind, sondern innerhalb der ganzen Serie regelmäßig auftreten können. Höhere Schichtglieder wie das Niveau der Quartenschiefer fehlen in den erwähnten Vorkommen dieser Triasgesteine.

233 Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Quarzit und Karbonatquarzit in der Oberen Schieferhülle

(Profile 14—16)

Die Schichtglieder zwischen den triadischen Gesteinen einerseits und der Masse der Kalkphyllite, die im N anschließt, andererseits, sollen nur kurz besprochen werden. Sie gleichen in Mineralbestand, Kristallisation und Deformation ihren Äquivalenten in der parautochthonen Schieferhülle. Diese im einzelnen sehr bunte, im großen aber doch recht gleichmäßige Serie kann in drei Profilen gut studiert werden.

Das westliche Profil (14) läuft N des Riepenkopfes bis zum Jochgrubenkopf. Im Schwarzphyllit der Basis liegen einzelne Lagen und Linsen eines graugrünen Serizitquarzitschiefers, der aus einem sehr feinen Gewebe von Quarz, Serizit und wenig Chlorit besteht. Beim Hochtore wurde in den Schwarzphylliten eine Lage von quarzreichen Phylliten mit einigen klastischen Plagioklasen gefunden. Gegen das Hangende verzahnt sich der Schwarzphyllit mit dem Kalkphyllit, der den ganzen N-Abhang des Jochgrubenkopfes aufbaut.

Das zweite Profil vom Tuxer Joch zur Hornspitze (15) beginnt mit einem Karbonatquarzitband. Es folgt eine bunte Serie von Kalkphylliten, Karbonat-Quarziten, weißen Quarziten, Quarzit-Serizitschiefen, die manch-

mal grüne Chloritlagen besitzen. In den Schwarzphylliten konnte eine 4—6 m mächtige Dolomitscholle entdeckt werden, die ich als eingegliederte Großscholle deuten möchte. Dolomitbrekzien, wie wir sie aus der parautochthonen Schieferhülle kennen, fehlen. Gegen W zum Kasererwinkel hin keilen die Quarzitzüge langsam aus und der Schwarzphyllit verzahnt sich in zunehmendem Maße mit Kalkphyllit, sodaß im Bereich der Steinigen Rinne über den Prasiniten der parautochthonen Schieferhülle nur mehr Kalkphyllite folgen, die das Baumaterial der Hornspitze und des Ofners bilden.

Das dritte Profil schließlich läuft von der Hohen Pfann-Scharte N des Reisköpfis bis zum Sattel (16). Wieder finden wir eine bunte Serie von Schwarzphylliten, Kalkphylliten, Quarziten und Serizitquarzitschiefern, die N des Sattels von Kalkphylliten abgelöst werden.

Diese Serie, die an der Basis der Kalkphyllitmasse liegt, läßt sich in ihrer Schichtfolge durchaus mit der Buntheit der Schichtfolge in der Arkoseerie vergleichen, wenn man von dem Reichtum an klastischen Feldspäten absieht. Auf Grund ihrer Stellung zwischen Karbonatgesteinen der Trias und der Masse der Kalkphyllite möchte ich dieser Serie ein tiefer jurassisches Alter zuordnen.

24 Zur Metamorphose der Schieferhüllengesteine

Weit verbreitet im Kartierungsgebiet ist ein phengitischer Hellglimmer, der durch seinen geringen Achsenwinkel $2 V_x = 30^\circ$ und durch seinen deutlichen Pleochroismus n_x farblos, n_z hellgrün, charakterisiert ist. Das Vorkommen von Phengit erstreckt sich vor allem auf die Wustkogelserie und auf quarzitische Anteile der Chlorit-Phyllitserie. In diesen Quarziten und in wenigen Teilen der Wustkogelserie ist der Phengit auch mit Chlorit vergesellschaftet. In Gesteinen des Zentralgneiskomplexes konnte er bis jetzt nicht sicher nachgewiesen werden. EXNER (1965) beschreibt aus den östlichen Hohen Tauern Phengit und aus demselben Gebiet analysiert PREISINGER (1965) eine Probe. Für die Bildungsbedingungen gibt PREISINGER unter der Annahme, daß Albit und Mikroklin gleichzeitig gebildet wurden, eine Temperatur von 420° bei einem Druck von 7 Kilobar an. Diese Werte stimmen auch mit jenen gut überein, die WINKLER (1967) für die tiefer temperierte Zone der Grünschieferfazies angibt.

Anorthitmessungen an frischgesproßten Albiten auch in karbonatreichen Gesteinen ergaben nie höhere Werte als höchstens 4—5% Anorthit. Diese Werte decken sich mit denen, die WINKLER 1967 für die tiefer temperierte Grünschieferfazies angibt, etwa 7% An-Gehalt. Die Neukristallisation von Albit könnte man in vielen Fällen als Rekristallisation alter, zerfallener Plagioklassubstanz oder Kristallisation aus Plagioklas-Detritus denken, wofür auch manche Schliifbeobachtungen sprechen (224.8, 231). An den klastischen Plagioklasen wirkt sich die Metamorphose besonders durch den randlichen Zerfall der Körner aus, weiters durch Entmischungerscheinungen und Verzwilligung.

Chloritoide, die ohne weiteres auch in der tiefst temperierten Grünschieferfazies stabil sein können, weisen auf ganz bestimmte Ausgangsverhältnisse: großes Fe/Mg-Verhältnis, großer Al-Gehalt (WINKLER 1967, p. 93).

In zentralgneisnäheren Zonen der Schieferhülle tritt häufig Biotit auf, besonders in Gesteinen der Phengit-Arkose-Gneise E und NE des Spannagelhauses. Es handelt sich dabei durchwegs um alpidisch gesproßten Biotit mit der charakteristisch olivbraunen Farbe. Relikte alter Biotite wurden unter ihnen nicht gefunden. Die Frage, ob es sich bei biotitähnlichen Glimmermineralien, die an verschiedenen Stellen in den hangenderen Teilen der Schieferhülle gefunden wurden, um Stilpnomelan oder tatsächlich um Biotit handelt, soll vorläufig noch offen gelassen werden. Für eine genauere Bestimmung wären Röntgendiffraktometeraufnahmen wichtig, die bis jetzt noch nicht durchgeführt werden konnten.

Sehr interessant ist das Vorkommen von Disthen (Rhätizit) bereits in Schieferhüllengesteinen (Rhätizitquarzit). Disthen kann nach WINKLER (1967, p. 100) erstmals in der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies auftreten. Er schreibt dazu: „Ferner sei bemerkt, daß hier (in der dritten Subfazies) in wenigen Fällen auch bereits Disthen (statt Pyrophyllit) festgestellt worden ist.“ Almandinreicher Granat, der als charakteristisches Mineral dieser Zone auftritt, konnte zwar in den Rhätizitquarziten nicht gefunden werden, wohl aber tritt er in den unmittelbar liegenden Teilen des Zentralgneis-Komplexes auf. Außerdem beschreibt SANDER (1912, p. 237) Granatphyllit aus den tiefsten Gesteinen des Kleinen Kaserers, der allerdings nicht wieder gefunden werden konnte, wohl aber etwa der Position der Rhätizitquarzite entspricht. Es sind hier offenbar innerhalb der dritten Subfazies der Grünschieferfazies Bedingungen vorhanden, die das Auskristallisieren von Disthen ermöglichten. Das Vorkommen von Chlorit im Liegenden der Rhätizitquarzite in Gesteinen des Zentralgneis-Komplexes widerspricht nicht der Zugehörigkeit dieser Gesteine zur Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies, da Mg-reicher Chlorit bis in den Bereich sehr hoher Temperaturen existieren kann. Auch das Auftreten von Barroisit in Zentralgneisgesteinen deutet auf diese Subfazies hin.

Fassen wir zusammen: Alle drei Subfazies der Grünschieferfazies reichen in unser Gebiet hinein. Der Bereich der Oberen Schieferhülle gehört sicher der tiefsttemperierten Grünschiefer-Subfazies an, nämlich der Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Subfazies. WINKLER (1967, p. 93) gibt als Charakteristikum dafür das Fehlen von Biotit, wohl aber das Vorkommen von Stilpnomelan an. In der Wustkogelserie an der Basis der Oberen Schieferhülle konnte Biotit nicht gefunden werden, sollte aber bei entsprechenden Temperaturbedingungen doch auch in diesen Gesteinen auftreten (wie Beispiele aus den östlichen Hohen Tauern zeigen, aber auch die Arkosegneise im Bereich des Spannagelhauses mit ihrer ähnlichen petrographischen Zusammensetzung). Sollten sich die biotitähnlichen Mineralien im höheren Teil der parautochthonen Schieferhülle bei späteren Untersuchungen als Stilpnomelan erweisen, so wäre auch dieser Teil der tiefsttemperierten Grünschiefer-Subfazies zuzuordnen. Sicher beginnt die zweite Subfazies, die Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Subfazies mit den zentralgneisnächsten Partien der parautochthonen Schieferhülle und wird dann sehr rasch von der dritten Subfazies, die durch Disthen und Granat charakterisiert ist, abgelöst.

Die Kristallisation wurde von der Deformation im allgemeinen überholt. Wie schon bei der Dünnschliffbeschreibung dargelegt wurde, zeigen alle Minerale Anzeichen einer starken, nachkristallinen Durchbewegung. Albit

und Chloritoid wurden weitgehend von der Durchbewegung verschont. Nur im südlichen Teil des kartierten Gebietes, im Bereich der Arkosegneise NE des Spannagelhauses hat die Kristallisation die Durchbewegung im wesentlichen überdauert, was die schönen kristalloblastischen Glimmertafeln zeigen. In diesem Bereich beschränkt sich die postkristalline Durchbewegung auf ein nur sehr schwaches undulöses Auslöschchen von Quarzen und Hellglimmern.

25 Quartär

Die mengenmäßig bedeutendsten Quartärablagerungen sind die zahlreichen Moränen verschiedensten Alters, die sich noch am besten erhalten in der Nähe der heutigen Gletscher befinden.

Im Bereich N der Lärmstange lassen sich W der Gletscherschliffe drei Seitenmoränenwälle unterscheiden, von denen der innerste, recht gut ausgeprägte Wall noch frisch und kaum bewachsen dem 1920er Vorstoß zuzurechnen ist. Der mittlere, der mächtigste, zeigt an seiner Außenseite schon sehr deutliche Bewachsungserscheinungen. Er soll dem Vorstoß von 1850 zugerechnet werden. Nur schlecht erhalten und ganz an den Wall von 1850 angeschmiegt, liegt außerhalb noch eine etwa gleich hohe Moräne, deren Rücken oft nur wenige Meter von der 1850er Moräne getrennt ist. Dieser äußerste Moränenwall soll wegen der etwas stärkeren Bewachsung in die Zeit von 1820 gestellt werden. Etwa gleich hohe Endmoränen beider Stadien finden sich zirka 300 *m* weiter nördlich.

Am Fuß der Lärmstangenwand in etwa 2400 *m* Höhe wurde noch ein kleiner Endmoränenwall gefunden, der offenbar jünger ist als die 1920er Moräne. Er dürfte von einem kurzen Vorstoß der linken Seitenzunge des Gefrorne-Wand-Keeses herrühren. Die Seitenmoräne an der E-Seite der Gletscherschliffe ist durch ihre Größe und ausgeprägte Form als 1850er Moräne leicht zu erkennen. Obwohl kein anderer Wall vorhanden ist, meine ich doch, daß hier der Wall von 1820 und 1850 zusammenfällt, da die Außenseite der Moräne meistens ebenso stark bewachsen ist, wie der Wall von 1820 auf der W-Seite der Gletscherschliffe. Die beiden Ufermoränen der östlichen Nebenzunge des Gefrorenen-Wand-Keeses, die E des Spannagelhauses in Richtung Kleegrube ziehen, dürften wegen des Fehlens von Bewuchs und wegen ihrer kleinen Form dem Vorstoß von 1902 zuzurechnen sein.

Eine Ufermoräne, die N des Spannagelhauses von etwa 2300 *m* bis 2100 *m* nach N zieht, möchte ich wie BOBEK (1932, p. 147) dem Daunstadium zuordnen. Die Moräne ist schon ziemlich stark verwachsen und stark überwachsen und hebt sich von der Umgebung kaum mehr ab. Ihre Höhe beträgt etwa 8—12 *m*. Mit dieser Moräne möchte ich eine andere westlich der Ramslacke etwa 400 *m* S der Frauenwand vergleichen. Auch dieser Wall ist stark überwachsen und auch seine Höhe beträgt nur wenige Meter. Er könnte von einem Ast des Gefrorne-Wand-Keeses stammen, der sich bei der damaligen Gletschermächtigkeit vom Hauptgletscher abspaltete und seinen Weg zwischen Lärmstange und P. 2905 des Kaserergrates nahm und über den Ramskopf in die Ramsen floß. Eine ähnliche zeitliche Einstufung dürfte auch der Ufermoräne S des Kögerls zukommen. Auch sie ist recht niedrig, nur wenige Meter hoch und stark überwachsen.

S von Kaiserbrunn im Talende des Tuxertales ziehen zwei Ufermoränenreste zuerst steil, dann flach ansteigend nach S. Beide Reste sind etwa 300—350 *m* lang und ziehen von 1750 auf 1900 *m*. BOBEK (1932, p. 147) parallelisiert sie mit dem Stirnmoränenrest von Vorderlanersbach und stellt sie wie die Moränenreste der Bichlalpe N Hintertux (außerhalb des Aufnahmegebietes) in 1700 *m* ins Gschnitz. Jünger hingegen dürfte die Ufermoräne des Weitentales sein, die etwa 300 *m* NW des Tuxer Joch Hauses beginnend nach N zieht. Im Bereich des Wildlahnerferners und des Hinteren Wildlahnertales liegen die Verhältnisse etwas einfacher. S der Höllecken liegen die beiden 1850er Moränen. Die ziemlich mächtige Grundmoräne zwischen beiden Wällen ist durch Bäche zerschnitten und bildet ebenfalls ufermoränenähnliche Gebilde. Ein offensichtlich älterer Wall, N der Höllecken dürfte dem 1820er Vorstoß zuzurechnen sein. Die Höhe der Wälle beträgt zirka 30—35 *m*. Der Wall des Vorstoßes von 1920 ist nur sehr klein und wenige Meter hoch.

Eine Ufermoräne, die im Hinteren Wildlahnertal von den Kluppen in etwa 2000 *m* nach WNW bis etwa 1800 *m* herabzieht, möchte ich wegen des starken Bewuchses und wegen der guten Vergleichbarkeit mit den Moränen der Sommerbergalm und auch des Spannagelhauses dem Daunstadium zurechnen. Ein kleiner Ufermoränenwall in der N-Flanke des Kleinen Kaserers ist wohl dem Vorstoß von 1850 zuzuordnen. Ältere Moränenwälle fehlen sowohl in den N-Gehängen des Kleinen Kaserers als auch im Bereich des Kasererwinkels.

Der größte Bergsturz im kartierten Gebiet ist der des Pfanneckes. Zwischen Pfanneckgrat und Weg zum Tuxer Joch bzw. zur Sommerbergalm sind die Phengit-Arkose-Gneise der Wustkogelserie aus ihrem Verband herausgelöst und abgerutscht. Der primäre Zusammenhang der Schichten ist zwar in vielen Fällen noch gewahrt, aber das Gefüge zeigt starke Auflösungserscheinungen durch zahlreiche Klüfte in allen Richtungen. E des Weges sind im Schichtverband erhaltene Massen des Phengit-Arkose-Gneises schon selten. Man findet nur mehr große Blöcke bis nach Kaiserbrunn in den Talabschluß des Tuxertales hinunter. Weiteres Bergsturzblockwerk trifft man NE und W des Reisköpfls, ganz im W des Kartierungsgebietes W der Schöberspitzen mächtiges Dolomitblockwerk, das von einem Bergsturz der Schöberspitzen herrührt.

Erscheinungen der Bergzerreißung findet man in den kleinen S-Abstürzen der Frauenwand. Klüfte, die der SE-Flanke der Frauenwand parallel laufen, zerteilen den Kalkmarmor in etwa 6—10 *m* hohe Grate, Pfeiler und Türme, die z. T. von meterbreiten Spalten getrennt werden, z. T. sind die Grate etwas abgesetzt, kleinere Pfeiler eingestürzt, wie die zahlreichen großen Blöcke am Fuß dieser Türme und Grate zeigen.

3 Tektonik

Vier tektonisch selbständige Einheiten, nämlich der Komplex des Zentralgneises, die parautochthone Schieferhülle, die tektonisch selbständige Schöberspitzentrias und die Obere Schieferhülle konnten im kartierten Gebiet ausgeschieden werden. Die einzelnen Einheiten sollen nun von S nach N fortschreitend kurz beschrieben werden.

31 Regionale Beschreibung

Das auffallendste Merkmal im westlichen Anteil der Zentralgneisgesteine ist das kuppelartige Aufwölben der Biotit-Augengneise im Gebiet des Großen Kaserers, das bereits von SANDER (1911, p. 303) beschrieben wurde. Am S-Abfall dieser Kuppel liegt im Falschen Kaserer deutlich aufgeschlossen der Metagranit des Olperers auf den Biotit-Augengneis aufgeschoben. Es scheint sich jedoch hier nicht um eine weitgehende Überschiebung zu handeln, wie BLESER (1934, p. 22) meinte, sondern nur um eine lokale Aufschichtung, da weiter im E überall noch Intrusivkontakte zwischen Metagraniten und Biotit-Augengneisen vorhanden sind. Im W des Wildlahnerferners ist eine kuppelartige Aufwölbung nicht mehr vorhanden, wie die einheitlich nach NW fallenden Biotitgneise zeigen.

Vom Spannagelhaus zieht nach N ein Lappen von Biotitaugengneisen und Quarz-Biotit-Schiefen bis nach Waldeben, der einerseits unter den Kalken, die von Waldeben zur Lärmstange ziehen, andererseits über den Phengit-Arkose-Gneisen und Kalken, die von Waldeben zum Spannagelhaus führen, liegt. Auch östlich des Spannagelhauses, bei der Oberen Schwarzen Platte, tauchen die grünen Arkosegneise unter diese Zentralgneisgesteine unter (Abb. 5). Das Auskeilen dieses Lappens gibt keinen Anhaltspunkt für den Bau, da sein Kontakt mit den Kalkmarmoren unter der Moräne von Waldeben verborgen liegt. Der petrographische Charakter

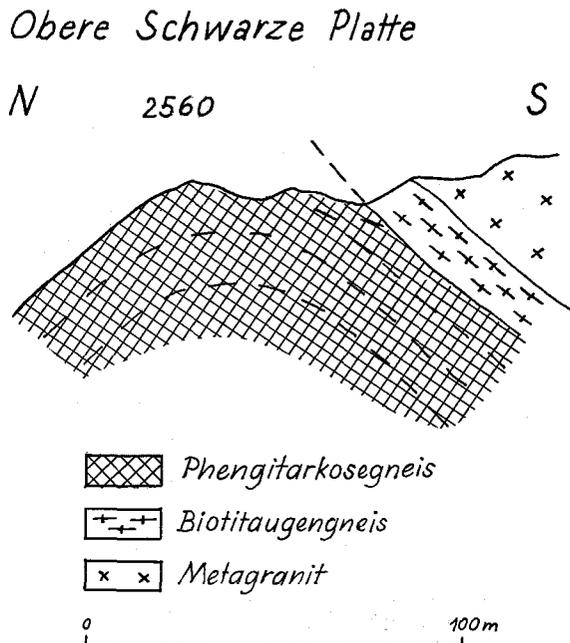


Abb. 5: Profil durch die Obere Schwarze Platte, E des Spannagelhauses. Der Phengitarkosegneis (Wustkogelserie) taucht unter die Gesteine des Zentralgneis Komplexes

der Zunge, die mit den übrigen Zentralgneisgesteinen eine petrographische Einheit bildet, läßt einen Ferntransport dieser Lamelle etwa von S her unwahrscheinlich erscheinen. Da nun andererseits auch die grünen Arkosegneise weiter im W außer in sehr fraglichen Resten nicht mehr vorhanden sind, dürften sie wahrscheinlich relativ rasch nach ihrer jetzt aufgeschlossenen Grenze auskeilen. Die Phengit-Arkose-Gneise wären demnach in einer Mulde des Altkristallins abgelagert und an einer möglicherweise variszischen Störung eingesenkt worden, sodaß Biotit-Augengneise und grüne Arkosegneise unmittelbar aneinander grenzten. Der Kalk der Lärmstange transgrediert nun einerseits über das Kristallin, andererseits über die grünen Arkosen. Im Zuge der alpidischen Orogenese wurden die Wustkogelserie und ein Teil der auflagernden Kalke im Rahmen einer W-E-Einengung durch eine Drehbewegung von NW her überschoben, wobei der Drehpunkt dieser Bewegung etwa bei Waldeben lag.

Sowohl im Profil Hintere Höllwand—Kleiner Kaserer (Profil 2) als auch im Profil Steinernes Lamm—Kahlwandspitzen (Profil 5, 6) liegt unmittelbar über dem Zentralgneis noch ein Kalkmarmorband aus meist hellen, glimmerreichen Kalken, z. T. mit Phyllitflatschen und blaugrauen, plattigen Kalkmarmoren, die im Profil Höllscharte von Rhätizitquarziten unsicherer Stellung, im Profil Steinernes Lamm—Kahlwandspitze von Quarz-Biotit-Schiefern überlagert werden: beide bilden den Trennhorizont zu der Hauptmasse der Kalkmarmorgesteine der parautochthonen Schieferhülle. Im Profil Höllwand ist diese untere Lamelle nochmals durch einen kleinen Kristallinspan zweigeteilt. SANDER (1920, p. 238—268) nennt diese Kalkschuppen „Kasererlage“ und stellt sie tektonisch zwischen „Hochstegenlage“ und „Schmittenberglage“, die dem Kalkzug Lärmstange—Kleiner Kaserer—Kahlwand entspricht. Die „Kasererlage“ ist ein eindeutig tektonisch tieferes Element des Lärmstangen-Kalkzuges = („Schmittenberglage“). Tektonische Beziehungen der „Kasererlage“ zu den Kalken E des Kartierungsgebietes („Hochstegenlage“) lassen sich nicht feststellen. Die darüber liegenden Gesteine der parautochthonen Schieferhülle und die Quarz-Biotit-Schiefer sind wahrscheinlich von N her südvergent auf diese Schuppe aufgeschoben.

Die eigentliche Schichtfolge der parautochthonen Schieferhülle beginnt nun mit der Serie der Kalkmarmore, die wiederum an ihrer Basis einige wenige Meter mächtigen quarz- und glimmerreichen Marmor führt. Darüber folgt die große Masse der blaugrauen, meist ungebankten Kalkmarmore. In den hangenden Partien dieses blaugrauen Kalkes liegen dunkelgraue, schwarze, schiefrige Kalke mit großen phyllitischen Lagen, die z. T. bündnerschieferähnlich werden. Im Hangenden werden die Kalke von weißen Marmoren, hellen Dolomiten und z. T. Rauhdecken abgelöst, die in ihren höheren Partien chloritreiche Zonen enthalten. Diese chloritreichen Phyllite gehen allmählich in Kalkphyllite über, die in beiden Profilen die Basis der Arkoseserie bilden. Nun folgt eine bunte Abfolge von Schwarzphylliten, Arkosen, quarzreichen Phylliten und Quarziten, auch Karbonatquarziten und selten Prasiniten. Diese ganze Abfolge ist wohl als aufrechte Schichtfolge zu deuten, ein Leithorizont, mit dessen Hilfe eine Auflösung der Tektonik möglich wäre, fehlt (Profil 2, 3, 5).

BLESER (1934, p. 49—52) muß auf Grund seiner stratigraphischen Vorstellung zwischen Hochstegenkalk und der Chloritphyllitserie, die er zur Venedigerdecke rechnet, eine tektonische Grenze zu den seiner Ansicht nach paläozoischen Arkosen ziehen. Diese höhere Einheit nennt er „Erste Glocknerschuppe“ (schließt fast die ganze Arkoseserie ein), und deutet sie als über den Kalkmarmor der Lärmstange geschoben. Die „Zweite Glocknerschuppe“ umfaßt die Wustkogelserie beim Tuxer Joch und Teile der Radioarite, die „Dritte Glocknerschuppe“ ist durch Schwarzphyllite und Prasinite gekennzeichnet. Diese drei Schuppen hält er für Basisbildungen der Kalkphyllite (Glocknerdecke). Da aber gerade die sedimentären Übergänge zwischen Chloritphyllitserie und Metaarkosen so klar zu erkennen sind, kann ich für eine Deutung, die die Arkosen über den Kalkmarmor fernüberschoben denkt, keine Anhaltspunkte sehen.

In der Wand des Kaserergrates sieht man sehr schön die Spitzen mehrerer meter- bis meterzehner langer Falten, die in die Arkoseserie eingefaltet sind (Abb. 6). Es handelt sich um südvergente Falten, die hier durch die Morphologie so prächtig aufgeschlossen wurden („Rückwärtskeile“ nach BLESER 1934, p. 30). Indirekt läßt sich dieser Faltenbau auch in der Nordflanke des Kleinen Kaserers rekonstruieren, wo der Kalk an beiden Seiten der Toten Grube unter die Metaarkosen untertaucht, ebenso im E des Kaserer-

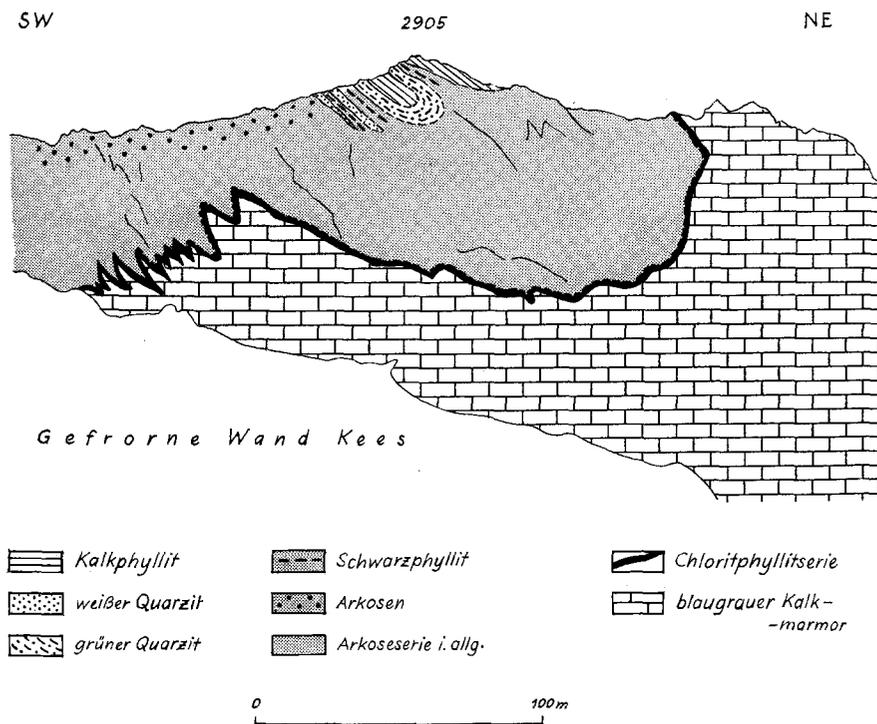


Abb. 6: Ansichtsskizze der ESE Flanke des Kaserergrates bei P. 2905

ferners, dort aber, wo der Kalk im S gegen den W-Grat des Kleinen Kaserers reicht, auf der Metaarkose liegt und nur ein kleines Eck unter die Metaarkose untertaucht.

NW des Kleinen Kaserers folgt nördlich der Kleegrubenscharte der Kalk- und Dolomitmarmorzug der Schöberspitzen, der später behandelt werden soll. Die Schöberspitzentrias wird in ihrem südlichen Teil zwischen den Schöberspitzen und der Kleegrubenscharte von einem dünnen, schmalen Band von Quarziten, Schwarzphylliten und Kalkphylliten zweigeteilt. Dieses Band zieht unter den Karbonatgesteinen der Schöberspitzen durch und steht mit den Phylliten nördlich davon in Verbindung. Dadurch wird offenbar, daß die Karbonatgesteine der Schöberspitzen frei auf der Arkose-*serie* schwimmen (Profil 4).

Schlüsselpunkt für die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet bilden die zwei Kalklagen, die von der Frauenwand und der Lärmstange in den Kasererwinkel herüberziehen und im W des Kasererwinkels als Antiklinalen untertauchen. Gerade um diese Kalkmarmorantiklinalen legen sich die Metaarkosen, die sich im N und W des Kleinen Kaserers im Wesentlichen auf die Basis dieser ganzen Schichtfolge beschränken. So kommt auch hier über den Kalken die Basiszone zum Vorschein, die sich als Antiklinalzone über die Innere Schönlahnerspitze bis an den W-Rand des Kartenblattes verfolgen läßt. Ähnlich liegt die Situation beim Untertauchen der südlichen Kalkantiklinale NE der Schöberspitzen, hier sind große Teile durch Kalk- und Dolomitschutt der Schöberspitzen verdeckt. In dieses Bild eines Falten- und Muldenbaues, der schon von BLESER (1934, p. 60) erkannt wurde, passen sich auch die einzelnen Quarzitzüge zwanglos ein.

Als wesentlicher Leithorizont zur Aufschlüsselung der Tektonik im Bereich zwischen Kaserergrat, Tuxer Joch und Sommerbergalm erweist sich die Chlorit-Phyllitserie, die als beständiger Horizont überall die Kalke begleitet (Profil 1—3). Die Falten in der SE-Flanke des Kaserergrates werden von grünen Phylliten begleitet und machen das Umbiegen nach S der Kalkmarmore etwas nordöstlich P. 2905 mit. Auch Kalkphyllite und grüne, radiolaritähnliche Quarzite, die beide eher im Hangenden (in höheren Anteilen der Arkose-*serie*) vorkommen, sprechen dafür, daß im Bereich um P. 2905 eine Mulde das wesentliche Bauelement darstellt (Abb. 6). Der Kalkzug, der von der Lärmstange über den Ramskopf nach W in den Kasererwinkel hinunterzieht, wird sowohl im Liegenden als auch im Hangenden sehr konstant von der Chlorit-Phyllitserie begleitet, wenn diese auch hin und wieder nur sehr schmal ausgebildet bzw. dünn ausgequetscht ist. Dieser Kalkzug erweist sich somit klar als Antiklinale und die südlich davon liegenden Phyllite und Metaarkosen als Mulde.

Das Herumstreichen der Chloritphyllite um die Kalke ist am schönsten in der SE-Flanke der Frauenwand erkennbar (Abb. 7). Am Fuß dieser Flanke ziehen die Kalke des letztgenannten Kalkzuges durch, die ihrerseits noch in kleinen meter- bis meterzehnergroßen Falten in die Arkosegneise eingefaltet sind. Erst SE der Frauenwand setzen die grünen Phyllite ein und verlaufen immer wieder unterbrochen durch Schutt am Unterrand der Kalke, biegen bei der westlichen Rippe um und ziehen im Liegenden der Frauenwandlage die Flanke hinauf bis unter den Gipfel. Unmittelbar unter dem Frauenwandgipfel liegen die Chloritphyllite eingefaltet in Kalk-

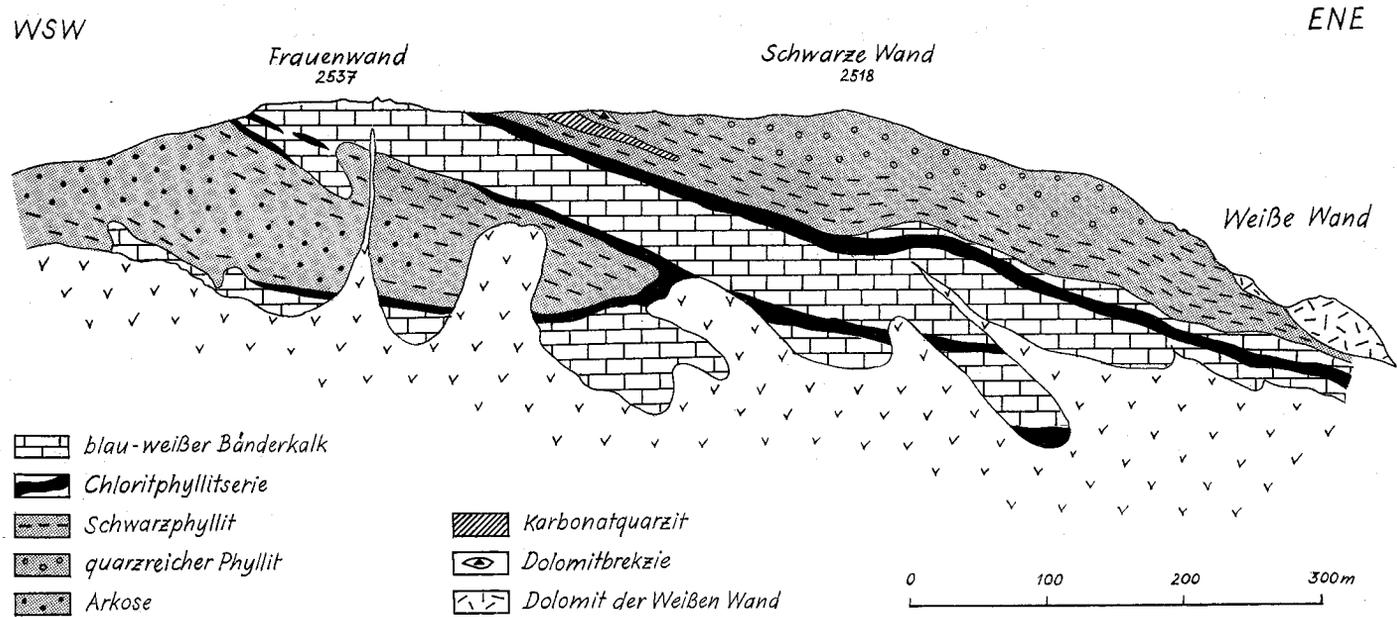


Abb. 7: Ansichtsskizze der SE Flanke der Frauenwand zwischen Frauenwandgipfel (2537 m) und Schwarzer Wand (2518 m)

marmor, der unterhalb nochmals eine Falte in den Metaarkosen bildet. Auch nördlich des Frauenwandzuges sind die grünen Phyllite an der Grenze zwischen Kalk- und Arkoseserie zu finden. Das Gesamtbild der SE-Flanke der Frauenwand liefert einen überzeugenden Eindruck des großzügigen Falten- und Muldenbaues.

Nördlich der Frauenwand erstreckt sich die Arkoseserie einheitlich nach N und wird nur durch die von oben her eingefalteten Karbonatgesteinszüge des Tettensgrates und der Weißen Wand unterbrochen. Dieser nördlichste Teil der Arkoseserie besteht im wesentlichen aus Schwarzphylliten, quarzreichen Phylliten, Kalkphylliten, Dolomitbrekzien und grünen Radiolaritquarziten, wobei der Radiolaritzug 300 m ESE des Tuxer Joches als Muldenschluß umbiegt und im Streichen weiter südlich wieder zurückläuft. Ein Prasinitband bildet diesen Muldenbau ebenfalls ab (Profil 2, 3).

Für Tauchfalten im Sinne SANDER's (1920) ist wegen der normalen stratigraphischen Abfolge von Kalk, Chloritphylliten und Metaarkosen (SANDER hält die Arkoseserie für paläozoisch und kommt deshalb auf eine verkehrt stratigraphische Abfolge) kein Hinweis gegeben. Aus demselben Grund scheint mir auch BLESER's Deutung einer Überschiebung der Metaarkose auf den Kalk und die Chloritphyllite und einer späteren Rückwärtsfaltung unwahrscheinlich.

Derselbe Bau läßt sich auch konsequent in das Gebiet der Sommerbergalm weiterführen (Profil 1). Bei der Alm selbst liegen in einer, auch morphologisch hervortretenden Mulde Chloritphyllite und Schwarzphyllite zwischen den Kalkmarmoren eingebettet. Nördlich des Kögerls sind nach einer Kalkantiklinale Chloritphyllite und Kalke intensiv verfaltet. Die Arkoseserie ist nur mehr sehr geringmächtig. Sie besteht fast ausschließlich aus Schwarzphylliten mit einzelnen Quarzitbändern und wenig Dolomitbrekzien. SW der Geiergufel liegen drei schmale Schuppen übereinander, die der Wustkogelserie der Oberen Schieferhülle angehören und wohl bei der Überschiebung eingeschuppt wurden.

Eine selbständige tektonische Einheit stellen die Triaskarbonatgesteine der Schöberspitzen, des Riepenkopfes, des Tettensgrates und der Weißen Wand dar, deren innerer Bau sich wieder mit Hilfe eines Leithorizontes, den gelben Anis-Basiskalken, sehr schön auflösen läßt. Das Profil (11) beginnt in der Kleegrubenscharte mit einem hellgelben, massigen Dolomit. Über Bänderkalke und später Bänderdolomite erreicht man nach 20 Höhenmetern den ersten Basiskalkzug und nach weiteren 50 Metern den zweiten. Etwas nördlich davon bauen Quarzite, Schwarzphyllite und Metaarkosen einen kleinen Kogel auf. Wie schon erwähnt, unterlagern sie die Schöberspitzen und stehen mit der Arkoseserie nördlich der Schöberspitzen in Verbindung. Der nächste wichtige Zug der Basislage liegt am Gipfel der höheren, südöstlichen Schöberspitze und zieht über den Sattel zwischen der ersten und der zweiten Schöberspitze weiter über den S-Hang der zweiten nach W bis er in den WNW-Abbrüchen endet. Mit dem Vorkommen auf dem Gipfel der zweiten Schöberspitze läßt er sich kartierungsmäßig verbinden. Diese Lagerungsverhältnisse am Gipfel der Schöberspitzen zeigen, daß die Umbiegung der Dolomite und Kalke in den Schöberspitzen eine nordvergente Tauchmulde und keine nach S gerichtete Falte ist. Bereits außerhalb des Kartierungsgebietes am Hohen Nopf biegt dieser

WNW streichende Karbonatgesteinszug in seinem Streichen um und erreicht in den Hängen des Riepenkopfes wieder unser Gebiet. Von dort zieht er weiter über den Kasererwinkel bis zum Tettensgrat und weiter bis zur Weißen Wand, wo er schließlich in die Luft aushebt. Er ist auch hier als Tauchfalte ausgebildet, wobei im Abschnitt um den Riepenkopf (Profil 12) der hangende Flügel deutlich ausgebildet, und der liegende nur rudimentär vorhanden ist (wie die weit im S liegende Zone der Basiskalke zeigt), während im E am Tettensgrat (Profil 13) der liegende Flügel offensichtlich vollständig, der hangende nur rudimentär ausgebildet ist. Schon der andere Baustil zeigt, daß die Schöberspitztrias auf der Arkoseserie liegt, also ein höheres tektonisches Element darstellt. Für SANDER's tektonische Zurechnung zum Lärmstangenkalkzug („Schmittenbergtauchdecke“) besteht keinerlei Hinweis.

Die Untergrenze der Oberen Schieferhülle läuft am Kamm westlich des Kasererwinkels nördlich des Riepenkopfes. W des Kasererwinkels ist die Abgrenzung der unteren parautochthonen Schieferhülle gegen die Decke der Oberen Schieferhülle etwas unklar, da hier wahrscheinlich Schwarzphyllite der Oberen Schieferhülle auf Schwarzphylliten der parautochthonen Schieferhülle liegen; sie dürfte aber durch die Steinige Rinne laufen. Von dort zieht die Grenze an der Basis der Phengit-Arkose-Gneise N des Tuxer Joches und südlich des Tuxer Joch Hauses entlang dem Weg von Hintertux aufs Tuxer Joch Haus bis in den Tiefen Bach. Weiter bis ins Tuxer Tal ist die eigentliche Grenze vom Bergsturz des Pfannecks verdeckt (Abb. 9.)

Im Profil (14) vom Riepenkopf zum Jochgrubenkopf liegt über der Schöberspitztrias ein etwa 10—15 m mächtiges Band von grünen Arkosen, das der Wustkogelserie entspricht („zweite Glocknerschuppe“ BLESER's). Darüber liegt eine Folge von Kalkphylliten und Schwarzphylliten und grünen Serizitschiefern („dritte Glocknerschuppe“ BLESER's), die in bunter Wechselfolge übereinander liegen. Nördlich des Jochgrubenkopfes folgt dann eine sehr einheitliche Abfolge von Kalkphylliten, die sich nicht weiter untergliedern läßt. Wesentlich für das Verständnis der Tektonik der Basis der Oberen Schieferhülle ist das Gebiet zwischen Tettensgrube und Pfanneck. Hier liegen nämlich im Hangenden und z. T. im Liegenden der Wustkogelserie schmale Lamellen von Trias-Karbonatgesteinen. Die Hauptmenge der Triaskalke und -Dolomitmarmore ist als tektonisch selbständige Einheit (Schöberspitztrias) weiter im S liegengeblieben. Bei der Tettensgrube lassen sich um die grünen Phengit-Arkose-Gneise die Triaskalke und -Dolomite („zweite Glocknerschuppe“), Karbonatquarzite und Kalkphyllite („dritte Glocknerschuppe“) herumverfolgen (Abb. 8, Profil 3). Im Hangenden der Wustkogelserie ziehen die Karbonatgesteine von der Tettensgrube nach NE über die Pfannscharte bis ins Weitental. Im Liegenden sind sie offensichtlich stärker ausgequetscht und im wesentlichen nur mehr in einer Linse W der Geiergufel erhalten. Südlich des Tuxer Joch Hauses und W des Pfannecks liegen schmale Karbonatgesteinszüge in die permoskythische Serie eingefaltet. Der Bau der Wustkogelserie mit der umhüllenden rudimentären Trias entspricht in seinem Stil wie die Schöberspitztrias dem Modell einer Tauchdecke — hier besonders deutlich —, da sich die umhüllenden Gesteine um den Faltenschluß herum verfolgen lassen (Abb. 8, Profil 3). Dieser Teil der Oberen Schieferhülle ist sicherlich von S her über

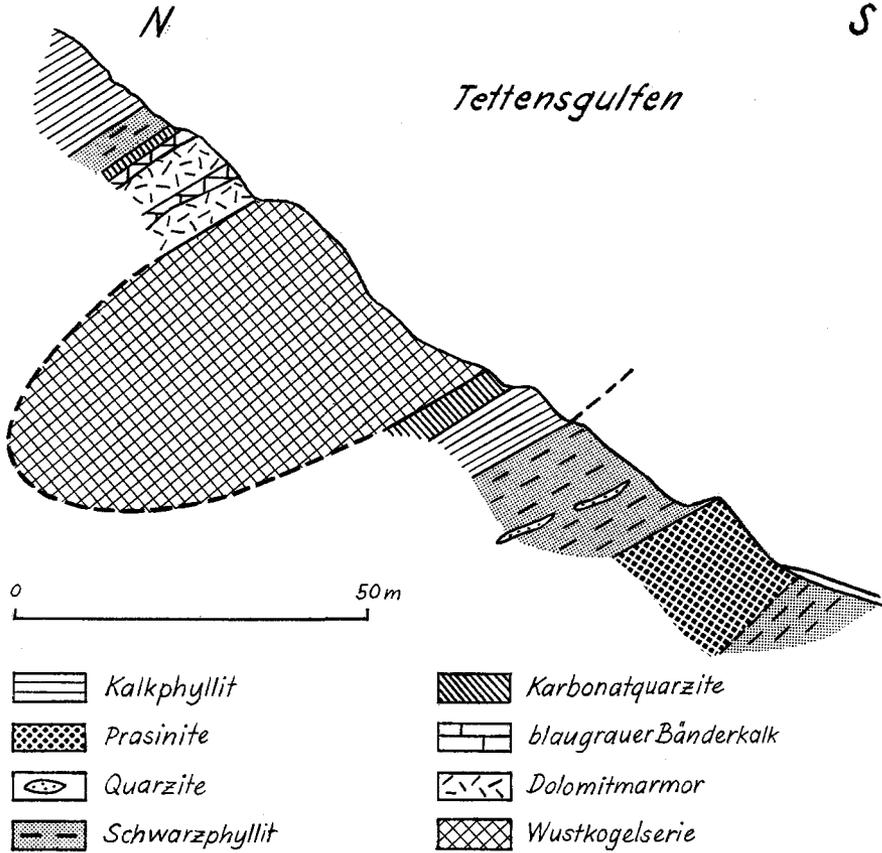


Abb. 8: Profil durch die Tettensgulfen etwa 100 m N der Tettensgrube

die parautochthone Schieferhülle geschoben. Über der Wustkogelserie und der Trias folgt eine sehr bunte Schichtfolge von Schwarzphylliten, weißen grünlichen Phylliten, Quarzitschiefern und Kalkphylliten und schließlich auch von Chloritphylliten, die insgesamt etwa 80 m mächtig ist und dann von der einheitlichen Kalkphyllitfolge abgelöst wird. Es dürfte sich dabei um eine einheitliche Schichtfolge und nicht um stärkere Verschuppung oder Verfaltung handeln (Profil 15, 16).

32 Das Gefüge der s-Flächen und B-Achsen

Tafel 00

Schon SANDER hat sich in zahlreichen Arbeiten mit dem Gefüge des Tauernwestendes beschäftigt. Aus dem intensiven Studium der Gefügeelemente des Gebietes schuf er die Gefügekunde, sodaß das Tauernwestende und auch das von mir kartierte Gebiet zum klassischen Gebiet wurde. Alle Achsenrichtungen, die SANDER aus den Tuxer Grauwacken beschreibt,

nämlich W—E, WSW—ENE, WNW—ESE, NW—SE, NNW—SSE (SANDER 1940), konnten wieder gefunden werden. Allerdings kann ich mich seiner Alterseinteilung der Achsen nicht ganz anschließen. Nach SANDER wären die NW—SE Achsen die ältesten. Von NW über W nach SW hin würden die Achsen jünger, und schließlich gäbe es noch jüngere E—W Achsen. Zumindest in dem von mir kartierten Gebiet läßt sich diese Einteilung nicht anwenden.

Im Bereich der Schieferhüllengesteine ließen sich drei altersverschiedene s-Flächen-Systeme unterscheiden und ebenso drei B-Achsen-Systeme. Dieser Gefügebau ist noch von einer N—S streichenden Klüftung überprägt, die bei sehr geringen Bewegungen entlang der Klüfte manchmal zu Schleppstrukturen führte und das Bild einer späten N—S gerichteten Knickfaltung vermittelt.

Die erste B-achsiale Verformung im Zuge einer Einengung im Bereich der Schieferhülle wäre die Großfaltung, die die Faltenzüge der Frauenwand, des Ramskopfes und auch der Toten Grube hervorbrachte. Die Achsen dieser Faltung im 100 m-Bereich tauchen etwa 15—20° gegen WNW ab. Sie sollen als B_0 bezeichnet werden. Die nach S geschlossenen Faltenstättel weisen eindeutig auf Südvergenz. Dieses B_0 dürfte für die bogenförmige Anordnung des jüngeren B_1 , das im folgenden genauer besprochen werden soll, verantwortlich sein.

Die Vervielfachung einer Schichtfolge in einem Profil bedeutet zweifellos eine Massenzunahme gegenüber der einfachen Schichtfolge. Die Massenzunahme bewirkt wiederum eine Rotation der Streichrichtung in Richtung der Massenzunahme, die in ihrem Ausmaß dem der Massenzunahme proportional ist. Tritt diese Massenzunahme durch seitliches Ausklingen der Faltung zurück, so wird auch das Streichen sich allmählich wieder in diese Richtung drehen. Ein solcher Fall ist in dem von mir kartierten Gebiet gegeben. Betrachtet man die Gesamtmächtigkeit des mesozoischen Profils im Bereich der parautochthonen Schieferhülle, etwa in einem Schnitt bei der Sommerbergalm, so ergibt sich eine Mächtigkeit von zirka 700 bis 800 m. Im Profil Kleiner Kaserer—Tuxer Joch steigt diese Mächtigkeit bereits auf über 2000 m an und sinkt etwa 500 m W des Kartenblattes auf nur wenige 100 m ab. Dem parallel finden wir ein Streichen der Kalk- und Quarzitzüge, WSW im Bereich E der Sommerbergalpe, das im Bereich Tuxer Joch—Kleiner Kaserer auf WNW umbiegt und bereits am E-Hang des Wildlahnertales über W in die alte Streichrichtung zurückbiegt. Die jüngeren B_1 -Falten bilden nun diese durch B_0 vorgegebenen Anisotropien nach. Daß die B_1 -Achsen jünger sind als die Deckenüberschiebung und auch jünger als B_0 , legt die Tatsache nahe, daß die B_1 -Achsen diskordant über der Deckengrenze im N des Tuxer Joches liegen und ebenso diskordant über dem Muldenschluß der Radiolarite im S des Tuxer Joches. Das Umbiegen des Radiolaritbandes macht sich nur in einem kaum meßbaren Schwanken der s-Flächen und der B-Achsen bemerkbar.

Betrachten wir nun die regionale Verteilung der B-Achsen: die Achsen der Phengit-Arkose-Gneise im Bereich Kleegrubenscharte—Schwarze Platte (D 1) folgen in einem deutlichen Maximum dem regionalen Achsenstreichen von zirka 250°. Im Bereich der Sommerbergalpe, besonders in ihren nördlichen Gebieten, zeigt sich eine starke Streuung zwischen 250 und 280° (D 2).

Es ist bezeichnenderweise das Gebiet, in dem das Umbiegen des Streichens von WSW auf WNW beginnt. Die Achsen fallen hier alle flach nach W ein. Im Bereich Tuxer Joch—Frauenwand (D 3) hat das Achsenstreichen bereits auf $300\text{--}320^\circ$ gedreht, nur fallen jetzt etwa $\frac{2}{3}$ der Achsen nach NW und etwa $\frac{1}{3}$ der Achsen nach SE ein. Dieses Achsenstreichen finden wir bis in den S-Grat des Kleinen Kaserers (D 4). Im W des Kasererwinkels, an der W-Flanke des Kleinen Kaserers im Bereich des Wildlahnertales (D 5) beginnt sich das Achsenstreichen bereits etwas zurückzubiegen. Das Maximum der B-Achsen liegt hier zwischen 270 und 285° . Fast alle Achsen tauchen hier flach nach W unter. Der Bereich, in dem der Achsenbogen wieder in das regionale Achsenstreichen übergehen müßte, liegt bereits außerhalb des bearbeiteten Gebietes.

Der Versuch KARLS (1952), einen ähnlichen Achsenbogen im Gerlosgebiet wenigstens teilweise durch Überprägungen und Verstellungen mehrerer verschieden alter B-Achsen und s-Flächen aufzulösen läßt sich zumindest in unserem Fall nicht anwenden, da es sich beim Studium der Achsen im Gelände ergibt, daß alle einem Verformungsakt angehören, auch wenn sie in verschiedenen Teilbereichen Maxima verschiedener Richtung zeigen.

Was die Vergenz der Falten betrifft, so wurde festgestellt, daß sie zu etwa gleichen Teilen keinerlei Vergenz zeigen, N-vergent oder S-vergent sind. In der Verteilung der vergenten bzw. nichtvergenten Achsen besteht keinerlei Regelmäßigkeit oder Ordnung. Man findet alle drei Typen auf engstem Raum beisammen. Ein Fächerbau liegt also nicht vor. Diese Situation entspricht am ehesten dem Bild einer Einengungstektonik.

Vielen der B-Achsen ist nach dem Schema $B \perp B'$ eine jüngere Feinfälteung B_2 zugeordnet, die häufig im rechten Winkel auf B_1 steht. Am Kleinen Kaserer beträgt dieser Winkel auch nur $60\text{--}70^\circ$.

N—S gerichtete Knickfalten zwischen Reisköpfel und Pfanneck erweisen sich bei genauerem Studium als Schleppungen an feinen N—S Klüften mit sehr geringen Verstellungsbeträgen. Diese N—S Falten sind also nicht das Produkt einer späten E—W Einengung. Ähnliche N—S Klüfte finden sich in größerem Ausmaß auch am Reisköpfel und im Bereich der Hornspitze.

Im selben Abschnitt Reisköpfel—Pfanneck wurde in Phengit-Arkosegneisen eine Bänderung gefunden, die man als sedimentäres s deuten könnte. Es besitzt zwar annähernd die gleiche Fallrichtung wie das gefügeprägende s_1 (Transversalschieferung), fällt aber etwa 30° steiler ein (ss 344/75, s_1 338/35). Das s_1 verhält sich in seinem Streichen genau wie B_1 , es soll daher nicht genauer beschrieben werden. Die Fallrichtung schwankt zwischen NNW und NNE bei einem Fallwinkel von etwa $30\text{--}50^\circ$.

In Anschliffen oder auch in Dünnschliffen mancher Handstücke konnte ein noch jüngeres s_2 gefunden werden. Es handelt sich um feinste Scherflächen, die das s_1 noch etwas verstellen. Diese Verstellungen sind meistens im Mikroskop erkennbar, im Gelände konnte ich dieses kleine s_2 an Scherflächen nicht finden.

Störungen wurden nur sehr wenige gefunden, die noch dazu durchaus unbedeutend sind. Die s-parallele Störung der Ofenklamm senkt innerhalb der Kalkphyllite den nördlichen Flügel mit dem Ofner etwa 30 m gegen den

südlichen Flügel mit der Hornspitze ab. Eine unbedeutende Störung im Bereich der Schöberspitze hebt den nördlichen Flügel um einige Meter gegenüber dem südlichen an.

Die Verstellungsrichtung einer NE—SW streichenden Störung am Großen Kaserer konnte wegen Fehlens eines Bezugshorizontes nicht festgestellt werden.

33 Tektonischer Überblick

Das ganze Gebiet um das Tuxer Joch ist durch einen großzügigen Faltenbau charakterisiert, der von allen Autoren, die hier arbeiteten, SANDER, BLESER, THIELE, erkannt wurde. Die verschiedenen Ansichten über Alter und Abfolge der Kalk- und Arkoseserie jedoch bedingen andere Deutungen über die Art des Faltenbaues.

SANDER (1920) dachte an Tauchfalten, BLESER (1934) hingegen überschob die Metaarkosen über den Kalkmarmor und dachte diesen Überschiebungsbau verfaltet. Erst THIELE (1963) erkannte den sedimentären Zusammenhang zwischen Kalken und Metaarkosen und ihre normale stratigraphische Abfolge. Er schloß daraus auf einen S-vergenten Mulden- und Faltenbau. Dieser Ansicht möchte auch ich mich anschließen, obwohl ich über die stratigraphische Einstufung zur Zeit anderer Auffassung bin.

Wenn aber für die parautochthone Schieferhülle ein S-vergenter Faltenbau charakteristisch ist, die Obere Schieferhülle aber von S her, also nordvergent überschoben wurde, liegt hier scheinbar ein Widerspruch vor. Der Ablauf der Bewegungen muß also, wenn man diesen Widerspruch lösen will, folgendermaßen aufgefaßt werden: Die erste Phase dieses Bauplanes wäre demnach die Überschiebung der Oberen Schieferhülle über den Zentralgneiskomplex und die nördlich davon gelegene parautochthone Schieferhülle. Die Triaskarbonatgesteine bleiben dabei etwas früher auf der parautochthonen Schieferhülle liegen. Der zweite Akt wäre zu sehen in einer Einengung und südvergenten Faltung im Bereich der parautochthonen Schieferhülle und einer Aufwölbung des Altkristallins. Diese Faltung scheint mir deshalb jünger zu sein als die Überschiebung, da sich die Falten der Schöberspitzen noch dem Bauplan der parautochthonen Schieferhülle anpassen. Zugleich mit der Einengung erfolgte wohl auch die Steilstellung. Diese Einengungsphase wird von einer zweiten N—S Einengung (Bildung des B_1 und B_2 in der Schieferhülle) durch die Metamorphose getrennt (postkristalline Deformation). Den Abschluß der tektonischen Vorgänge schließlich bildet eine E—W Zerrung, die die AC-Klüfte mit ihren Schleppepfalten schuf.

Literaturverzeichnis

- ALKER, A. et al., 1962: Ein Vorschlag zur qualitativen und quantitativen Klassifikation der kristallinen Schiefer. — N. Jb. Min., 1962, S. 163—172, 5 Abb., Stuttgart.
- BECKE, F., 1903: Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern. — Führer IX. Internat. Geol. Kongreß, p. 1—41, Wien.
- BLESER, P., 1934: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — 89 S., Diss. Univ. Zürich.

- BOBEK, H., 1932: Alte Gletscherstände im Gebiet der Zillertaler und Tuxer Alpen. — Z. f. Gl. K., 1932, S. 138—158, 1 Kartenskizze, Innsbruck.
- CHRISTA, E., 1931: Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen. — Jb. Geol. B. A., 81, S. 533—635, 1 Karte, 15 Tafeln, 3 Abb., Wien.
- , 1934: Das Greiner-Schwarzensteinergebiet der Zillertaler Alpen in geol.-petrogr. Betrachtung. — Veröff. d. Mus. Ferd. 13, Jg. 1933, S. 1—107, 23 Taf., 1 Bk.
- CLAR, E., 1954: Zur Einfügung der Hohen Tauern in den Ostalpenbau. — Verh. Geol. B. A., 1953, S. 93—104, Wien.
- , 1965: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. Sonderh. G, S. 11—34, Wien 1965 und Ztschr. deutsch. geol. Ges., Jg. 1964, 116, S. 267—291, 2. Abb., 4. Taf., Hannover.
- CORNELIUS, H. P. und CLAR, E., 1935: Erläuterungen zur geologischen Karte des Großglocknergebietes 1 : 25.000. — Geol. B. A., 34 S., Wien.
- , 1939: Geologie des Großglocknergebietes, Teil I. — Abh. Zweigst. Wien f. Bodenf., 25, S. 1—305, 1 Karte, 2 Taf., 89 Abb., Wien.
- DIETIKER, H., 1938: Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml (Gerlostal, Tirol). — Diss. ETH Zürich.
- DÜNNER, H., 1934: Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — 134 S., Diss. Univ. Zürich.
- ENZENBERG, M., 1965: Vorbericht über geologische Studien in den Tarntaler Bergen (Tirol). — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. 1965, Nr. 9, S. 192—194, Wien.
- , 1967: Die Geologie der Tarntaler Berge (Wattener Lizum), Tirol. — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 17, 1966, S. 5—50, 9 Abb., 3 Taf. (1 geol. Karte 1 : 10.000), Wien.
- EXNER, Ch., 1940: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur und Maltatal II. Teil. Bewegungsbild der Silbereckmulde. — Mitt. d. Reichsanstalt f. Bodenf. Zweigst. Wien (Geol. B. A.), 1940, S. 241—306, 14 Fig., 7 Taf., Wien.
- , 1949: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehung in den östlichen Hohen Tauern. — Tscherma's Min. Petr. Mitt., 3 F., 1, S. 197—284, 21 Abb., Wien.
- , 1952: Geologische Probleme in den Hohen Tauern. — Verh. Geol. B. A., 1952, Sonderh. C, S. 86—95, 1 Taf., Wien.
- , 1957: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. — Geol. B. A., 168 S., 8 Taf., 8 Abb., Wien.
- , 1964: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe. — Geol. B. A., 170 S., 8 Taf., 8 Abb., 1 Taf., Wien.
- , 1965: Phengit in Gesteinen der östlichen Hohen Tauern. — Carinthia II, 75 (155), S. 80—89, Klagenfurt.
- , 1966: Tauern — Westalpen. Ein Vergleich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 58, 1965, S. 1—21, Wien.
- , 1966: Orthit in den Gesteinen der Sonnblickgruppe (Hohe Tauern). — Tscherma's min. u. petr. Mitt., 11, H. 3—4, S. 358—372, 11 Abb., Wien.
- FRANK, W., 1965: Zur Geologie des Guggernbachtals (Lützelstübachtal, mittlere Hohe Tauern). — Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien.
- FRASL, G., 1954: Anzeichen schmelzflüssigen und hochtemp. Wachstums an den großen Kalifeldspäten einiger Porphyrg Granite, Porphyrgnitgneise und Augengneise Österreichs. — Jb. Geol. B. A., 97, S. 71—132, Wien.
- , 1958: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 101, S. 323—472, 1 Taf., 4 Abb., Wien.
- , 1960: Zum Stoffhaushalt im epi- bis mesozonalen Penninikum der mittleren Hohen Tauern während der alpinen Metamorphose. — Geol. Rundsch., 50, S. 192—203, Stuttgart.
- FRASL, G. & FRANK, W., 1964: Mittlere Hohe Tauern (Exkursionsführer). — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, S. 17—31, 1 Taf., Wien.
- , 1966: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster (mit besonderer Berücksichtigung des Mittelabschnittes im Oberpinzgau, Land Salzburg). — Der Aufschluß, Sonderh. 15, S. 30—58, Heidelberg.

- FRECH, F., 1905: Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner. — Ztschr. Deutsch. u. Österr. A. V., Ibk.
- FRISCH, W., 1967: Geologische Studien am Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Anz. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Jg. 1967, Nr. 14, S. 405—412, Wien.
- , 1968: Zur Geologie des Gebietes zwischen Tuxbach und Tuxer Hauptkamm bei Lanersbach (Zillertal, Tirol). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, S. 287—336, 10 Abb., 2 Taf., 5 Tab., Wien.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H. und WIESENER, H., 1967: Zur quantitativen Klassifikation der Kristallinen Schiefer, 2. Mitt. — N. Jb. Mineralogie, Mh. 12, 1967, S. 364—376, 6 Abb., Stuttgart.
- FUCHS, G., 1958: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze—Großvenediger (Hohe Tauern). — Jb. Geol. B. A., 101, S. 201—248, 1 Abb., 4 Taf., Wien.
- GRUNAU, H. R., 1965: Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time. — Ecl. Geol. Helv., 58, S. 157—208, 1 Taf., Basel.
- HAMMER, W., 1936: Der Nordrand des Zentralgneises im Bereich des Gerlostals, Tirol. — Jb. Geol. B. A., 86, 1936, S. 265—302, Wien.
- KARL, F., 1951: Die Fortsetzung der Tuxer Grauwackenzone im Gerlostal. — Tschermaks min. petr. Mitt., 3. F., 2, S. 198—246, 12 Abb., Wien.
- , 1952: Analytisch tektonische Studien an den Gesteinen des Gerlostales. — N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1952, S. 5—42, 42 Abb., Stuttgart.
- , 1954: Der derzeitige Stand B-achsialer Gefügeanalyse in den Ostalpen. — Jb. Geol. B. A., 97, S. 133—152, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- KARL, F. und SCHMIDEGG, O., 1964: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich, Exkursion I/1. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964, H. 1, p. 1—15, 1 Taf., 3 Abb., Wien.
- KLEBELSBERG, R. v., 1940: Ein Ammonit aus dem Hochstegenkalk des Zillertales (Tirol). — Ztschr. deutsch. geol. Ges., 92, S. 582—586, Stuttgart.
- KRISTAN-TOLLMANN, E., 1962: Das Unterostalpin des Penken-Gschöbzwandzuges in Tirol. — Mitt. Geol. Ges., 54, 1961, S. 201—228, Wien.
- KUPKA, E., 1953: Zur geologischen Stellung des Ahornkernes in den westlichen Hohen Tauern. — Skizzen zum Anlitz der Erde (Kober-Festschrift), S. 159—167, Wien.
- , 1956: Zur Geologie der Umgebung von Mayrhofen im Zillertal. — Mitt. Geol. Ges., 47, 1954, S. 1—33, Wien.
- LÖWL, F., 1881: Ein Profil durch den Westflügel der Hohen Tauern. — Jb. Geol. B. A., 34, S. 445—452, Wien.
- MATURA, A., 1967: Zur Geologie des Türchlwand—Kramkogel-Gebietes (SE Wörth im Rauristal, Salzburg). — Mitt. Geol. Ges. Bergbaust., 17, S. 87—126, 1 Abb., 2 Taf., 1 Karte, Wien.
- MEDWENITSCH, W., und SCHLAGER, W., 1964: Ostalpenübersichtsexkursion. Exkursion I/5 mit Beiträgen von Ch. EXNER. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 57, 1964, Heft 1, S. 57 bis 106, 3 Taf., 8 Abb., Wien.
- MUTSCHLECHNER, G., 1956: Über das Alter des Hochstegenkalkes bei Mayrhofen (Zillertal). — Mitt. Geol. Ges., 48, 1955, S. 155—165, Wien.
- OBERHOLZER, W., 1955: Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. — SMPM, 35, S. 320—409, Zürich.
- PICHLER, A., 1883: Zur Kenntnis der Phyllite in den Tiroler Zentralalpen. — Verh. Geol. R. A., 1883, S. 206, Wien.
- PREISINGER, A., 1965: Phengitschiefer aus den Hohen Tauern. — Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., 1965, S. 221—223, Wien.

- SANDER, B., 1909: Vorläufige Mitteilungen über Beobachtungen am Westende der Hohen Tauern und in dessen weiterer Umgebung. — Verh. Geol. B. A., 1909, S. 204—206, Wien.
- , 1911: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, 82, S. 257—320, Wien.
- , 1912: Über einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes. — Jb. Geol. B. A., 62, S. 219—288, 3 Taf., 3 Abb., Wien.
- , 1915: Beiträge aus den Zentralalpen zur Deutung der Gesteinsgefüge. — Jb. Geol. R. A., 64, 1914, S. 504—634, 12 Taf., Wien.
- , 1921: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht). — Jb. Geol. B. A., 70, 1920, S. 273—296, Wien.
- , 1921: Zur Geologie der Zentralalpen. — Jb. Geol. Staats. A., 71, S. 173—224, 1 Karte, 6 Abb., Wien.
- , 1940: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralog.-petrogr. Inst. d. Univ. Innsbruck. — Mitt. Reichsst. Bodenf. Wien, 1940, S. 121—138, 3. Abb., Wien.
- , 1940: Untersuchungen am tektonischen Gefüge des Tauernwestendes. — Ztschr. deutsch. Geol. G., 91, S. 326—328, Stuttgart.
- , 1942: Geologie des Tauern Westendes I., Über Flächen und Achsengefüge (Westende der Hohen Tauern, III. Bericht). — Mitt. Reichsst. f. Bodenf., Wien, 1942, S. 3—94, Wien.
- , 1947: Die allothigenen Komponenten der Tuxer Grauwacken. — Jb. Naturwiss.-med. Verein, Innsbruck.
- , 1948: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper, I. — 215 S., 66 Abb., Wien (Springer).
- STEIGER, R. M., 1962: Petrographie und Geologie des südlichen Gotthardmassivs. — SMPM. 42, S. 381—578, Zürich.
- STACHE, G., 1870: Die Krystallinischen Schiefergesteine im Zillerthale in Tyrol. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1870, S. 216—219, Wien.
- , 1874: Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. I. Teil, 2. Teil. — Jb. k. k. geol. R.A., 24, S. 137—272 und S. 33—424, Wien.
- STEINMANN, G. 1910: Über die Stellung und das Alter des Hochstegenkalkes. — Mitt. Geol. Ges., 3, S. 285—299, Wien.
- TELLER, F., 1882: Über die Lagerungsverhältnisse im W-Flügel der Tauernkette. — Verh. Geol. R. A., 1882, S. 241—243, Wien.
- TERMIER, M. P., 1903: Les nappes des Alpes Orientales et la Synthèse des Alpes. — Bull. Soc. Geol. France, 4 Ser., 3, S. 711—766, Paris.
- , 1905: Les Alpes entre le Brenner et la Valteline. — Bull. soc. geol. de France, 5, S. 209—298, 2 Taf., Paris.
- THEILE, O., 1951: Beobachtungen am Tauernnordrand im Bereich von Gerlos. — Mitt. Geol. Ges. Bergbaustud., 5, S. 1—21, Wien.
- , 1963: Bericht 1962 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., A 55—56, Wien.
- , 1967: Bericht 1966 über geologische Aufnahmen auf Blatt Lanersbach (149). — Verh. Geol. B. A., A 48—50, Wien.
- TOLLMANN, A., 1961: Die Rolle des Ost-West-Schubes im Ostalpenbau. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 54, S. 229—247, Wien.
- , 1962: Der Baustil der tieferen tektonischen Einheiten der Ostalpen. — Geol. Rundsch., 52, S. 226—237, 1 Taf., Stuttgart.
- , 1964: Aufnahmsbericht 1963 über die Südseite der Hochfeindgruppe. — Verh. Geol. B. A., A 51—54, Wien.
- , 1965: Die Fortsetzung des Brianconnais in den Ostalpen. — Mitt. Geol. Ges., Wien, 57, S. 469—478, Wien.
- WINKLER, H. G. F., 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. — 2. Aufl., 237 S., (Springer) Berlin—Heidelberg—New York.

GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES TUXER JOCH-OLPERER W-ENDE DER HOHEN TAUERN

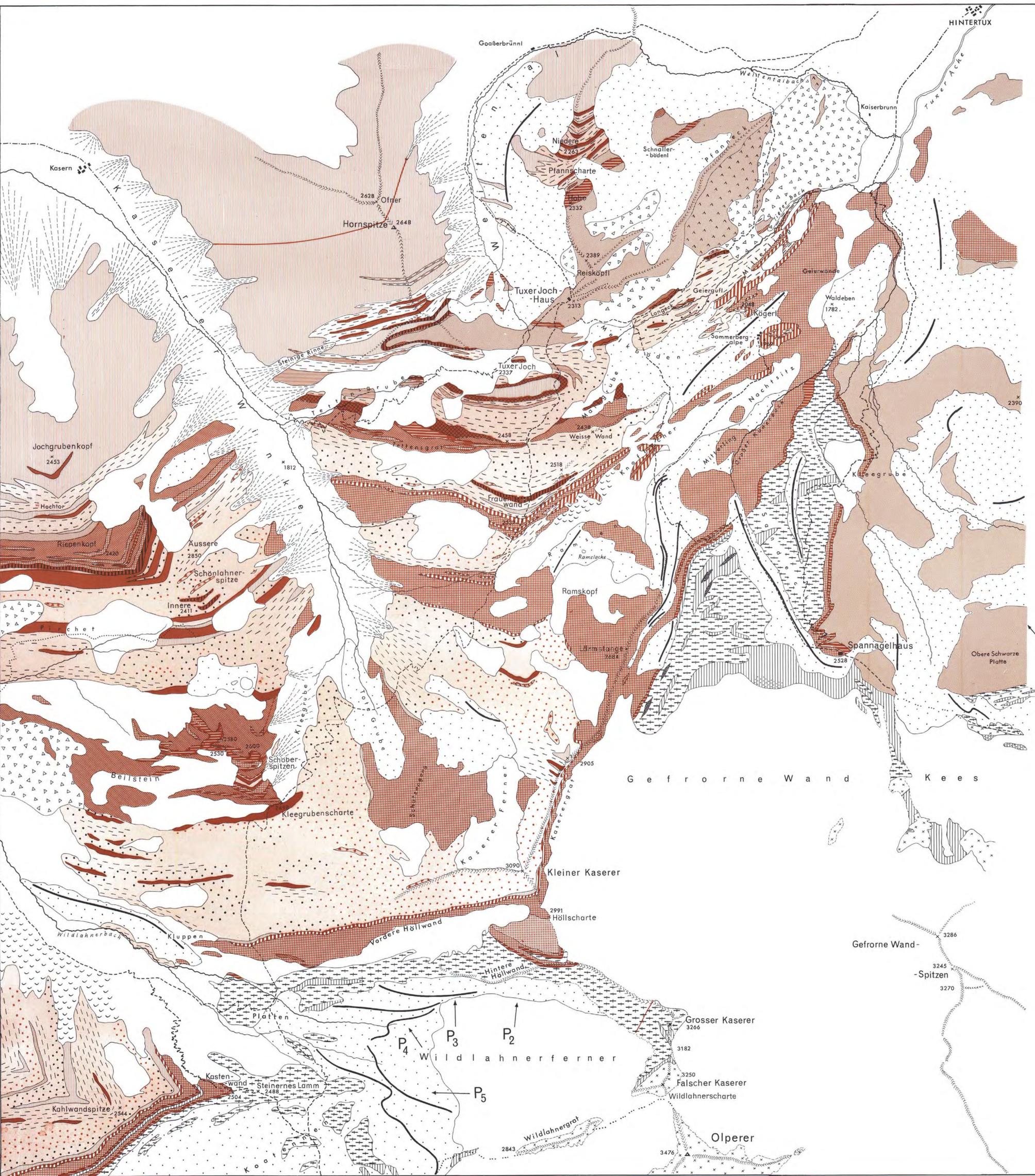
aufgenommen von V. HÖCK
in den Jahren 1964 - 1966

1 : 10.000

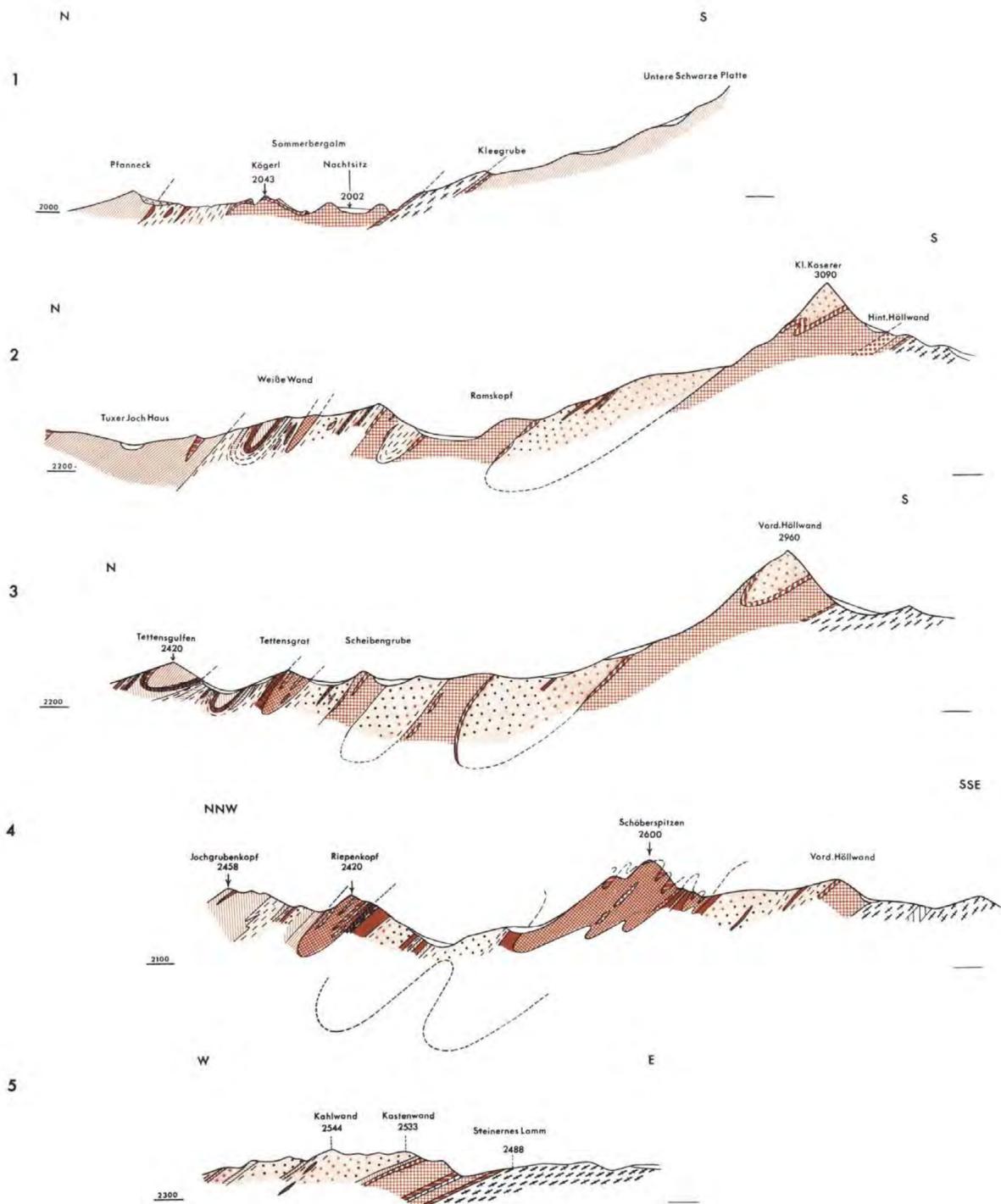


LEGENDE:

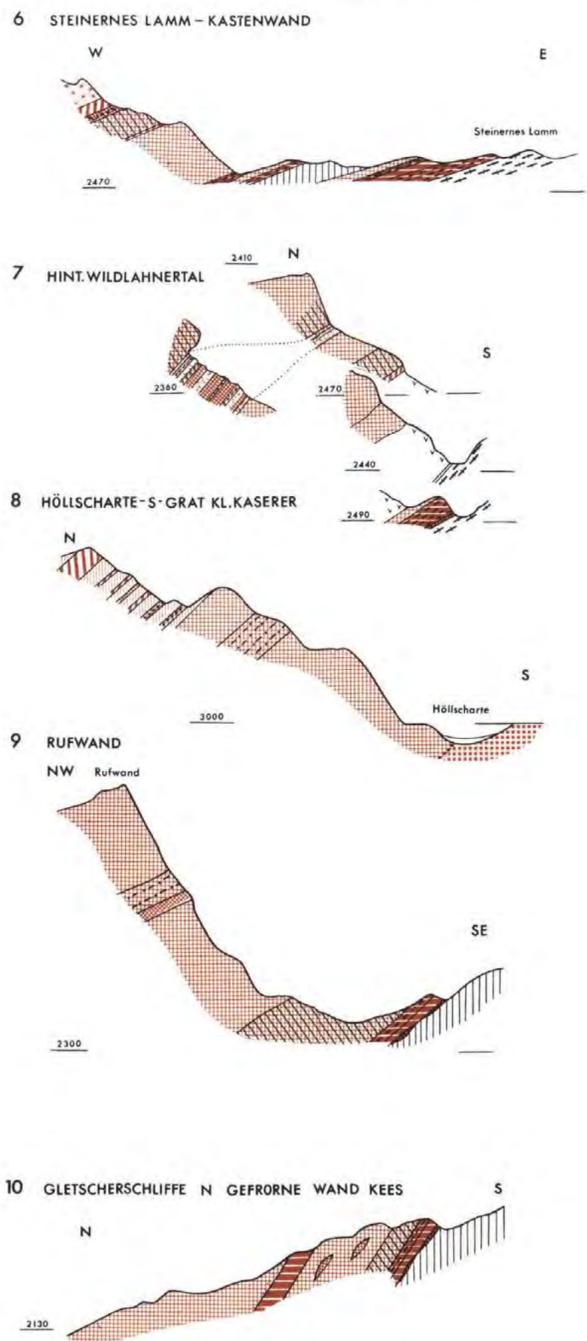
- QUARTAR**
 - Talalluvionen und Hangschutt
 - Schuttkegel
 - Bergsturzblochwerk
 - Fliebhänge
 - unter Wahrung des Schichtverbandes abgerutscht
 - Moränen
 - Moränenwälle
- OBERE SCHIEFERHÜLLE**
 - Kalkphyllit
 - Quarzite, Quarzitschiefer
 - Karbonatquarzit
 - quarreiche Phyllite
 - Dolomitschollen im Schwarzphyllit
 - Schwarzphyllit
 - Dolomitmarmor
 - Kalkmarmor
 - gelbe Basiskalke
 - Wustkogelserie
- SCHÖBERSPITZENTRIAS**
 - Kalkmarmor
 - Dolomitmarmor
 - gelber Basiskalk
- PARAUTOCHTHONE SCHIEFERHÜLLE**
 - Serizitquarzite (Radiolarite)
 - Prasinit
 - Dolomitbrekzien
 - Karbonatquarzit
 - Quarzit
 - Chloritoidführende Phyllite
 - Kalkphyllite und Kalke
 - Schwarzphyllite
 - quarreiche Phyllite
 - Arkosen
 - Arkoseserie l. allg.
 - Rhätizitquarzite
 - Serie der Chloritphyllite
 - Dolomitmarmor
 - Kalkmarmor
 - gelbbrauner Basiskalk
 - Wustkogelserie
- ZENTRALGNEIS**
 - Metagranit
 - Biotitaugengneis z.T. gefeldspatet
 - Quarz-Biotitschiefer z.T. gefeldspatet
 - Quarz-Biotit-Hornblendeschiefer
 - Aplit
 - Störungen
 - Grate



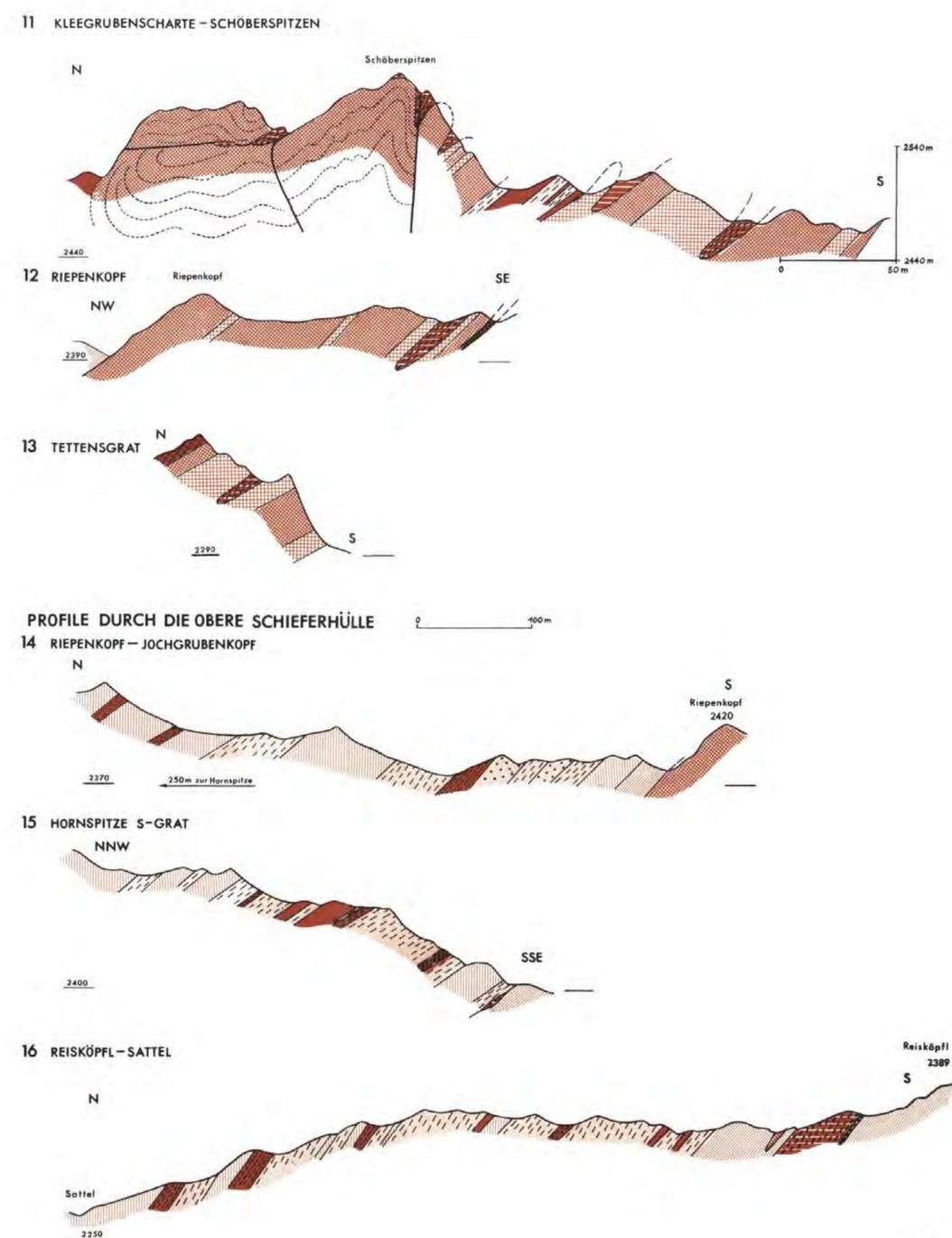
PROFILE DES GEBIETES TUXER JOCH - OLPERER



PROFILE DURCH DEN KARBONATZUG LÄRMSTANGE - KL. KASERER - KASTENWAND



PROFILE DURCH DEN KARBONATZUG DER SCHÖBERSPITZEN

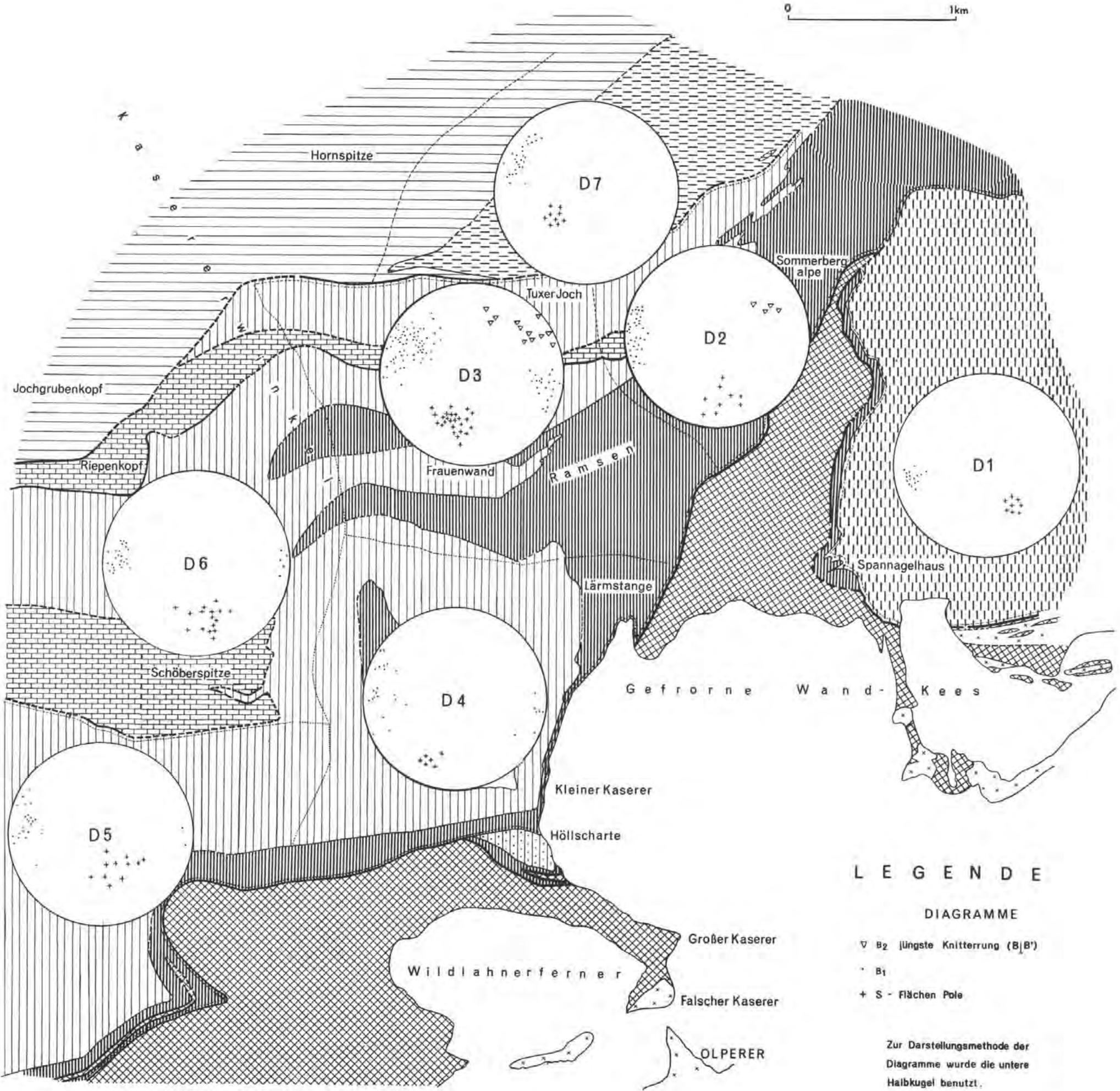


L E G E N D E

<p>QUARTÄR :</p> <ul style="list-style-type: none"> Talalluvionen unter Wirkung des Schichtverbandes abgerundet OBERE SCHIEFERHÜLLE : Kalkphyllit 	<ul style="list-style-type: none"> Quarzite Quarzitschiefer Karbonatquarzit quarzreiche Phyllite Schwarzphyllit 	<p>SCHÖBERSPITZEN-TRIAS :</p> <ul style="list-style-type: none"> Kalkmarmor Dolomitmarmor gelber Basiskalk 	<p>PARAUTOCHTHONE SCHIEFERHÜLLE :</p> <ul style="list-style-type: none"> Serizitquarzite (Radiolarite) Prasinit Dolomitbrekzien 	<ul style="list-style-type: none"> Karbonatquarzit Quarzit Chloritoidführende Phyllite Kalkphyllite und Kalke 	<ul style="list-style-type: none"> Schwarzphyllite quarzreiche Phyllite Arkose Arkosessis i. allg. 	<ul style="list-style-type: none"> Rhätitquarzite Serie der Chloritphyllite Dolomitmarmor Rauhwacke 	<ul style="list-style-type: none"> weißer Kalkmarmor Grünschiefer blauweißer Bänderkalk blaugrauer Kalkmarmor mit schieferigen sandigen Lagen 	<ul style="list-style-type: none"> blaugrauer Kalkmarmor gelber Basiskalk brauner Basiskalk Basiskvarzit 	<p>Wustkogelstein</p> <p>ZENTRALGNEIS :</p> <ul style="list-style-type: none"> Biotitaugengneis n.T. gefeldspatit Quarz-Biotitschiefer n.T. gefeldspatit <p>— Störungen</p>
--	---	---	--	---	--	---	---	--	---

TEKTONISCHE KARTE MIT GEFÜGEDIAGRAMMEN von V.HÖCK 1964 - 1966

0 1km



LEGENDE

DIAGRAMME

- ▽ B₂ jüngste Knitterung (B|B')
- B₁
- + S - Flächen Pole

Zur Darstellungsmethode der Diagramme wurde die untere Halbkugel benutzt.

- OBERE SCHIEFERHÜLLE
- Schwarzphyllit, Quarzit, Kalkphyllit
 - ▨ Wustkogelserie, Triaskarbonate
 - ▩ Triaskarbonate der Schöberspitzen

- PARAUTOCHTHONE
- ▨ Arkosserie
 - ▩ Rhätizitquarzite unsicherer Stellung

- SCHIEFERHÜLLE
- ▨ Karbonatzug der Lärmstange
 - ▩ Phengit Arkosegneise

- ZENTRALGNEIS
- × × × Metagranit
 - ▨ Biotitaugengneis, Quarz-Biotitschiefer
 - Tektonische Grenzen

Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See: zentrale Karnische Alpen)

mit 1 Abbildung und 8 Tafeln (davon 6 Phototafeln)

Von Klaus BANDEL *)

Inhaltsverzeichnis

Inhalt	197
Summary	198
1. Einleitung und Arbeitsmethoden	199
I. Profilaufnahme	201
II. Untersuchung des Feingefüges	201
III. Aufbereitung der Mikrofossilien	202
2. Terminologie der Gefügetypen	202
3. Der Fossilinhalt	203
4. Beschreibung der Gefüge im Aufschluß und Schlibfbereich	207
5. Die Hohlräume und Hohlraumfüllungen	212
I. Primäre Hohlräume	213
A. Schichtparallele Hohlräume	213
a) Hohlräume mit einschichtiger Kalzitlage	213
b) Hohlräume mit mehrschichtiger Kalzitlage	213
B. Nicht an die Schichtung gebundene Hohlräume	214
a) Hohlräume in Gerüstkalcken	214
b) Hohlräume in Algenkalcken	215
II. Sekundäre Hohlräume	216
A. Tektonisch oder durch Lösung gebildete Hohlräume	216
B. Diagenetisch entstandene Hohlräume	217
6. Auswertung der Beobachtungen	217
I. Schwarze Kalke	217
a) Einheit Ob	217
b) Einheiten Od, Of, Og	218
c) Seewarte-Kalk	218
II. Helle Crinoiden-Kalke	219
a) Heller Crinoiden-Kalk mit Matrix	219
b) Heller Crinoiden-Kalk ohne Matrix	219
c) Kalkalgen-Krusten	220
d) Gerüstbildner-Krusten	221

*) Adresse des Autors: Paläontologisches Institut der Universität Bonn, Nußallee 8, D-53 Bonn.

III. Biogerüst-Kalke	221
a) Biogerüst-Kalke mit organogenen Sedimenten gefüllte Hohlräume enthaltend	221
b) Biogerüst-Kalke mit organogenen und chemischen Sedimenten gefüllte Hohlräume enthaltend	222
7. Vergleiche mit rezenten und fossilen Riffen	223
8. Zusammenfassung	226
I. Stratigraphie	226
II. Faunen-Beziehungen	227
III. Zeitlicher Ablauf der Biotop-Änderungen im Profil	228
Literaturverzeichnis	230
Tafel 1—6	Photos
Tafel 7	Profil
Tafel 8	Faunentabelle

Inhaltsangabe

540 m unten gebankter, oben massiger, unterdevonischer Kalk werden untersucht und vom Liegenden zum Hangenden hin in 27 Einheiten untergliedert. Der größte Teil der Kalke besteht aus grobkörnigem Crinoidenkalk, in den Stromatoporen- und Korallenknollen, Korallenbüsche und Korallen-Stromatoporen-Algenkrusten eingeschaltet sind. Der Entstehungsbereich lag in flachem, turbulentem Wasser. Es erstreckten sich weite Crinoidenwälder mit knolligen Coelenteraten-Kolonien, Korallendickichten und mit Krusten. In diese Ablagerungen einer flachen Lagune sind mehrere verschiedene Fazies-typen eingeschaltet. Unten sind es schwarze bituminöse, fossilarme Kalke, die in einem abgeschlossenen Stillwasserbereich entstanden. Dreimal folgen dünnbankige, dunkle, feinkörnige Crinoiden-Kotpillenkalke, die in ruhigem, mit dem offenen Meer in Verbindung stehendem, etwas tieferem Wasser zur Ablagerung kamen. Im mittleren Teil stehen Riffstotzen an, die verstreut in der Lagune wuchsen. Kotpillen und Kalkalgen bilden einen anderen feinkörnigen Kalktyp, der in etwas ruhigerem und flacherem Wasser entstand.

Im oberen Teil werden die Crinoidenkalke abgelöst durch Biogerüstkalke und deren Zerstörungsprodukte. Hier wirkten Brandung und Strömung des offenen Meeres riffbauend und -zerstörend. Das Profil schließt ab mit dem Übergang von Riffsedimenten zu Ablagerungen einer Lagune, in der die Wasserturbulenz gering war, Crinoiden keine guten Lebensbedingungen fanden und Kotpillen-Sedimente abgelagert wurden.

Die Fauna, die schon in der Einheit 0d sicher unteremsisch ist, wird von unten nach oben immer reicher und erreicht in der Zone des Riffes ihre größte Arten- und Individuen-vielfalt. Der ganze Schichtkomplex hat emsches Alter.

Summary

The 540 m of Lower Devonian limestone examined are banked in the lower part and massive in the upper part. 27 units are differentiated. The greater part of the section is made up of crinoidal limestone with large grainsize. Intercalated are crusts of corals, stromatopores and algae as well as single knolls of corals and stromatopores and branching tabulate corals. This facies has been formed in shallow turbulent water of a lagoon. Characteristic were large forests of crinoids with single knolls of coelenterates, patches of coralthickets and algal and coelenterate crusts. In the middle part of the section single great knolls made up of composite structure of stromatopores, corals, algae and crinoids can be observed. These reef-knolls have been growing in the lagoon at random where turbulence was sufficiently high. In more quiet parts of the lagoon fine algal and pelletal limestone were laid down.

An intercalation of black, bituminous, finegrained limestone which has been formed in a quiet restricted area occurs in the lower part of the section. At three levels thinly banked, dark and finegrained pelletal crinoid-limestones are interspersed which have been formed in non-turbulent water connected to the open sea. The plain of sedimentation was a little deeper than that of the crinoid-facies.

In the upper part of the section the crinoid-limestone slowly grades into bio-structure limestones and products of their destruction. Currents and wave-action of the open ocean were active here.

The section ends with the transition from the reef to a quiet shallow lagoon, where crinoids were not able to live and a pellet-limestone was formed. Going up the section the fauna becomes more abundant in individual and species and reaches its greatest diversity in the reef-structures. The limestone is of Lower Emsian age from unit 0d onward, above the section of Upper Emsian age, so that the 540 m of limestone dealt with are totally of Emsian time.

1. Einleitung

Angeregt von Herrn Professor Dr. H. K. ERBEN wurde im Sommer 1966 ein Profil in den unterdevonischen Kalken am Westfuß der Seewarte in den zentralen Karnischen Alpen südlich der Ortschaften Birnbaum und Kötschach-Mauthen in der Nähe der Eduard-Pichl-Hütte am Wolayer See aufgenommen mit dem Ziel, eine feinstratigraphische und biofazielle Untersuchung durchzuführen. Dabei sollte besonderer Wert auf die Strukturen und Texturen im Schlibbereich gelegt werden, und diese zusammen mit den Aufschluß-Aufnahmen sollten eine ökologische Ausdeutung der Kalke ermöglichen.

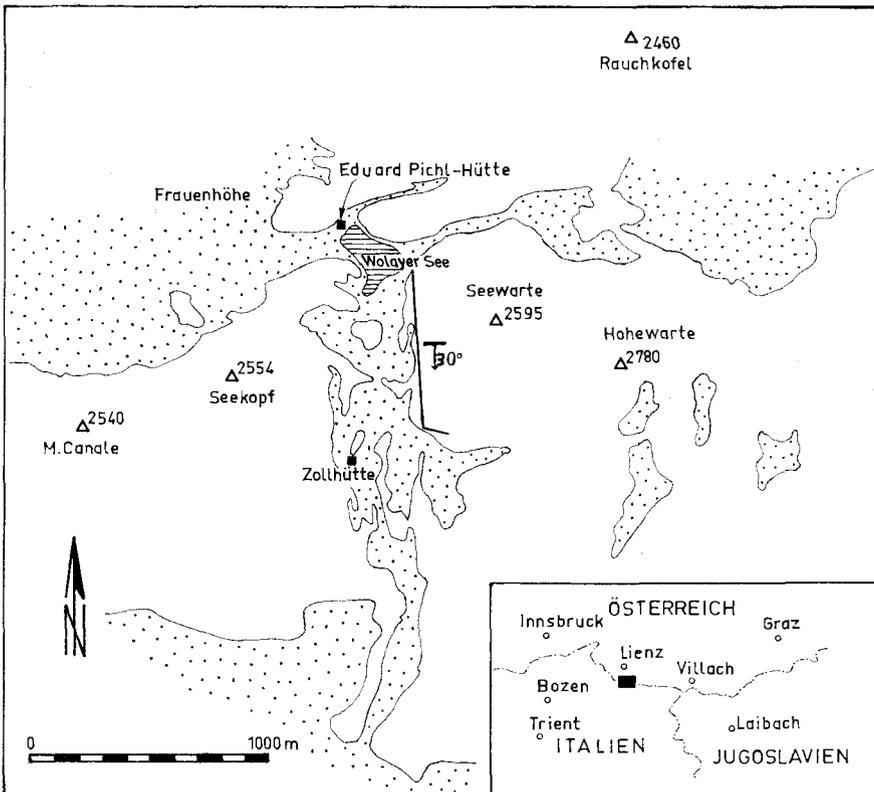


Abb. 1. Übersichtskarte; weiß = anstehendes Gestein, punktiert = Halde

Das Profil beginnt am Nordende des Fußes der Seewarte mit einem Schichtkomplex heller Kalke; es folgen graue Knollenkalke, dolomitische, gelbliche, plattige Kalke sowie graue, massige Kalke, mit denen an der Basis der Seewarte-Kalke JHAVERI's (1968) die aufgenommene Schichtfolge abschließt.

Stratigraphisch beginnt das Profil nach H. R. v. GAERTNER (1931) und G. B. VAI (1963) in den Schichten mit *Septatrypa megaera*, die dem Ludlowium zugeordnet werden. Der graue, organodontritische, massige Kalk ist nach ERBEN, FLÜGEL & WALLISER (1962) in das tiefere Emsium einzustufen, die Seewarte-Kalke ins obere Unterems.

Das Alter der gelblichen, dolomitischen Plattenkalke zwischen den schwarzen Kalken des Ludlow und den Unteremskalken ist noch offen. Im Hangenden der Seewartekalke folgen mächtige Kalkablagerungen des Eifelium und Givetium.

Nach H. R. v. GAERTNER (1931) setzt im höchsten Ludlow in den Karnischen Alpen das Absinken und damit die Geosynklinalbildung ein. Sie fand einen Abschluß im Unterkarbon. Es folgte eine Orogenese, und die kalkigen Ablagerungen wurden diskordant von klastischen Sedimenten des Karbons überlagert. Im höheren Karbon erfolgte eine erneute Bewegung, die zu einem nach Norden gerichteten Deckenbau führte. Der Hohe Warte-Seewarte-Komplex gehört der südlichsten der von v. GAERTNER ausgeschiedenen Decken, der Kellerwanddecke, an, die über die Rauchkofeldecke überschoben ist. Die im Profil angetroffenen tektonischen Elemente sind somit nach v. GAERTNER variszisch und nicht während der Alpen-Orogenese entstanden.

Die aufgenommene Schichtenfolge ist überall direkt zugänglich und ungestört. Die Schichten fallen mit etwa 30° gegen S ein und werden senkrecht zum Streichen vom Wolayer Paß durchschnitten.

Die Bezeichnungen für die Einheiten sind uneinheitlich ausgefallen, da die Zahlen für die Einheiten 1—20 bereits auf den Fels aufgemalt waren, als zur Abrundung des Profils noch im Liegenden von Einheit 1 das anstehende Gestein in die Untersuchung mit einbezogen wurde. Für die liegenden Teile wurde daher die Ziffer 0 gewählt und noch in 0a—0g unterteilt (siehe Tafel 7).

Die Vermessung des Profils erfolgte nicht entlang der Linie der Profilaufnahme — auf Grund des uneinheitlichen Ansatzes der Halde an den Fels (siehe Tafel 7) —, sondern die wahre Schichtmächtigkeit wurde direkt senkrecht zur Bankung durch Erklettern des Felsens gemessen. Dabei sind sicherlich Fehler im Bereich von Metern nicht vermeidbar gewesen.

Von den Schutthalden des Seewarte-Fußes ist von allen bisherigen Bearbeitern (FRECH, HERITSCH, SCUPIN, v. GAERTNER, ERBEN u. a.) eine reiche Fauna beschrieben worden.

Einige der fossilreichen Lagen konnten jetzt im Anstehenden aufgefunden werden. Dabei wurde ein umfangreiches Fossilmaterial gesammelt. Die Bestimmung dieser Formen übernahmen dankenswerterweise Prof. H. K. ERBEN (Trilobiten), Dr. A. SIEHL (Brachiopoden), Dr. R. JHAVERI (Gastropoden),

Dr. H. RISTEDT (Cephalopoden) und Prof. K. J. MÜLLER (Conodonten).
Besonderer Dank sei den Herren Prof. ERBEN und Dr. SIEHL für wertvolle
Hinweise im Laufe der Arbeit.

Arbeitsmethoden

I. Profilaufnahme:

An der W-Wand der Seewarte wurde die Schichtenfolge Meter für Meter untersucht (siehe Karte), was durch Kontinuität der Aufschlüsse erleichtert und durch starken Flechtenwuchs erschwert war. Zumeist ist die Felswand selbst unzugänglich, und damit beschränkte sich die Aufnahmebreite des Profils von den Schichten 1—20 auf die am Ansatz der Schutthalde erreichbaren Felspartien, etwa 2—4 m im Streichen. Die Schichten 0a—0g sind für zirka 100 m im Streichen auf dem Absatz am N-Fuß der Seewarte in Lawinenrissen verfolgbar. Im übrigen Teil der Schichtenfolge ließen sich die Schichten nur selten im Streichen verfolgen oder wiederauffinden, wenn zugängliche Felsbänder ausgebildet waren. Die in dieser Arbeit gemachten Angaben beziehen sich also ausschließlich auf das aufgenommene Profil der etwa 530 m mächtigen Schichtenfolge, da der Gesteinskörper der Seewarte einen stark wechselnden Aufbau zeigt.

Die Untergliederung des Gesteinspaketes in 27 Schichten erfolgte nach Gesteinsfarbe, Textur und Fossilinhalt. Fossilreiche Lagen wurden sorgfältig abgesammelt, um ein möglichst vollständiges Bild der Faunengemeinschaften zu erhalten. Von jeder der ausgeschiedenen Schichten wurden orientierte Proben entnommen, und zwar insgesamt etwa 900 Stück. Dabei waren wegen Materialfülle und Transportkosten Einschränkungen notwendig. Gleichförmigen, mächtigen Schichten wurden weniger Proben entnommen als dünneren, wechselhaften Lagen. Von jeder Schicht wurde eine etwa 2 kg schwere Conodontenprobe gewonnen.

II. Untersuchungen des Feingefüges:

Die orientiert entnommenen Proben wurden vertikal und horizontal zur Schichtung zersägt, angeschliffen und poliert. Die einzelnen Anschliffe wurden unter dem Binokular untersucht, dann angeätzt (2—10 Sekunden mit 20% Ameisensäure). Die Schlifffläche diente als Matrize für Abdrücke auf Nitrocellulose-Filmen und Azetatcellulose-Platten. Erstere wurden bei großen Schnittflächen verwendet. Dazu wurde eine Nitrocelluloselösung folgender Zusammensetzung (im wesentlichen nach BISSELL, 1957) verwendet:

112 g	Nitrocellulose	Kondensat:
700 ccm	Kondensat	57% Essigsäureäthylester
300 ccm	Butylacetat	3% Essigsäurebutylester
40 g	Amylalkohol	35% Toluol
40 g	Xylol	5% Methanol
12 g	Äthyläther	
12 g	Dioctylphthalat	

Die Lösung wurde unmittelbar auf die Fläche geschüttet und nicht verstrichen, um Blasenbildung zu vermeiden. Eine Trockenzeit von etwa 12 Stunden im Abzug ist ausreichend. Meist waren drei Überschichtungen der Lösung notwendig, um einen ausreichend festen Film zu erhalten, der sich ohne zu reißen mit der Hand abziehen ließ. Von den Lackfilmen wurden im Vergrößerungsgerät Papierabzüge mit Vergrößerungen bis $20\times$ hergestellt. Daneben wurden Versuche mit Astralon nach BOARDMAN & ULGAARD (1964) durchgeführt. Azetatcellulose-Platten erwiesen sich als besonders günstig bei Abdrücken kleiner Probestellen, da bei der Lackfilmmethode störende Randverzerrungen auftreten. Die Gesteinsflächen wurden genauso geätzt wie bei der Lackfilmmethode und auf die mit Aceton befeuchtete Astralonplatte aufgebracht. Vorteil der Methode ist eine größere Konturenschärfe, Nachteile sind festes Haften am Gestein, unvermeidliche Blasen und eine Krümmung der Kunststoffplatte, die eine photographische Wiedergabe erschwert. Zur Kontrolle angefertigte Dünnschliffe zeigen, daß die Lackfilmabzüge in der Qualität gleichwertig sind und alle Gefügemerkmale erkennen lassen.

Unterscheidung von Dolomit und Kalzit wurde bei einigen Stücken durch Anfärben der Schliffflächen mit salzsaurem Alizarin-S durchgeführt (WARNE 1962).

III. Aufbereitung der Mikrofossilien

Conodonten-Proben wurden in Essigsäure gelöst. Der meist sehr dolomitreiche Rückstand wurde mit etwa 10 Schüttungen auf ungelöste kalkige und dolomitische Mikroorganismen untersucht und dann weiter mit Ameisensäure behandelt. Aus diesem Rückstand wurden die Conodonten ausgelesen.

2. Terminologie der Gefügetypen

Zur Beschreibung der zahlreichen Gesteinsschliffe wurde die Terminologie karbonatischer Gesteine von FOLK (1959, 1962) benutzt. In seiner Beschreibung der Karbonatgefüge wird zwischen der Grundmasse (Matrix) einerseits und den Allochemen (Komponenten) andererseits unterschieden.

a) Grundmasse:

Mikrit: feinkörniger, karbonatischer, nicht oder nur wenig umkristallisierter, verfestigter Kalkschlamm mit Korngrößen unter zirka 0.03 mm .

Sparit: spätige Grundmasse, die durch chemische Ausscheidung von Kalziumkarbonat in den zwischen den Komponenten verbliebenen Poren oder durch Umkristallisation von Kalkschlammatrix entstehen kann.

b) Komponenten:

Biogene: alle eindeutigen Fossilreste

Intraklaste: synsedimentär aufgearbeitete, karbonatische Sedimentpartikel, die von biogenem oder anorganischem Kalziumkarbonat stammen können.

Pseudooide (pellets): gerundete Körner ohne konzentrische Struktur, meist Kotpillen oder Kalkalgenbildungen.

Onkoide: Körner mit einem Kern und einer unregelmäßig-konzentrisch angelagerten Schale. Durchmesser bis etwa 1 cm.

Ooide: Körner mit einer regelmäßig-konzentrisch angelagerten Schale. Durchmesser bis etwa 2·5 mm.

Terrigene Bestandteile: z. B. gerundete Quarz-Sandkörner.

Mineralien-Neubildungen: z. B. Dolomit und Quarz.

Durch eine Kombination der Namen der vorherrschenden Komponente und der Matrix ergeben sich rein beschreibende Bezeichnungen für verschiedene Karbonattypen.

Grundmasse		Komponenten
Sparit	Mikrit	—
Biosparit	Biomikrit	Biogene
Intrasparit	Intramikrit	Intraklaste
Pellet-Sparit	Pellet-Mikrit	Pellets (Pseudooide)
Oosparit	Oomikrit	Ooide

Tabelle 1

Wenn bestimmte Biogene, wie z. B. Crinoiden-, Algen- oder Stromatoporen-Reste das Gesteinsbild beherrschen, so werden sie der Bezeichnung des Karbonattyps vorangesetzt, z. B. Crinoiden-Biosparit bei absolutem Vorherrschen von Crinoiden-Resten; Stromatoporen-Biomikrit bei Stromatoporen-Gerüstkalken mit mikritischer Hohlraumfüllung; Algen-Biomikrit bzw. Algen-Pellet-Mikrit bei aus vorwiegend aus Algen-Krusten zusammengesetzten Mikriten oder Pellet-Mikriten usw.

3. Der Fossilinhalt

Als gesteinsbildende Organismen sind Algen häufig. Außer in Einheit Ob, Of und Og sind in allen Einheiten Calcisphaeren in die feine Matrix zwischen den Komponenten eingebettet. Die winzigen, hohlen, aus klarem Kalzit bestehenden Kügelchen sind nach JOHNSON (1958) wahrscheinlich pelagische Chlorophyceen.

In hellen Schichtgliedern der Folge treten Stromatolithe auf, die aus den Boden überziehenden Kalkalgen-Matten entstanden.

Dünne Stromatolith-Krusten sind in die Crinoiden-Kalke eingeschaltet, grobe Biogene sind von Kalkalgen-Krusten umgeben (Tafel 6: Fig. 2), und die Gerüste der Riffstrukturen werden von ihnen mit erbaut, zementiert und überkrustet (Tafel 1: Fig. 8; Tafel 2: Fig. 1, 3, 4; Tafel 3: Fig. 1, 2; Tafel 4: Fig. 5; Tafel 5: Fig. 2; Tafel 6: Fig. 1). Einheit 9 stellt sogar einen fast reinen Kalkalgen-Kalk dar, aufgebaut aus vorwiegend stromatolithischen Krusten.

Ein Teil der im Schriff beobachteten Pseudooide mag das Produkt von Kalkalgen sein. Diese sogenannten Oncolithen sind im Gegensatz zu den Stromatolithen nicht fest mit dem Substrat verbunden. Auf Tafel 1: Fig. 7 und Tafel 6: Fig. 1 sind solche Pseudooide gut zu erkennen, die vielleicht eine Mischung aus Oncolithen und Kotpillen darstellen. Ferner tritt *Girvanella*, eine aus Bündeln von Röhren bestehende Alge unbekannter systematischer Zugehörigkeit, in Verbindung mit gerüstbildenden Organismen häufig von Einheit 0a an auf (Tafel 2: Fig. 3). Ebenso sind verschiedene Gattungen der Solenoporaceen schon ab Einheit 0a (Tafel 1: Fig. 8; Tafel 2: Fig. 1; Tafel 3: Fig. 1) vertreten und zumeist in Verbindung mit Krusten- und Gerüstbildnern aufgewachsen. Dasycladaceen sind vereinzelt in stromatolithischen Krusten eingewachsen und in den Einheiten 0a, 17—20 häufig (Tafel 2: Fig. 4; Tafel 4: Fig. 3). Eine fragliche Charophyceen-Oogonie enthielt der Essigsäure-Rückstand von Proben der Einheit 11. Aus dem Hangenden des Profils beschrieb PALLA (1967) einige Grünalgen aus den hellen Zwischenlagen des Hercynellen-Kalkes (Seewarte-Kalk, JHAVERI, 1968).

Auch die fossile Tierwelt ist als Gesteins- und Gerüstbildner reich vertreten. Aus den Lösungsrückständen der Essigsäure konnten einige Foraminiferen gewonnen werden. Es handelt sich dabei um einfache, agglutinierende Formen. *Rhizammina* ist häufig und schon von Einheit 0d an vertreten. Daneben erscheinen gelegentlich die ebenfalls röhrenförmige *Rhabdammina* und die kugeligen *Psammosphaera* und *Sorosphaera*.

Schwamm-Reste sind im Anstehenden und im Schriff nirgends beobachtet worden, doch deuten sternförmige Gebilde vom Typ Oxyaster in den Essigsäure-Rückständen auf ihre Anwesenheit hin.

Die wesentlichen Elemente unter den Coelenteraten sind die Stromatoporen und die tabulaten Korallen. Die Stromatoporen bauen einen großen Teil des Gesteins auf und sind in drei verschiedenen Formen vertreten:

1. Gerüstbildner in Pfeilerförmiger Ausbildung und mit unregelmäßig gegliederter Oberfläche (in den Einheiten 4, 6, 15, 17, 18, 19 und 20);
2. Krustenbildner als fladenförmige, flache (wenige cm hoch), das Sediment oder Biogene überziehende Gebilde (in den Einheiten 0a, 0c, 0e, 1/2, 5, 8, 12, 14, 17, 18, 19 und 20);
3. Einzelknollen, bis zu 2 m hoch (in allen Einheiten außer 0b, 0d, 0f, 9 und 16).

Eingewachsen in Stromatoporen-Krusten werden folgende Gebilde beobachtet:

1. Einzelkorallen (Einheit 4, 19),
2. Crinoiden-Kelche (Einheit 4, 19),
3. kleine und große (bis 10 cm hoch) *Favosites*-Kolonien (Einheit 14, 19),
4. zwischen die Latilaminae eingeschaltete Kalkalgen-Schichten (Einheit 18, 19, 20),
5. dünne, gleichzeitig mit der Kolonie aufgewachsene Pterokorallen (Einheit 6, 18, 19, 20),
6. langgestreckte, mit klarem Kalzit gefüllte, wenig verzweigte Röhren (Einheit 5, 20).

Die letzten beiden sind senkrecht zur Kolonie-Oberfläche ausgerichtet.

Knollige tabulate Korallen sind neben den Stromatoporen und Algen die drittichtigsten Gerüstbauer. Sie sind mit einer großen Zahl hier nicht unterschiedener Formen vertreten (Tafel 4: Fig. 6; Tafel 5: Fig. 1). Nur selten fehlen sie im Gerüst, wie z. B. in Einheit 6. Als Krustenbildner im Crinoiden-Kalk sind Tabulaten-Kolonien den Stromatoporen mengenmäßig gleichwertig. Knollige Einzelkolonien von tabulaten Korallen sind selten.

Bruchstücke ästiger tabulater Korallen sind außer in den Einheiten Ob, Od, Of überall außerordentlich häufig und in den Crinoiden-Kalken Gesteinsbildner. Aufrecht in Wuchsstellung eingebettete Korallenstöcke wurden in den Einheiten Oe, 4, 9, 15—20 beobachtet (Tafel 1: Fig. 4; Tafel 2: Fig. 2; Tafel 4: Fig. 1; Tafel 5: Fig. 1, 2; Tafel 6: Fig. 3).

Einzelpolypare von Pterokorallen fehlen in den hellen Crinoiden-Kalken nirgends. Sie sind besonders in feinkörnigen, schlammigen Kalken häufig und hier auch in Wuchsstellung. Neben freien sind an Krustenbildnern, Brachiopodenschalen und Crinoiden-Resten geheftete Polypare häufig (Tafel 2: Fig. 1; Tafel 5: Fig. 1).

Im Riffbildnergerüst — besonders in Einheit 4 — kommen große, auf den Kolonien aufgewachsene und in sie eingewachsene Einzelkorallen vor. In den Einheiten Ob, Od, Of und Og sind keine Einzelkorallen gefunden worden.

Kolonien von Pterokorallen treten durchweg sehr selten auf. Zwei gut erhaltene Conularien-Schalen stammen aus Einheit 18.

Bryozoen sind zumeist an die fossilreichen Lagen gebunden. Zuerst treten sie in Einheit Od auf; ab Einheit 5 sind sie dann häufiger. In den Einheiten 14 und 18 sind größere Kolonien in Wuchsstellung erhalten. Sie überkrusten Stromatoporen-Knollen in Einheit 19.

Die Einheiten Of und Og lieferten die Reste hornschaliger inartikulater Brachiopoden. Artikulate Brachiopoden erscheinen zuerst mit der Unterordnung der Atrypidina in der Einheit Oe. In den dunklen Kalken der Einheiten Od, Of, Og sind außerdem Vertreter der Unterordnung Spiriferina und der Ordnung Rhynchonellida vertreten; in Einheit 4 treten Formen der Ordnung Strophomenida und in Einheit 5 der Ordnungen Orthida und Pentamerida hinzu. Während in den unteren Teilen des Profils Brachiopoden selten sind, werden sie mit Einheit 8 häufig. Die Atrypidina herrschen mit einem Verhältnis von 2:1 vor den anderen Formen vor (insgesamt 90 bestimmte Taxa). Mit etwa 10% ist der Anteil von kleinwüchsigen, glatten Formen hier hoch. In den Einheiten 10—18 liegt das Verhältnis von Atrypidina und Rhynchonellida bei etwa 1:1, und die beiden Gruppen bilden zusammengenommen etwa die Hälfte der vertretenen Brachiopodenfauna.

Aus Einheit 14 wurden 131 Brachiopoden bestimmt. Strophomenida und Spiriferina bilden hier 80% der verbleibenden Formen. Neu tritt die Unterordnung Athyrididina hinzu.

Die Einheiten 15—17 sind arm an Brachiopoden, dagegen konnten aus Einheit 18 634 bestimmbar Brachiopoden geborgen werden, davon sind etwa die Hälfte Rhynchonellida und Atrypidina. Unter den übrigen treten

mit 80 Stücken die kleinwüchsigen, glatten Formen und mit 70 Stücken die Spiriferina besonders hervor, während Orthida, Strophomenida, Pentamerida mit je 30—40 Stücken vertreten sind. Die hier neu hinzukommende Unterordnung Retziidina sowie Ordnung Terebratulida liegen nur in wenigen Exemplaren vor. In den Einheiten 19 und 20 sind Brachiopoden selten und nur durch die Orthida und Rhynchonellida vertreten.

Da die Arten *Karpinskia conjugula* und *K. consuelo* als Leitfossilien gelten, soll hier auf das Auftreten von *K. conjugula* in Einheit 0e hingewiesen werden. In den Einheiten 7 und 8 tritt neben *K. conjugula* auch *K. aff. consuelo* auf.

Nowakien sind in Einheit 0d häufig und in den Einheiten 0a, 0f und 0g nachgewiesen.

Die Pelecypoden setzen mit unbestimmbaren Formen in Einheit 5 ein und sind ab Einheit 7 in allen an Fauna reichen Schichten vertreten. Mit Einheit 14 erscheint *Hercynella*, die in Einheit 20 Schille bildet. *Conocardium* ist in den Einheiten 14 und 18 besonders zahlreich und mit allen ontogenetischen Stadien vertreten.

An Gastropoden kommen in den unteren Einheiten ab 0e zuerst die Platyceratiden vor, die mit der Gattung *Platyceras* auch im gesamten Profil recht häufig sind. In Einheit 11 und 12 treten die Gattungen *Orthonychia* und *Praenatica* hinzu, in Einheit 13 die ersten Vertreter der Oristomataceen und der Murchisoniaceen. In Einheit 14 wird ein erster Höhepunkt im Auftreten der Schneckenfauna erreicht. Bellerophontaceen, Euomphalaceen, Loxonemaceen und Trochiden kommen hinzu, in Einheit 15 auch die Pleurotomariaceen. Besonders zu erwähnen ist hier *Palaeoscurria*, eine Patellacee.

Ein zweiter Höhepunkt im Faunen-Reichtum wird ebenso wie bei Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Trilobiten und Cephalopoden bei den Gastropoden in Einheit 18 verzeichnet.

Cephalopoden sind vereinzelt und schlecht erhalten im unteren Teil des Profils vertreten, aber erst von Einheit 13 an häufiger und bestimmbar. Aus den Einheiten 14 und 18 konnten etwa 60 gut erhaltene orthocone Nautiloideen gewonnen werden, die einer ganzen Reihe verschiedener Gattungen und Arten angehören. Oncoceratiden-Reste wurden in Einheit 18 und 20 beobachtet.

Glattschalige Ostracoden sind in den meisten Lagen im Schriff und als Essigsäure-Lösungsrückstand in zweiklappiger Erhaltung nachgewiesen. Besonders die dunklen Kalke der Einheiten 0d, 0f und 0g sind an Ostracoden reich. Im Schichtabschnitt 14—18 treten auch sehr große Formen (bis 1 cm) auf.

Phyllocariden-Reste wurden lediglich in Einheit 0d beobachtet.

Trilobiten sind besonders in Einheit 0d häufig. Bis auf eine Unterart von *Weberopeltis scalprata* (WEBER) handelt es sich hier im wesentlichen um dieselben Formen, die auch in Einheit 18 vorkommen. In der Schichtenfolge 0f, 0g wurden Trilobiten-Reste im Schriff beobachtet, vermutlich der

gleichen Fauna angehörig wie in Od. Die Einheiten 14 und 18 weisen im Unterschied zur Fauna von Od eine *Scutellum*-Art mit auffallend gewölbtem Pygidium auf. Hier gibt es in enger Nachbarschaft mit Riffbildnergerüsten besonders häufig große *Scutellum*-Reste, oft in Nestern schillartig angehäuft.

Aus der Halde am Fuß der Seewarte wurden außer den in der Liste aufgeführten Formen noch *Astycoryphe*, *Tropidocoryphe*, *Coignouina n. sp. B.*, *Decoroproetus* und ‚*Proetus*‘ *aff. tozeri* von Prof. ERBEN gesammelt.

Crinoiden-Reste stellen den Hauptgemenganteil des das Gestein der Seewarte zusammensetzenden organodetritischen Kalkes dar. Kelche sind häufig und in fast allen Einheiten vertreten.

Seeigel-Stachel fanden sich in den Essigsäure-Rückständen der Einheiten Od, Of, 5, 14 und 20.

Holothurien-Skelettelemente (kleine siebförmige Plättchen und vielstrahlige Spangengebilde) wurden aus den Crinoiden-Kalken der Einheiten 7, 14, 18 und 20 gewonnen.

Auch die Conodonten-Führung ist im gesamten Profil sehr gering. Es konnte nur etwa ein Exemplar oder Bruchstück pro Kilogramm Gestein gewonnen werden. Eine stratigraphische Gliederung ist hier mittels Conodonten nicht möglich.

4. Beschreibung der Gefüge im Aufschluß und Schlibfbereich

(Vom Liegenden zum Hangenden, vgl. Tafel 7)

Einheit 0a (Mächtigkeit 10 m):

Aufschluß: Hellgraue, ungeschichtete Kalksteine; ungleichmäßig dolomitisiert, z. T. völlig in grobzuckrigen Dolomit umgewandelt. Die Dolomitisierung geht von Klüften aus. Im unteren und mittleren Teil der Einheit makroskopische Biogene selten, im oberen Teil der Einheit häufig Crinoiden-Fragmente.

Schliff: Intramikrit mit bis 50% Crinoiden-Fragmenten (1—15 mm \varnothing) und untergeordnet auch anderen Biogenen. Astbruchstücke tabulater Korallen in die Schichtung eingeregelt. Crinoiden-Bruchstücke oft von Kalkalgen vom Typ *Solenopora* und *Girvanella* überkrustet.

Wo Algen und Korallen überwiegen, ist das Gestein als Algen-Korallen-Biomikrit bzw. -Biosparit zu bezeichnen (Taf. 2: Fig. 1). Hohlräume in den autochthonen Algen-Korallen-Gerüsten mit Intramikrit ausgefüllt, der Calcisphaeren und Tentakuliten enthält. Bei einem der untersuchten Stücke ist die Oberfläche einer *Favosites*-Knolle von dem Wurzelorgan einer Crinoidee überwachsen, die ihrerseits von *Solenopora* überkrustet ist (Taf. 2: Fig. 1). Selten treten einzelne, mit klarem Kalzit gefüllte Brachiopoden-Gehäuse auf.

Einheit 0b (Mächtigkeit 10 m):

Aufschluß: Unten schwarze Kalkbänke (zirka 10 cm), durch stark bituminöse, dolomitische Zwischenlagen voneinander getrennt. Nach oben allmählich in feinen, aus brotlaibförmigen Knollen (5—10 cm \varnothing) bestehenden Kalk übergehend, bei dem die Knollen tektonisch gegeneinander bewegt worden sind, wie die Schrammung ihrer Oberflächen erkennen läßt. Zum Hangenden hin Knollen allmählich in Kalkbänke mit welliger Oberfläche übergehend und schließlich in dunkle Crinoidenkalk-Bänke ähnlich denen an der Basis der Einheit.

Schliff: Intramikrit bzw. Intrasparit mit etwa 1% Biogenen. Gestein durch feinteiltes Bitumen tiefschwarz gefärbt, kein Pyrit. Zum Hangenden und Liegenden hin Zunahme des Anteils an Crinoiden-Resten bis 50%. Im knolligen, mittleren Teil der Schichtenfolge sind maximal 1 mm Durchmesser besitzende Crinoiden-Reste die einzigen Biogene.

Einheit Oc (Mächtigkeit 33 m):

Aufschluß: Fester, massiger, spätiger Crinoidenkalk mit deutlich erkennbarer Schichtung, die an Stromatoporen-Fladen sowie eingeregelt, langen Crinoiden-Bruchstücken ersichtlich wird. Wo die bis zu 2 m dicken Stromatoporen-Knollen näher zusammenrücken, ist Rasen ausgebildet. Teile der Einheit dolomitisiert. Abkömmlinge des massigen, festen Stromatoporen-Kalks in zuckrige, gleichkörnige Dolomite umgewandelt; Abkömmlinge von Crinoidenkalk eine völlig dolomitisierte Matrix mit darin schwimmenden, undolomitierten 2–10 mm messenden Biogenen besitzend. Einzelne, nicht dolomitisierte Blöcke können in der Dolomitmatrix rotiert sein.

Schliff: Crinoiden-Intramikrit bzw. -Intrasparit mit meist gut sortierten Echinodermen-Fragmenten. Bei größerer Mächtigkeit und Ausdehnung der Stromatoporen-Krusten Stromatoporen-Biosparit vorliegend. Oberfläche von Krusten und Knollen meist von Kalkalgen-Schichten überzogen.

Einheit Od (Mächtigkeit 13 m):

Aufschluß: Im unteren Teil schwarzer, nach oben hin heller werdender, gebankter Kalk (5–50 cm Bankungsdicke). Innerhalb einer Bank Korn von unten nach oben gröber (0.1–2 mm). Einheit ohne Änderung der Zusammensetzung vom Wolayer See bis zur großen Halde am Valentintörl verfolgbar.

Schliff: Pellet-Mikrit-Intramikrit bzw. Pellet-Sparit-Intrasparit mit vielen Biogenen (Taf. 1: Fig. 2). Mikrite an 0.1–1 mm große Crinoidenreste, Pseudooiden und Intraklaste, Sparite an bis 2 mm große Crinoidenreste gebunden. Häufigste Biogene sind Crinoidenreste; bei bis 70% Crinoidenanteil liegen Crinoiden-Intramikrit bzw. -Intrasparit vor. Zweiklappige Ostracoden-Gehäuse mit klarer Kalzitfüllung, Tentakuliten und Trilobiten in allen Schliffen angeschnitten. Pyrit in bis 0.5 mm großen Kristallhaufen und 0.1–0.2 mm großen Einzelkristallen auftretend und bis 1% des Gesteins ausmachend.

Einheit Oe (Mächtigkeit 98 m):

Aufschluß: Scheckig-gelblicher, stark dolomitisierter, geschichteter Crinoidenkalk mit lagenweiser Anreicherung von bis 10 mm großen Crinoiden-Bruchstücken sowie bis 30 mm großen Stromatoporen-Fragmenten. Diese Schichten sind auf einem kleinen Absatz am N-Fuß der Seewarte in Sturzbachrissen gut aufgeschlossen. Hier geschichteter Aufbau dieser Folge besonders gut sichtbar und auch der rasche Wechsel von Crinoidenkalken mit wenig Stromatoporen- und Korallen-Bruchstücken zu Stromatoporen-Krusten und -Rasen, in denen aufrecht stehende ästige tabulate Korallen und Stromatoporen-Rasen wechseln (Taf. 2: Fig. 2; Taf. 4: Fig. 1). Übergang von nicht dolomitiertem Kalk zu zuckrigem Dolomit hier im Meterbereich festgestellt.

Schliff: Crinoiden-Intrasparit mit zumeist völlig in Dolomit umgewandelter Matrix. Größere Biogene meist nicht dolomitisiert. Krusten- und Rasenkalke besitzen Pellet-Mikrite bzw. Pellet-Sparite als Ausfüllung der Zwickel im Gerüst. Bei stärkerer Anreicherung von Gerüstbildnern besteht Übergang zu Biospariten. Onkoidische Strukturen zumeist an Algenrasen gebunden.

Einheit Of (Mächtigkeit 0.5 m):

Aufschluß: Eine Einschaltung in Kalken vom Typ der Einheit Oe bildet dunkelgrauer bis schwarzer Kalk (Bankung 10 cm), örtlich durch Dolomitisierung an der Oberfläche scheckig schwarz bis gelbbraun. (Taf. 1: Fig. 1).

Schliff: Durch Bitumen dunkel gefärbte Intramikrite mit bis zu 2 mm großen Echinodermen-Resten. Typisch sind mit klarem Kalzit gefüllte Ostracoden-Gehäuse, Tentakuliten- und Trilobiten-Reste.

Einheit Og (Mächtigkeit 9 m):

Aufschluß: 5–10 cm dicke, dunkelgraue bis schwarze Kalkbänke mit welliger Oberfläche und vertikalen Übergängen zu knolliger Auflösung.

Schliff: Crinoiden-Pellet-Mikrit bzw. -Pellet-Sparit mit bis zu 5 mm großen Bestandteilen im unteren Teil einer Bank und Zunahme an feinen (bis 2 mm) Partikeln zu den Hangendpartien hin. Einzelne größere Biogene, wie etwa 10 mm große Crinoiden-Reste und etwa 10 mm dicke Tabulaten-Krusten, sowohl im unteren groben als auch im oberen feinen Teil einer Bank eingelagert. Brachiopoden stets einklappig erhalten.

Einheit 1—2 (Mächtigkeit 63 m):

Aufschluß: Gelbfleckiger, meist von Klüften aus stark dolomitierter, wenig gebankter Crinoidenkalk. Stromatoporen- und Korallenkrusten von durchschnittlich 5—20 cm Mächtigkeit sowie Crinoidenkalke mit eingeregelter langen Crinoiden-Bruchstücken (bis 5 cm Länge) wechseln einander ab. In die Crinoidenkalke sind Stromatoporen-Knollen mit Durchmessern bis zu 1 m eingelagert. Zum Hangenden hin zunehmende Dolomitierung und Gestein von Kalkspatadern durchzogen.

Schliff: Crinoiden-Intrasparit mit einer aus grobzuckrigen Dolomitkristallen zusammengesetzten Matrix, in der die Biogene schwimmen. Unveränderte Matrix nur in wenigen Proben erkennbar; sie enthält Intraklaste und zwischen 0.5—1 mm große Crinoiden-Reste sowie Calcisphaeren. Erhaltene Biogene zumeist nur an den Rändern mit Dolomitkristallen durchsetzt oder eine Dolomitierung der mit Sediment gefüllten Innenräume zeigend. Brachiopoden-Gehäuse einklappig erhalten. Stärker dolomitisierte Partien aus Dolomit bestehend, der nur schattenhafte Umrisse von Biogenen erkennen läßt.

Einheit 3 (Mächtigkeit 10 m):

Aufschluß: Grauer Crinoidenkalk mit etwa 10% Stromatoporen-Bruchstücken. Zum Teil starke, an Klüfte gebundene Dolomitierung.

Schliff: Crinoiden-Intrasparit und Crinoiden-Biosparit mit von Dolomitkristallen durchsetzter sparitischer Matrix.

Einheit 4 (Mächtigkeit 9 m):

Aufschluß: Aus Gerüstbildnern aufgebaute Kalk. Zwischenräume im Gerüst mit grobem Crinoiden-Schutt gefüllt, wobei Ausrichtung längerer Crinoiden-Fragmente in eine bevorzugte Richtung nicht vorhanden.

Schliff: Biomikrit bzw. Biosparit aus autochthonen Biogenen (Stromatoporen, Algen und Korallen). In den Zwischenräumen Crinoiden-Biosparit und Crinoiden-Intramikrit mit bis 40% mikritischer Matrix, letztere mit Mikrofauna (Taf. 4: Fig. 2). Im oberen Teil der Einheit häufig bis 2 cm hohe Hohlräume, von Algenkrusten umkleidet und mit fibrosem Kalzit gefüllt. Ostracoden und kleine unregelmäßig gekrümmte Röhren in Algenkrusten eingewachsen. Zweiklappig erhaltene Brachiopoden-Gehäuse bilden z. T. „fossile Wasserwaagen“, da im Schalenhohlraum über Mikrit klarer Kalzit liegt.

Einheit 5 (Mächtigkeit 3 m):

Aufschluß: Heller Crinoidenkalk mit Stromatoporen-Algen-Korallen-Rasen verbunden mit an Brachiopoden reichen Lagen. Das Gestein der aus Koloniebildnern aufgebauten Lagen bricht splitterig-scharfkantig. Einzelne Stromatoporen-Knollen haben Durchmesser bis zu 0.5 m. Zahl der koloniebildenden Organismen nach oben abnehmend. Häufig an Klüfte gebunden: Nester starker Dolomitierung.

Schliff: Es treten zwei Typen auf:

- a) Echinodermen-Biosparit mit gut sortierten Crinoiden-Fragmenten von 2 bis 4 cm Durchmesser. Neben unversehrten Biogenen Bruchstücke krustenbildender Organismen häufig.
- b) Biomikrit bzw. Biosparit mit Vorherrschaft von Stromatoporen. Große Hohlräume im Rasen mit Crinoiden-Biosparit (Typ a) gefüllt. Kleinere Hohlräume entweder mit pseudoidreichem Mikrit oder mit klarem Kalzit gefüllt, der mehrschichtige fibröse Lagen bildet.

Einheit 6 (Mächtigkeit 10 m):

Aufschluß: Heller, fester, splitteriger Stromatoporenkalk, im Streichen (15 m) schnell in an Stromatoporen-Knollen reichen Crinoidenkalk übergehend.

Schliff: Autochthon entstandener Stromatoporen-Biosparit; die Stromatoporen häufig von Algenkrusten umkleidet. Hohlräume im Rasen mit Crinoiden-Biosparit gefüllt, der keinerlei Matrix aufweist (Taf. 1: Fig. 5). Fast aneinandergepackte Crinoidenreste (zirka 80% Gesteinsanteil) durch klaren Kalzit verbunden. Selten in Hohlräumen Crinoiden-Intramikrit mit Mikrofauna.

Einheit 7—8 (Mächtigkeit 50 m):

Aufschluß: Grauer, fester, spatiger Crinoidenkalk mit Lagen großer Biogene. Neben langen, schichtig eingeregeltten Crinoiden-Bruchstücken Stromatoporen- und Korallen-Knollen häufig.

Schliff: Vorwiegend Crinoiden-Biosparit mit gut sortierten Körnern (1—8 mm \varnothing), die durch klaren Kalzit miteinander verbunden sind. In einzelnen Lagen große Biogene von zirka 0.5 cm dicker Kruste fibrösen Kalzits überzogen. Zweiklappige Brachiopoden-Gehäuse zeigen fast immer „fossile Wasserwaagen“. Lagenweise Crinoiden-Intramikrite mit vielen Pseudooïden oder Pellet-Mikrite mit bis 70% mikritischer Matrix und Mikrofauna. Onkoide mit klarem Kalzitkern und einer oder mehreren mikritischen trüben Schalen treten auf.

Einheit 9 (Mächtigkeit 35 m):

Aufschluß: Massiger, ungeschichteter, grauer Kalk. Crinoidenkalk tritt nur in kleinen Taschen und Nestern oder in schnell auskeilenden, schichtigen Einschüben auf. Der Kalk bildet eine glatte Wand ohne Fugen und Absätze.

Schliff: Pellet-Intramikrit bzw. Pellet-Intrasparit mit Übergängen zu Algen-Biomikrit (Taf. 1: Fig. 7). Neben Crinoiden-Resten bilden Calcisphaeren sowie lange, gegabelte Äste und Büsche von Korallen die häufigsten Biogene. In Kalkalgen-Krusten eingewachsen kleine zweiklappige Brachiopoden und unregelmäßig gekrümmte Röhren.

Einheit 10—11 (Mächtigkeit 22 m):

Aufschluß: Geschichteter, grauer Crinoidenkalk (Taf. 1: Fig. 3) mit faunenreichen Lagen. Lange Crinoiden-Bruchstücke in die Schichtung eingeregelt.

Schliff: Crinoiden-Pellet-Mikrit bzw. -Sparit sowie Crinoiden-Intramikrit bzw. -Intrasparit. Lagenweise sind große (1—5 cm) Bruchstücke von Krustenbildnern angehäuft. Hier treten teils durch Algen umkrustete, mit klarem Kalzit gefüllte Hohlräume auf. Crinoidenreste bilden oft den Kern von Onkoiden. Mikroorganismen sind häufig.

Einheit 12 (Mächtigkeit 19 m):

Aufschluß: Heller Crinoidenkalk mit Lagen von Korallen- und Stromatoporen-Knollen, an einigen Stellen übergehend in zusammenhängende Krusten, die jedoch nur einige (1—4) Meter durchhalten.

Schliff: Crinoiden-Pellet-Mikrit bzw. -Intrasparit, Crinoidenreste (30—70% Gesteinsanteil), in die an Intraklasten, Pseudooïden, Onkoiden und Calcisphaeren reiche Matrix eingestreut. In groben Lagen (Korngröße 2—4 mm) meist vornehmlich aus Crinoidenresten und Korallenästen zusammengesetzter Biosparit ausgebildet. Einzelne Crinoidenreste bilden Kerne von Onkoiden. Kalkalgen-Krusten häufig, darin eingewachsen sind Ostracoden und seltener Bryozoen.

Einheit 13 (Mächtigkeit 18 m):

Aufschluß: Crinoidenkalk mit Korallen- und Stromatoporen-Knollen (etwa 10% Gesteinsanteil), die keine zusammenhängenden Krusten bilden. Im unteren Teil der Schichtenfolge fossilreiche Lagen ausgebildet.

Schliff: Crinoiden-Intramikrite, die bei starker Zunahme (bis 90%) von Crinoidenresten in Crinoiden-Biosparit übergehen. Crinoidenreste Kerne von Onkoiden bildend. Auf Algenkrusten, die größere Biogene, teilweise auch große Flächen des Sediments überkrusten, wurzeln ästige tabulate Korallen. Hohlräume bis 4 cm Höhe mit Fibralkalzit, Hohlräume bis 1 cm Höhe in Kalkalgen-Krusten mit granulärem Kalzit gefüllt. Eckige bis leicht gerundete Stromatoporen-Bruchstücke vereinzelt im Gestein auftretend.

Einheit 14 (Mächtigkeit 16 m):

Aufschluß: Unten geschichtete Crinoidenkalk mit Lagen reicher Fauna. In der Mitte Stromatoporen- und Korallen-Knollen teils zu flachen Rasen verwachsen, teils knollige und pfeilerförmige Gebilde (d. h. senkrecht zur Schichtung). Oben Wechsellagerung von feinen und grobkörnigen Crinoidenkalken mit ganz besonders faunenreichen Lagen.

Schliff: Crinoiden-Biosparit bis Crinoiden-Intramikrit mit Onkoiden (Taf. 1: Fig. 4). Zwischen den Biogenen oft Kalzit-Zwickelfüllung. In Gebieten ausgedehnter Algenkrusten kann der Anteil an Pseudoiden zunehmen, bis reiner Pellet-Sparit entsteht (Taf. 6: Fig. 1). Bis 1 cm hohe Hohlräume in Kalkalgen-Krusten gefüllt mit granulärem Kalzit. Brachiopodenschalen oft von Lage granulärem Kalzits umgeben. Mit Fiberkalzit gefüllte Hohlräume (2—10 cm Höhe) in Schicht- und Gerüstbildnerkalken vorhanden (Taf. 6: Fig. 1). Manche Lagen großer (2—5 mm) Biogene von etwa 5 mm dicker Fiberkalzit-Kruste umkleidet. Brachiopoden-Gehäuse zwei- und einklappig.

Einheit 15 (Mächtigkeit 4 m):

Aufschluß: Grauer, ungeschichteter Crinoiden-Stromatoporen-Kalk, in dem die Kolonien ein Biogerüst bilden. Große Zwischenräume und Spalten mit Kalzit gefüllt. Fauna besonders häufig in Nestern groben Crinoiden-Schutts.

Schliff: Biosparit aus Korallen und Stromatoporen als autochthonen Gerüstbildner. Daneben Crinoiden-Intramikrit und Algen-Biomikrit (Taf. 3: Fig. 1), der aus 4—50 mm großen eckigen Brocken heller Algenkrusten mit eingewachsenen kleinen zweischaligen und großen zerbrochenen Brachiopoden, Basisteilen ästiger tabulater Korallen, Stromatoporen-Bruchstücken und Crinoiden-Resten sehr unterschiedlicher (2—10 mm) Größe besteht. Ein Teil der zwischen diesen Brocken befindlichen Zwickelräume mit Biomikrit, ein anderer Teil erst teilweise mit Pseudoiden, dann mit Fiberkalzit-Lagen gefüllt (Taf. 3: Fig. 1).

Einheit 16 (Mächtigkeit 16 m):

Aufschluß: Grober Crinoidenkalk mit deutlicher Schichtung. Stromatoporen und Korallen nicht vertreten.

Schliff: Crinoiden-Biomikrit bis -Biosparit. Lagenweise gleichgroße (2—4 mm) Crinoiden-Reste ohne Matrix aneinandergepackt. Zwischenräume mit klarem Kalzit gefüllt. Einzelne Algenbruchstücke von der Korngröße der gesteinsbildenden Crinoiden-Reste sind beigemischt. Beim Hinzutreten mikritischer Matrix, verbunden mit der Größenabnahme der Crinoiden-Reste (0.5—2 mm), größere Häufigkeit von Mikroorganismen. Ästige, reich verzweigte tabulate Korallen teils umgelagert und schichtparallel angeordnet, teils in Wuchstellung aufrecht im Sediment stehend. Die wenigen beobachteten Brachiopoden-Gehäuse sind zweiklappig.

Einheit 17 (Mächtigkeit 15 m):

Aufschluß: Gerüstkalk aus Korallen und Algen. Eingelagert Nester und Lagen von Crinoidenkalken, die Schichtung zeigen. Hohlräume und Spalten mit klarem Kalzit gefüllt.

Schliff: Vorwiegend Algen-Biomikrite mit einzelnen großen Tabulaten-Kolonien (Taf. 4: Fig. 5, 6) und mit Übergängen zu Crinoiden-Intrasparit bzw. -Intramikrit. In den Algenkrusten sind runde bis polygonale Pseudooide häufig, bei stärkerer Anreicherung tritt Pellet-Sparit auf. Korallenbüsche meist mit Kalkalgen-Krusten umgeben. Oft ragen sie so umkrustet in mit Fiberkalzit gefüllte Hohlräume (Taf. 5: Fig. 2), die ihrerseits wieder mit Kalkalgen-Krusten umgeben sind. Einige Kalkalgen-Krusten sind unregelmäßig von bis 2 cm großen, mit granulärem Kalzit gefüllten Hohlräumen durchsetzt (Taf. 5: Fig. 2). Mit Fiberkalzit gefüllte Spalten durchziehen senkrecht zur Schichtung das Gestein (Taf. 2: Fig. 4).

Einheit 18 (Mächtigkeit 10 m):

Aufschluß: Heterogen zusammengesetzter grauer Kalk aus

1. Crinoidenkalk-Lagen mit reicher Fauna;
2. Breccien und Geröllagen;
3. Gerüstbildner-Kalk.

Häufig sind Hohlraumfüllungen.

Schliff: Gesteine der Einheit unterteilbar in Sedimente der Spalten sowie Hohlräume und ursprüngliche Sedimente der von Spalten und Hohlräumen durchsetzten Schichten. Letztere unten aus Crinoiden-Intramikrit bzw. -Intrasparit bestehend. Bei stärkerer Anreicherung von Crinoiden-Resten (80% Gesteinsanteil) und damit verbundener Abnahme von Matrixmaterial entsteht Crinoiden-Biosparit, wobei viele Crinoiden-Reste Kerne von Onkoiden bilden. Unter den vielen verschiedenartigen Biogenen treten

in diesem Gesteinstyp teils eckige, teils gerundete Gerölle biohermaler Organismen auf, die 1—10 cm \varnothing erreichen können. Bis 20 cm hohe Pterokorallen, teils in Wuchsstellung, teils gekippt, kommen zusammen mit den noch in Lebensstellung erhaltenen ästigen tabulaten Korallen vor. Grobes (2—5 mm) Korn oft von durchschnittlich 5 mm breiter Fiberkalzit-Lage überkrustet. Kalkalgen-Krusten verknüpft mit Pellet-Mikriten bzw. -Spariten sind eingeschaltet (Taf. 3 : Fig. 2). Im oberen Teil der Einheit ist Biomikrit bzw. Biosparit entwickelt, bestehend aus knolligen bis krustigen Korallen, Einzelkorallen, ästigen Korallen, Stromatoporen mit glatter und mit unregelmäßiger Oberfläche und Algenkrusten (Taf. 5 : Fig. 1). Hohlräume im Gerüst mit Fiberkalzit (Taf. 4 : Fig. 3) und Sediment gefüllt. Sedimente der Spalten und Hohlräume teilweise grau gefärbt, dann Pellet-Mikrit bzw. -Sparit, in dem viele kleine Brachiopoden, Schnecken, Ostracoden und Tentakuliten vorkommen (Taf. 3 : Fig. 3; Taf. 5 : Fig. 3). Biogene zeigen „fossile Wasserwaagen“, wobei der untere mit Sediment gefüllte Teil der Schalen oft eine ganz besonders große Anreicherung mit Calcisphaeren aufweist. Zum anderen treten rote und grüne Sedimente auf. Es handelt sich um durch tonige Substanz verfärbte Mikrite mit vereinzelt eingelagerten, scharfkantigen Crinoidenkalk-Bruchstücken (Taf. 4 : Fig. 4). Neben sehr kleinen Gastropoden sind darin auch Tentakuliten eingebettet.

Einheit 19 (Mächtigkeit 15 m):

Aufschluß: Grauer, massiger, ungeschichteter Stromatoporen-Algen-Kalk mit Lagen von Riffbildner-Breccien. Viele mit Kalzit gefüllte Spalten und Hohlräume durchsetzen das Gestein.

Schliff: Biosparit, zusammengesetzt aus knolligen und pfeilerförmigen Riffbildnern, die mit dicken Algenkrusten überzogen sind (Taf. 1 : Fig. 8; Taf. 6 : Fig. 3). In Hohlräumen des Riffgerüsts sind grobe (2—5 mm) und feine (0.2—2 mm) Crinoiden-Biosparite eingelagert (Taf. 6 : Fig. 3). Korallenbüsche in Wuchsstellung von Kalkalgen-Krusten umwachsen. Hohlräume mit Fiberkalzit gefüllt.

Einheit 20 (Mächtigkeit 11 m):

Aufschluß: Unten dunkle, harte, splinterige Kalke, zur Mitte hin helle Kalke mit Stromatoporen und Korallen und Rasen; oben allmählich bituminöser werdender Kalk, schließlich in Hercynellenkalk (Seewarte-Kalk, JHAVERI, 1968) übergehend.

Schliff: Intramikrit bis Pellet-Mikrit mit 5—30% Anteil an Crinoiden-Resten. Gelegentlich der Schichtung folgende Stromatoporen-Krusten bis zu 20 cm Dicke, die stark von stromatolithischen Algen überkrustet sind (Taf. 6 : Fig. 2), auch einzelne \pm runde Biogene allseitig von Algenkrusten umgeben, z. T. sogar nur auf der Unterseite. Algen-Krusten leiten in Algen-Biomikrite über, die Korallenbüsche in Wuchsstellung umwachsen haben. Große runde und auch polygonale Pseudooide sind lagenweise häufig. Schichtparallele Hohlräume (5—15 mm breit) sind mit gebändertem Fiberkalzit gefüllt. Auch Körner von 2 bis 5 mm \varnothing sind oft von einer zirka 5 mm dicken Fiberkalzit-Schicht überzogen. In Algen-Krusten treten unregelmäßig begrenzte, bis 1 cm große Hohlraumfüllungen granulären Kalzits auf.

5. Die Hohlräume und Hohlraumfüllungen

Die innerhalb der beschriebenen Sedimente entwickelten Hohlräume lassen sich auf Grund ihrer Genese und ihrer Merkmale wie folgt klassifizieren:

I. Primäre Hohlräume

A. Schichtparallel

- a) mit einschichtiger Kalzitlage
- b) mit mehrschichtiger Kalzitlage

B. Nicht an die Schichtung gebunden

- a) in Gerüstkalcken
- b) in Algen-Krusten

II. Sekundäre Hohlräume

- A. Tektonisch oder durch Lösung gebildet
- B. Diagenetisch entstanden.

I. Primäre Hohlräume

I. A. a Primäre, schichtparallele Hohlräume mit einschichtiger Kalzitlage

Beschreibung:

Grobe Biogene (2—10 mm \varnothing) sind in den Einheiten 7, 8, 14, 18 und 20 oft mit einer wenige mm dicken, einschichtigen Kalzitlage überzogen. Bruchflächen parallel zum Kalzitüberzug zeigen, daß sich die Kruste wie ein Kanten und Unebenheiten ausgleichendes, dickes Tuch schichtparallel über die Biogene legt. Diese Krusten sind nur auf größeren Körnern in Lagen ohne Matrixmaterial zu beobachten.

Deutung:

Die chemischen Anlagerungen in den schichtparallelen Hohlräumen dieser Art weisen nach KREBS (1966) darauf hin, daß in den submarin ausgewaschenen Detrituslagen die Strömung für den Absatz von feinem Kalkschlamm zu kräftig war. Hier schied dann das oberflächennah fließende, kalkübersättigte Wasser Kalzit aus, der die groben Bestandteile teils völlig umkleidete und aneinander band, teils die gesamte Oberfläche mit einer Schicht überzog. Zur Entstehung von Krusten dieser Art hält auch STAUFFER (1962) starke Strömung für notwendig. NEWELL (1955) beobachtete auf dem Raroia Riffplateau nahe der Küste Gerölle, die durch fibrosen Aragonit zementiert waren. In dieser durch den äußeren Riffgürtel geschützten Flachwasserzone wärmt sich das Meer stark auf und überschüssiges Kalziumkarbonat wird als Kristallrasen auf der Sedimentoberfläche ausgeschieden. Die Strömung ist in diesem Bereich so stark, daß es zu keiner Sedimentation feinen Materials kommen kann. Kalzit-Krusten dieser Art sind in devonischen Kalken eine häufig zu beobachtende Erscheinung. So beschrieb z. B. KREBS (1966) Krusten aus den oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffsedimenten, die den oben beschriebenen Krusten in Genese und in äußeren Merkmalen gleichen. In unterdevonischen Crinoidenkalken bei Konéprusy (Mittel-Böhmen) sind dort, wo sie sich mit Algenriffen verzahnen, die gleichen Kalzit-Krusten zu beobachten. In Givet-Kalken des Lummaton-Steinbruches bei Torquay (Devonshire, Südengland) ist in die Stromatoporenrasen-Kalke das sogenannte „shell bed“ eingeschaltet, in dem die 2—20 mm \varnothing erreichenden Biogene gleichfalls auf die beschriebene Weise überkrustet sind.

I. A. b Primäre, schichtparallele Hohlräume mit mehrschichtiger Kalzitlage

Treten auf in den Einheiten 1 und 2 sowie 10 bis 14.

Beschreibung:

Schichtparallel verlaufende, etwa 1 cm mächtige, horizontale und mehrere Meter messende Hohlräume sind eingeschaltet in feine und grobkörnige Kalke. Die Hohlräume sind beiderseitig mit einer Kalzitschicht ausgekleidet, die aus vertikal zur Oberfläche angeordneten, dünnen (etwa 0.5 cm lang), parallelrandigen und sich in der Hohlraummitte berührenden Kalzitlamellen besteht. Diese besitzen eine feine mm-breite Bänderung durch Beimischung feinsten, grauer und roter Pelite. Dort, wo die Hohlraumwände weiter auseinanderrücken, wandern auch den Wänden anliegende gleichmächtige Kalzitlagen auseinander, und der verbleibende Hohlraum ist entweder mit neu eingeschalteten Kalzitlamellen gefüllt oder aber mit klarem, unverfärbtem, granulärem Kalzit.

Neben den in Lagen lang aushaltenden etwa 1 cm breiten Hohlräumen kommen auch Formen von schichtparallel ausgelängten ovalen oder unregelmäßig schlauchförmigen oder pfannkuchenähnlichen, 10—50 cm langen Hohlräumen vor, die gelegentlich auch einige cm hoch sein können. Die Basisteile der Hohlräume sind in wenigen Fällen mit einer dünnen Lage Pelit ausgekleidet. Über dieser liegen dann oft mehrere aufeinander

anderfolgende Schichten lamellären Kalzits. Die jüngste Schicht hat sich in einem Hohlraum von der Decke gelöst und ist mit einem Ende noch an der Decke befestigt, mit dem anderen Ende liegt sie der den Boden bekleidenden Schicht auf. Diese abgelöste Schicht ist nun in groben, granulären, unverfärbten Kalzit eingebettet.

Deutung:

Der wandständige, senkrecht zur Oberfläche in Lamellen aufgewachsene Kalzit entspricht dem „sparry calcite“ STAUFFER's (1962) und deutet damit auf die Füllung eines bereits vorliegenden oder sich im Laufe der Füllung öffnenden Hohlraumes hin. In einem mit karbonatgesättigtem, zirkulierendem Wasser gefüllten Hohlraum beginnt das Wachstum von Kalzit mit der Bildung vieler kleiner Kristalle an den Wänden. Beim weiteren Wachstum tritt eine Konkurrenz in bezug auf den Platz ein, und die Kristalle, die senkrecht zur Oberfläche der Wand wachsen, besitzen das schnellste Wachstum. Sie verdrängen die anderen, bis sie schließlich über alle anders gerichteten dominieren. Die Anzahl der Kristalle nimmt somit sehr schnell mit der Entfernung von der Wand ab, während die Größe zunimmt, bis einander parallel gerichtete, etwa gleich große Kristalle verbleiben. So entstanden der Wandung anliegende Kalzitkrusten, die aus senkrecht zur Wandoberfläche angeordneten Kalzitlamellen bestehen. Es muß also angenommen werden, daß ein primärer Hohlraum vorhanden war, in den die Lagen von lamellosem Kalzit („sparry calcite“) hineinwachsen konnten. Er kann durch Auflösung von Sediment-Bestandteilen entstanden sein, oder aber er stellt einen Raum dar, der ursprünglich von einer vergänglichen organischen Kruste eingenommen war, die schnell zusedimentiert wurde und frühdiagenetisch zersetzt werden konnte. Der so entstandene Hohlraum wurde dann von anorganisch ausgeschiedenem Kalzit gefüllt, wobei die zirkulierenden Wässer eine pelitische Trübe enthielten, welche die wachsenden Kristallite grau und rot einfärbte und damit eine feine Bänderung verursachten. Teilweise setzte sich Tonsubstanz als dünne Lage auch am Boden ab. Eine Kalzitkruste ist meist aus etwa 5 mm langen Kristallen zusammengesetzt, d. h. etwa 5 mm dick. Erneute Anlieferung von mit Kalziumkarbonat übersättigtem Wasser ließ in vielen Fällen auf der alten Kalzitkruste eine neue sprossen. Es wurden bis zu 10 übereinanderliegende Kalzitkrusten beobachtet. Noch verbleibende Resträume werden in einer späteren Phase der Kalkabscheidung mit klarem, granulärem Kalzit gefüllt.

Eine gewisse Ähnlichkeit der beobachteten Hohlräume mit von A. G. FISCHER (1964) beschriebenen „sheet cracks“ aus triassischen Dachsteinkalken ist vorhanden, doch sind „sheet cracks“ durch Schrumpfungerscheinungen in sehr feinem Sediment erklärt worden, während die hier beschriebenen Hohlräume in grobkörnigem, an feinen Bestandteilen armem Sediment entstanden.

Die von CHLUPAC (1955) vom „Cisařsky Lom“-Steinbruch in Koněprusy (Mittel-Böhmen) aus sehr grobem, an Stromatoporen und anderen Biogenen reichem Crinoidenkalk beschriebenen Hohlräume aus dem unterdevonischen oberen Koněprusy-Kalk sind ebenfalls sehr ähnlich, doch zumeist stärker mit Peliten gefüllt. Nach eigenen Beobachtungen sind aber die internen chemischen Anlagerungen genauso ausgebildet wie im Seewarte-Profil, und die Entstehung ist wohl die gleiche. Neben pelitischem Bodenbelag reiten hier allerdings auch Innenausfüllungen von Resträumen mit feinem Sediment auf.

Die Hohlraumfüllungen in Givet-Kalken des Long-Quarry-Point-Steinbruchs in Torquay (Südengland) gleichen dagegen Hohlraumformen des Seewarte-Profiles. Hier sind die Hohlräume willkürlich in Wechsellagerungen von Stromatoporen-Krusten und Crinoiden-Kalken eingeschaltet.

I. B. a Primäre, nicht an die Schichtung gebundene Hohlräume in Gerüstkalken

An Riffgerüste gebundene Hohlraumfüllungen sind in den Einheiten 5, 15, 17, 18 und 19 festgestellt worden (Tafel 6: Fig. 1; Tafel 3: Fig. 1).

Beschreibung:

Zwischen den aufeinander wuchernden und einander umkrustenden Gerüstbildnern der Riffrazen sind neben sedimentgefüllten Hohlräumen auch solche mit konzentrisch den Wänden anliegenden Kalzitkrusten vorhanden. Die einzelnen Kalzitlagen zeigen

dabei die oben beschriebenen 0,5—1 mm breiten grauen und roten Bänder. Etwa 10 — ungefähr 3—10 mm dicke — Kalzitschichten können übereinander liegen. Resträume sind entweder mit klarem, grobem, granulärem Kalzit oder mit sehr feinem, viele Calci-sphaeren enthaltendem Kalkschlamm gefüllt.

Deutung:

Die Lagen lamellosen Kalzits müssen zu einer Zeit abgeschieden worden sein, als noch Verbindung zu freiem Meereswasser bestand, da noch feine Trübe in die Hohlräume gelangen konnte, nachdem sich bereits Kalzitkrusten gebildet hatten. NEWELL (1955) berichtet, daß die oberflächennahen Gesteine der Riff-Front am Raroia Atoll 25—50% des Volumens offenen Raum haben. Meist bleibt der Raum dort, wo noch starke Turbulenz herrscht, ungefüllt. Aufeinanderfolgender Korallen- und Algenbewuchs begräbt dann die Hohlräume, meist ohne sie völlig zu schließen. Die zunehmend stärkere Behinderung der Zirkulation des Seewassers im Riffgerüst führt schließlich in den meisten Fällen zu einer Ausfüllung der primären Öffnungen mit Foraminiferen und feinem Detritus. Viele der Hohlräume werden jedoch nur unvollständig gefüllt. Hier kann es dann zur Ankrystallisation von Kalzit kommen. CULLIS hat 1904 vom Funafuti-Atoll sekundäre Füllungen von Hohlräumen mit Lagen lamellosen Kalzits und Aragonits beschrieben, die etwa 7 m unter der Oberfläche in den Kalken der Riff-Front auftreten. In der Bohrung wurden auch Hohlräume angetroffen, die noch nach Ausscheidung von Kalzitkrusten eine Ausfüllung mit Riffdetritus erfahren hatten. Chemische Ausscheidung von Kalzit war also hier bereits erfolgt, als das Seewasser noch ungehinderten Zugang zum Hohlraum hatte.

Im permischen Capitan Reef von West Texas besteht der eigentliche Riffkalk zu 50% aus Zwischenraumfüllungen, und hier sind einige der Hohlräume nach einer Auskleidung durch chemisch abgeschiedenen Kalzit mit feinem Quarzsand gefüllt, der den Sedimenten des Schelfbeckens gleicht (NEWELL, 1957).

Vergleiche mit rezenten und gut bekannten fossilen Riffen lassen demnach den Schluß zu, daß die beschriebenen Hohlraumfüllungen in Teilen des Riffkörpers entstehen, die heftiger Turbulenz ausgesetzt sind, d. h. wahrscheinlich am äußeren Rand des Riffs.

I. B. b Primäre, nicht an die Schichtung gebundene Hohlräume in Algenkalken

Hohlräume in Algen-Krusten sind am weitesten verbreitet und treten in den Einheiten 4, 6, 9, 10, 13, 14, 17, 18 und 20 auf (Tafel 5: Fig. 2; Tafel 2: Fig. 3).

Beschreibung:

Die Wandflächen sind glatt, und der Übergang von Kalkalgen-Krusten zu Kalzit-Lagen ist scharf. Senkrecht zur Schichtung geschnittene Hohlräume zeigen, daß Kalkalgen-Krusten an der Basis der Hohlräume nie vorhanden sind, sondern sich nahe der Basis von den Seiten abwenden und den Detritus daneben überkrusten, d. h. den Hohlraum bis auf die Basis allseitig umgeben.

Deutung:

Algen scheinen einen ursprünglich auf dem Sediment gewachsenen Organismus an allen dem freien Seewasser und Licht zugänglichen Stellen überkrustet zu haben, genau wie sie den umliegenden Detritus überwucherten. Der vermutlich aus organischer Substanz oder Aragonit bestehende Organismus ist dann später aufgelöst worden oder zersetzt, und der damit entstandene Hohlraum ist mit intern chemischen Anlagerungen gefüllt worden.

II. Sekundäre Hohlräume

II. A. Sekundäre, tektonisch oder durch Lösung gebildete Hohlräume bzw. Spalten

Beschreibung:

Senkrecht zur Schichtung verlaufende, meist wenige *cm* breite Spalten sind mit Anlagerungen und mit Sedimenten gefüllt (Einheit 15, 17, 18 und 19). Einige bis zu 1 *m* breite Spalten sind an den Wänden zuerst mit chemisch angelagerten Kalzit-Krusten überkleidet und dann schließlich mit Sediment gefüllt worden. Bei einigen schmalen Spalten ist unter den wandständigen Kalzit-Krusten oft eine graue, feinschichtige, wenige *mm* dicke, mikritische Schicht ausgebildet, in der als Biogene Foraminiferen-ähnliche unregelmäßig gekrümmte Röhren und Calcisphaeren vorkommen (Taf. 2: Fig. 4). Ränder der Spalten durchschneiden das Gestein scharf und gehen durch Biogene hindurch (Taf. 4: Fig. 3).

Sedimente der Spaltenfüllungen sind unterschiedlich ausgebildet. Die auffälligsten sind rote und grünliche tonige Kalke, die in Farbe und Fossilinhalt an die roten und grünlichen Netzkalke der Wolayer Fazies erinnern (Taf. 4: Fig. 4).

Neben den farbigen pelitischen Sedimenten sind graue Pellet-Mikrite und Mikrite mit kleinen Brachiopoden, Schnecken und Ostracoden entwickelt (Taf. 5: Fig. 3). Die Biogene können Schillagen bilden (Taf. 3: Fig. 3). In die Mikrite sind immer wieder große und kleine scharfkantige Riffbildner-Bruchstücke und Crinoidenkalk-Brocken eingesprengt (Taf. 4: Fig. 4).

Deutung:

Die Entstehung der Spalten ist zu einem Zeitpunkt erfolgt, als das von den Spalten durchsetzte Gestein bereits verfestigt war. Die Fossilien des Gesteins werden scharf abgeschnitten und aufgearbeitete Teile des verfestigten Sediments sind als scharfkantige Brocken in die Sedimentfüllung der Spalten mit eingelagert. Eine Besiedlung der Hohlräume durch marine Organismen muß angenommen werden. Die in einigen Spalten unter den wandständigen Kalzitlagen ausgebildeten dünnen Mikrit-Lagen sind durch einen organischen Bewuchs der Spaltenwände entstanden, der Kalkschlamm erzeugte oder einfiel. Ein Teil der in den Spaltensedimenten gefundenen Fossilien kann sehr gut an Ort und Stelle gelebt haben. A. G. FISCHER (1964) hat im triassischen Dachsteinkalk mit roten Peliten gefüllte Spalten gefunden, in denen kleine Brachiopoden und Gastropoden sehr häufig sind. Er hält die Fauna für autochthon, d. h. zumindest im Lebensraum der Spalte aufgewachsen. Die ausgezeichnete Erhaltung der Fossilien im Spaltensediment läßt diesen Schluß auch für die hier beschriebenen Spalten zu. KREBS (1966) fand in den Spalten und Hohlraumfüllungen des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider-Riffes Rotpelite und hält sie für Einspülungen von Sedimenten einer anderen Fazies, wenn er auch keine Beziehung zu den roten Cephalopodenkalken der näheren Umgebung nachweisen kann. E. FLÜGEL und E. FLÜGEL-KAHLER (1963) konnten Rotpelit-Einschlaltungen in den triassischen Dachstein-Riffkalken eindeutig der Hallsteinfazies zuordnen und somit eine enge Nachbarschaft der beiden Fazies nachweisen.

Die Einspülung von Kalkschlamm aus andersartigen Faziesbereichen in Riffhohlräume ist leicht vorstellbar.

In Übereinstimmung mit dieser Vorstellung habe ich am Big Pine Key an der Südspitze Floridas beim Besuch eines am Schelfrand aufsitzenden Riffes beobachtet, daß nach einem kräftigen Wind die feinschlammigen Sedimente der Florida Bay bis zum Riff gelangten und sich dort in ruhigen Winkeln absetzten.

Die Entstehung der Spalten kann nach A. G. FISCHER (1964) auf verschiedene Weise erklärt werden. Er nennt tektonischen Bruch durch Erdbeben, Schrämpfungsrisse und Lösung auf Klüften während einer Trockenlage, d. h. Verwitterung durch Regenwasser. Außer der zweiten Möglichkeit, die wegen der Größenordnung mancher Spalten und vor allen Dingen wegen der Gesteinszusammensetzung entfällt, erscheinen Erdbeben und Lösung als Ursachen sehr gut möglich.

II. B. Sekundäre, diagenetisch entstandene Hohlräume

Beschreibung:

In Kalkalgen-Krusten treten meist kleine, mit granulärem Kalzit gefüllte Hohlräume auf (Taf. 3 : Fig. 2; Taf. 5 : Fig. 2). Der Kalzit ist von unregelmäßigem Korn. Ehemals vorhandene Strukturen der Kalkalgen-Krusten werden von den Hohlraumwänden scharf abgeschnitten. Umwachsene Organismenschalen sind in den umkristallisierten Krustenteilen noch erhalten (Taf. 3 : Fig. 2). Die Kalzitkristalle dringen von den mit klarem Kalzit gefüllten Räumen in die feine umgebende Matrix oder in die Biogene ein. Die Grenzen zwischen den einzelnen Kristallen der Hohlraumfüllungen sind unregelmäßig verzahnt. Auch ein allmählicher Übergang vom Kalzitmosaik zum Mikrit der Algenkruste kommt vor.

Deutung:

Die beschriebenen Gebilde waren niemals Hohlräume, sondern stellen umkristallisierte Bezirke dar. WOLF (1965) zeigte an rezenten Algenkolonien, daß solche Hohlräume durch Umkristallisation sehr früh in der Diagenese entstehen. Die von STAUFFER (1962) geforderten Ausbildungsformen von durch Umkristallisation entstandenem Kalzit sind gegeben, d. h. ein Kalzitmosaik ist ausgebildet.

6. Auswertung der Beobachtungen

Die untersuchten Sedimentgesteine lassen sich petrographisch in drei Hauptgruppen unterteilen:

- I. Schwarze Kalke
- II. Helle Crinoiden-Kalke
- III. Biogerüstkalke.

I. Bei den schwarzen Kalken sind drei verschiedene Typen zu beobachten:

a) Durch brotlaibförmige Kalkknollen charakterisierter Mikrit der Einheit Ob. Hoher Gehalt an Bitumen und kleine, nur vereinzelt auftretende Fossilreste weisen auf eine Entstehung in schlecht durchlüftetem Wasser hin. Ein allmählicher Übergang zum Crinoiden-Kalk im Hangenden und Liegenden der Schicht deutet eine enge Nachbarschaft der beiden Faziesbereiche an. Der feine bituminöse Kalk entstand aus Kalkschlamm, welcher entweder am Ort ausgefällt oder von benachbarten Gebieten hoher Kalziumkarbonat-Abscheidung herantransportiert wurde, um in Gebieten geringer Wasserbewegung zur Ablagerung zu kommen. Dunkle, stark bituminöse Kalkschlamme entstehen heute in Florida in großen Lagunen innerhalb der Mangrove-Wälder, wie etwa in der Whitewater Bay und im Mündungsfächer des Shark River in der Florida-Bay (SPACKMAN, SCHOLL & TAFT, 1964). Das Fehlen pelagischer Mikrofauna wie etwa von Calcisphaeren und Tentakuliten in den feinen Kalken weist auf einen dem offenen Meer fernen bzw. von ihm durch Barren getrennten Ablagerungsraum hin, in den pelagische Faunenelemente selten oder gar nicht gelangen konnten. Eine starke Bitumen-Anreicherung kann auch in einem sauren Milieu entstehen, indem Kalk aufgelöst und organische Substanz angereichert wird. Bakterien können das organische Material in Bitumen umwandeln.

b) Kalke der Einheiten Od, Of, Og (Tafel 1: Fig. 1, 2). Die Fossilreste sind nicht abgerollt und Ostracoden- und Brachiopoden-Gehäuse stets in zweiklappiger Form erhalten. Obwohl Pyrit auf reduzierende Bedingungen bei der Sedimentbildung hinweist, lassen doch vereinzelte autochthone kleine Korallenkrusten auf nicht lebensfeindliche Bedingungen an der Sedimentoberfläche schließen. Pseudooide sind in den Schichten häufig und bauen ganze Lagen auf.

Wie die Untersuchungen an Kalken der Bahama-Plattform zeigen (NEWELL u. a., 1959 und PURDY, 1963), können Pseudooide aus den Kotpillen des die Sedimentoberfläche bewohnenden Benthos entstehen. Ostracoden und Trilobiten stellten vermutlich einen wesentlichen Teil dieser Bodenbewohner dar, da sie fossil im Sediment häufig sind. Die Oberfläche des Sedimentes beherbergte demnach eine reiche Fauna, während im Inneren des Sediments in einer geringen Tiefe (*cm*-Bereich) reduzierende und lebensfeindliche Bedingungen herrschten. Verhältnisse dieser Art beobachtete ich im Sommer 1966 vor der jugoslawischen Küste bei Tucepi in etwa 3 m tiefem Wasser. Hier lebt auf der Kalkschlamm-Oberfläche eine reiche Fauna, vornehmlich aus Foraminiferen, Ostracoden, Holothurien, einzelnen Lithothamnien-Kolonien, Muscheln und knolligen Korallen-Kolonien bestehend. Im flacheren, gut durchlichteten Bereich gesellt sich noch ein dichter Bewuchs der angiospermen Wasserpflanze *Thalassia* hinzu. Wenige *cm* unter der hellgrauen oberen Sedimentschicht ist der Kalkschlamm schwarz gefärbt und riecht stark nach Schwefelwasserstoff. Der Bereich dieser Sedimentbildung liegt in ruhigem, durch vorgelagerte Inseln geschütztem Wasser, das nur selten einmal während großer Stürme aufgewirbelt wird. Die Foraminiferen der offenen See sind diesem Sediment beigemischt und stellen eine pelagische Komponente dar in Analogie zu den Tentakuliten der devonischen Schichten.

Die Anlieferung des Sedimentmaterials in den schwarzen Kalken erfolgte wohl zum größten Teil aus den benachbarten Arealen der Crinoiden-Fazies. Sedimente mit weniger als 10% Kalkgehalt sind oft wenige *mm* unter der Oberfläche bereits schwarz. Der Gehalt an organischem Material ist dabei nicht einmal hoch (zirka 5%). Pyrit kann sich immer schnell und einfach bilden und das Sediment schwärzen (BRINKMANN, 1961, HÜLSEMANN, schriftl. Mitt.).

c) Die im Hangenden des aufgenommenen Profils aufgeschlossenen Hercynellen-Kalke sind durch reichen Bitumengehalt z. T. tiefschwarz gefärbt. Pyrit ist nicht vorhanden. Im obersten Teil der Schicht 20 setzt unvermittelt eine Schwarzfärbung des Stromatoporen-Algen-Korallen-Rasens ein, und wenige *cm* darüber sind im Kalk keine riffbildenden Organismen mehr vorhanden, dafür aber oft aufrecht stehende solitäre Pterokorallen, knollige Kolonien tabulater Korallen sowie unzerbrochene große, teils entrollte Gastropoden. Es gibt keine Anzeichen für eine kräftige Strömung, eher ist mit einem Stillwasserbereich im Schutz von Riffwällen und Untiefen zu rechnen, in dem eine große Anzahl von Gastropoden-Arten lebte (JHAVERI, 1968). Auch hier ist es ausgeschlossen, daß an der Sedimentoberfläche reduzierende Bedingungen herrschten, da die überall häufigen, autochthonen Einzelkorallen für normale Sauerstoffkonzentration sprechen. Crinoiden-Reste sind hier selten, und typisch ist trotz reicher Gastropoden-Fauna

ein völliges Fehlen von *Platyceratiden*, deren Lebensweise eng mit den *Crinoiden* verknüpft war. Außerdem fehlen *Trilobiten*, und *Brachiopoden* treten nur selten auf. *Ooidreiche* Lagen in den schwarzen Kalken deuten auf die Nähe von flachem, stark bewegtem Wasser (PURDY, 1963).

Aus den hellen Zwischenschichten der *Hercynellen-Kalke* machte PALLA (1967) eine *Algenflora* bekannt, die beweist, daß die Sedimente in durchlichtetem, flachem Wasser entstanden.

II. Helle *Crinoiden-Kalke* lassen sich in vier Ausbildungsformen unterteilen:

a) *Crinoiden-Kalk* mit viel mikritischer bzw. sparitischer Matrix vom Typ der Einheiten 10—12 (Tafel 1: Fig. 3; Tafel 2: Fig. 2). Die einzelnen *Crinoiden-Fragmente* sind nie abgerollt, ein Zeichen für kurzen Transport vom Lebensort zur Stelle der Einbettung. Hier für liefert das Vorkommen von mit Armen erhaltenen, vollständigen *Crinoiden-Kelchen* einen weiteren Beweis. Wasserbewegung war jedoch vorhanden, wie *Onkoide* bezeugen. Bei diesen handelt es sich um *Kalkalgen-Krusten*, die einzelne am Boden hin und her bewegte *Biogene* allseitig umwachsen haben. Die Strömung verhinderte zwar die Ablagerung von *Kalkschlamm*, ihre Stärke reichte jedoch nicht aus, um zwischen den groben Körnern der zerfallenen *Crinoiden-Fragmente* das feine Sediment herauszuspülen.

NEWELL (1957) stellte in seinen Untersuchungen an den Sedimenten der luvseitigen Lagune der Great Bahama Bank fest, daß trotz kräftiger Strömung die dort entstehenden Ablagerungen im wesentlichen aus den Resten am Ort gewachsener Organismen bestehen (siehe auch LAPORTE, 1966). Reichverzweigte *Porites*- und *Acropora*-Korallenbüsche besiedeln hier das grobkörnige Sediment. Die feinen Sediment-Bestandteile werden durch Wellen und Strömung in die offene See gespült. Selten sind in diesen Sedimenten Reste von Organismen, die im nahegelegenen Riff lebten.

Ähnliche Bedingungen müssen im Ablagerungsraum der hellen *Crinoiden-Kalke* geherrscht haben. Das grobkörnige Bodensediment war von einem Wald langstieliger *Crinoiden* bedeckt. Buschartig verästelte tabulate Korallen waren eingestreut und bildeten dort, wo sie enger zusammentraten, *Korallen-Dickichte*, die vermutlich den *Acropora*-Dickichten in mittleren Lagunentiefen des *Bikini-Atolls* ähnelten (LADD, TRACEY, WELLS & EMEBY, 1950).

b) Grober, gut sortierter *Crinoiden-Kalk* ohne mikritische Matrix mit *Kalzitkrusten* (Tafel 1: Fig. 5).

Die als Bruchstücke eingebetteten Reste ästiger tabulater Korallen sind von der Strömung schichtig eingeregelt. Dort, wo die Körner alle der gleichen Größe sind und auch eine Matrix völlig fehlt, sind die *Crinoiden-Reste* von einer *Kalzitkruste* umgeben, die in Richtung der optischen Achse der *Crinoiden-Reste* ausgerichtet ist.

Die einzelnen Platten rezenter *Echinodermen-Gehäuse* sind aus einem feinen Gerüst von *Kalkspatkristallen* aufgebaut, deren optische Achsen parallel verlaufen. Nach LUCIA (1962) werden diese Platten nach dem Tode des Tieres frühdiagenetisch zu einem soliden Einzelkristall. Die den *Crinoid-*

Rest umgebende Kalzitkruste ist ein Weiterwachsen des Einzelkristalls, wobei Porenraum gefüllt wird. Es entsteht dann ein im Schliff typisches Mosaikmuster (Tafel 1: Fig. 5).

Neben dem Überwuchs, der nur an aus optischen Einzelkristallen bestehenden Echinodermen-Resten auftritt, gibt es an vielkristallachsigen Resten (Korallen, Brachiopoden, Mollusken) aus kleinen fibrosen Kalzitkristallen bestehende Überzüge („dog tooth cement“, LUCIA, 1962), die jedoch nur in Einheit 14 beobachtet wurden. LUCIA erklärt das seltene Auftreten von „dog tooth cement“ im Vergleich mit dem häufigen „rim cement“ damit, daß die Wachstumsrate des letzteren größer ist.

Das Lebensbild dieses Crinoiden-Kalkes sah wohl dem letzteren ähnlich, doch muß eine kräftige Wasserbewegung gefordert werden, die die Zerfallsprodukte des Crinoiden-Waldes sortierte und alle feinen Sedimentpartikel wegführte. Überzüge von einschichtigen Kalzitlagen auf groben Crinoiden-Kalken deuten darauf hin, wie auf Seite 2/3 eingehend erläutert, daß ganz flaches, mit Kalziumkarbonat übersättigtes, turbulentes Wasser das Bildungsmilieu abgab.

c) In den umseitig beschriebenen Crinoiden-Kalken sind in fast allen Einheiten Kalkalgen-Krusten als wenige *cm* dicke Lagen eingeschaltet, in Einheit 9 übergend in eine mächtige Schichtenfolge, in der nur noch vereinzelt Crinoidenkalk-Lagen und -Nester vorkommen (Tafel 1: Fig. 8; Tafel 4: Fig. 5).

Algenmatten auf dem Meeresboden haben einen starken Einfluß auf die Ansammlung von Sediment (GINSBURG & LOWENSTAM, 1958). Die Decke klebriger, löchriger Cellulose hält feines Sediment fest und umwächst es. GINSBURG (1954) beobachtete bei einer Kultur von *Phormidium* im Laboratorium das Durchwuchern einer 4 *mm* dicken Sedimentüberlagerung innerhalb von 24 Stunden. Die Algenschicht hatte sich in dieser Zeit zur Oberfläche durchgearbeitet und bildete nun einen Bodenüberzug, welcher die Erosion des Sedimentes durch Wasserbewegung verhindert.

Bei diesem Vorgang entstehen laminierte Lagen. Die Knollen-Laminae der Stromatolithen spiegeln also eine rhythmische Sedimentverfestigung wider.

Faktoren für den Wuchs rezenter Algen sind nach JOHNSON (1961) Tiefe, Salinität, Intensität des Lichtes, Strömungsverhältnisse und bei Flachwasserbewohnern Beschaffenheit des Bodens. Lichtintensität und Salinität sind dabei die wichtigsten. Algenmatten- und -filme treten in der Gezeitenzone Floridas bis in etwa 2 *m* Tiefe unter der Niedrigwasserlinie (GINSBURG & LOWENSTAM, 1958) auf. J. H. JOHNSON (1961) und GINSBURG (1954) stellen fest, daß krustenbildende Algen — in Frage kommen vor allen Dingen Grünalgen und blaugrüne Algen — im allgemeinen flaches Wasser bevorzugen und auch ein kurzfristiges Trockenfallen ertragen können.

Ein zelliger Aufbau ist im fossilen Material meist nicht mehr zu erkennen. WOLF (1965) zeigte an rezenten Algenriffen, daß zelluläre Algenkolonien sich häufig fröhdiagenetisch in feine, Strukturlose Mikrite umwandeln.

Dort, wo Algenlagen auftreten, sind oft auch Pseudooide und Onkoide vorhanden. Die Pseudooiden-reichen Partien (Tafel 1: Fig. 7) erinnern stark an die von PURDY (1963) von der Great Bahama Bank beschriebenen „Grapestone-Sedimente“. Hier bilden sich um Kalk-pellets (Kotpillen) in ruhigem Wasser Algenkrusten. Außerdem füllen sich die Hohlräume zwischen den Kotpillen mit Schlamm, der an organischem Material reich ist. Kalziumkarbonat-Ausfällung findet in den Hohlräumen durch Bakterien statt. Hierbei werden die Kotpillen durch eine Kruste verbunden. Es gibt alle Übergänge von „Grapestone-Sedimenten“, die noch Kotpillen-Form erkennen lassen, zu krustigen mikritischen Lagen, in denen die Form der Kotpillen nicht mehr sichtbar wird. Der im Entstehungsbereich der „Grapestone-Sedimente“ anfallende Kalkschlamm kommt auf Grund leichter Wasserbewegung nicht zur Ablagerung, während die Kotpillen kaum bewegt werden. Sedimente dieses Typs gibt es von der Gezeitenzone bis in etwa 42 m Tiefe auf der Great Bahama Bank.

Eine Rekonstruktion der Lebensverhältnisse dieses Sedimentationsbereiches im Profil der Seewarte ist nun möglich. Es handelt sich um Bildungen in flachem Wasser, und es ist wahrscheinlich, daß bei niedrigem Wasser Teile des Sediments trocken lagen. Die vornehmlich aus Kalkalgen-Krusten zusammengesetzten Schichtelemente entstanden in bis zu 2 m tiefem Wasser, während die an Pseudooiden reichen „Grapestone-Sedimente“ in bis 40 m tiefem Wasser zur Ablagerung kamen. Die Lebensbedingungen für Crinoiden und Korallen waren nicht günstig, einerseits wohl wegen des zu flachen Wassers und andererseits wegen zu schwacher Wasserbewegung, die nicht ausreichte, um genügend Nahrung für einen dichten Bewuchs heranzubringen. Einzelne Stromatoporen- und Korallen-Kolonien sowie Crinoiden besiedelten dennoch diese Sedimente durchgehend in lockerem Bewuchs. Die Häufigkeit von Kalkalgen läßt auch paläoklimatische Schlüsse zu. Nach FRIEDRICH (1965) liegt der Schwerpunkt der geographischen Verbreitung der Kalkalgen — sowohl der Grünalgen als auch der Rotalgen — in tropischen und subtropischen Meeresgebieten. Somit ist für die Ablagerung der Sedimente des Seewarte-Profiles warmes Wasser eines tropischen oder subtropischen Meeres zu fordern.

d) Charakteristisch für den nächsten Typ ist der Umstand, daß neben den Kalkalgen-Krusten ebenso wenige cm mächtige Krusten biogener Gerüstbildner in den Crinoiden-Kalk eingeschaltet sind (Tafel 5: Fig. 1). Die einzelnen Kolonien sitzen auf Algenkrusten und anderen groben Biogenen. Neben knolligen Korallen, Algen und Stromatoporen sind Wurzelorgane von Crinoiden und die Basisteile ästiger tabulater Korallen mit der Kruste verwachsen und auf der Kruste aufgewachsen. Das Zusammenleben der Bewohner des Crinoiden-Waldes mit krustenbildenden Organismen weist darauf hin, daß sich die Lebensbedingungen für jene zur Zeit der Krustenbildung nicht verschlechtert hatten. Die Krustenbildner konnten nur dann wachsen, wenn wenig Sedimentation stattfand, während die Organismen des Crinoiden-Waldes an starke Sedimentation angepaßt waren.

III. Die Biogerüstkalke lassen sich in zwei Gruppen unterteilen:

a) Aus Gerüstbildnern aufgebauter Kalk mit sediment-gefüllten Hohlräumen der Einheiten 4 und 8 (Tafel 4: Fig. 2).

Oft sind lange und in Zusammenhang verbliebene Crinoiden-Stiele wirt gelagert in die Sedimente der Hohlraumfüllung eingebettet.

GINSBURG & LOWENSTAM (1958) beschreiben aus den im Schutz der Riffe befindlichen Lagunen Floridas Riffstotzen, deren Hohlräume wegen ihrer Lage im ruhigen Lagunenwasser schnell mit feinem Lagunen-Sediment und von Riffstotzen stammenden Organismenresten gefüllt werden. Die Lagunen des Alacran Riffs der Yucatan-Plattform sind auf dem Luftbild mit dunklen Punkten übersät, bei denen es sich um Riffstotzen im Durchmesser von wenigen Metern bis 100 m handelt (KORNICKER & BOYD, 1962).

McKEE (1959) stellte an Riffstotzen in der Kapingamarangi Lagune fest, daß die in großer Zahl auftretenden Hohlräume zum allergrößten Teil mit detritogenem Sediment gefüllt sind. Besonders die in Platten zerfallende Alge Halimeda stellt einen großen Anteil und ist vielleicht mit den Crinoiden vergleichbar.

Für die seitlich unvermittelt in Crinoidenkalk übergehenden Riffstrukturen des Profils wird angenommen, daß es sich bei ihnen um einzelne Riffstotzen handelt, die hinter dem Riffkamm in der stilleren Lagune wuchsen. Die Faunenelemente des den Riffstotzen umgebenden Crinoiden-Waldes besiedelten den Stotzen, und ihre Überreste füllten zusammen mit Kalkschlamm die Hohlräume.

b) Biogerüstkalke, die mit organogenen und chemischen Sedimenten gefüllte Hohlräume enthalten, sind in den Einheiten 15, 17, 18 und 19 ausgebildet. Eine Analyse der Hohlraumfüllungen wurde auf Seite 215 durchgeführt. Direkt neben und über autochthonen Biogerüsten sind eckige und \pm abgerundete Riffbildner-Bruchstücke zur Ablagerung gekommen. Im Hangenden und Liegenden der Biogerüstkalke und in sie eingeschaltet sind im oberen Teil der Schicht 14 und in Schicht 18 die fossilreichsten Lagen des Profils entwickelt. Besonders auffällig sind unter ihnen Nester mit einer Anhäufung großer Exuvien von Scutelliden. Vergleichbar sind diese Verhältnisse mit den Befunden aus dem Oberen Koněprusy-Kalk vom Steinbruch „Cisařský Lom“ bei Koněprusy (Mittel-Böhmen) (CHLUPAC, 1955). Hier verzahnen sich Algenriffkalke und Crinoidenkalke. In in der Nähe des Riffrandes gelegenen Nestern sind Scutellum- und Harpes-Lumachellen sowie Anreicherungen von Pentameriden häufig. Diese Lumachellen entsprechen den Scutellum-Anhäufungen, die in den Einheiten 14 und 18 im Seewarte-Profil zu beobachten sind. Die Lumachellen dieser Art sind in Koněprusy nur am Rande des gewachsenen Riffkörpers, aber noch im Biogerüst-Kalk entwickelt. Das gleiche gilt für die *Scutellum*-Nester der Seewarte. Am Riffhang sind in Koněprusy aus zerbrochenen Riffbildnern bestehende Schuttfächer ausgebildet, vergleichbar den Riffbildner-Schuttlagen der Einheiten 14, 17 und 18 im Seewarte-Profil. In den Crinoiden-Kalken nahe am Riffrand des „Cisařský Lom“ Kalkalgenriffs ist die Fauna ganz besonders reich, wie in vergleichbaren Einheiten der Karnischen Alpen. Im Steinbruch „Cisařský Lom“ kann man die Verzahnung der verschiedenen Gesteinstypen lateral verfolgen, während im Profil der Seewarte nur eine vertikale Aufnahme möglich ist.

In rezenten Riffbildungen gehen vom wachsenden Riffkörper Schuttfächer zertrümmerter Rifforganismen aus. Eine besonders reiche Fauna lebt hier direkt unter der Niedrigwasserzone im meerseitigen Riffgürtel, in völliger Übereinstimmung also mit Befunden aus unterdevonischen Riffen der Karnischen Alpen und Böhmens.

Die Gerüstbildner-Kalke der Einheiten 15, 17, 18 und 19 entstanden in einer Zone mit kräftiger Wasserbewegung. Die Brandung zertrümmerte Teile des Gerüsts, und so entstanden in direkter Nachbarschaft zum Riffgürtel Schuttfächer. Hohlräume im Gerüst wurden wegen der starken Wasserturbulenz nicht oder nur teilweise mit Sediment gefüllt. Unterhalb der Niedrigwasserlinie lebte eine reiche Fauna in weniger kräftiger Strömung. Tütenförmige Bryozoen-Kolonien wurden hier nicht von der Brandung zerschlagen. Aus dem offenen Meer wurden genügend Nahrungspartikel hergebracht, die das reiche Leben ermöglichten.

7. Vergleiche mit rezenten und fossilen Riffen

Ein Vergleich der im Profil angetroffenen verschiedenen Sedimenttypen mit Ablagerungen aus Gebieten rezenter Karbonatausfällung ist mit Einschränkungen möglich. Die gesteinsbildenden Faunen-Elemente haben sich seit dem Devon zwar in ihrer Art und Zusammensetzung sehr stark verändert, doch lassen sich Analogieschlüsse ziehen.

Insgesamt betrachtet, besteht große Ähnlichkeit der Ems-Gesteine am Wolayer See mit Gesteinen aus rezenten Riffablagerungen.

NEWELL (1955) unterscheidet zwischen Riffablagerungen im engeren Sinne, die wegen der phototropischen Eigenschaften der Riffgemeinschaft in situ nahe der Meeresoberfläche als verfestigte, wellenresistente Konstruktion ausgebildet sind, und Riffablagerungen im weiteren Sinne, zu denen die wandernden Anhäufungen klastischer Sedimente und loser Schalen-Elemente in der Umgebung des eigentlichen Riffs gehören.

Am Fuße der Seewarte sind Riffe im engeren Sinne, d. h. wellenresistente Bauten koloniebildender Organismen, in denen die Riffbauer aufeinander wurzeln und somit keine Schichtung auftritt, gelegentlich in Einschaltungen vorhanden. Es überwiegen jedoch die geschichteten Profilschnitte. Die großen rezenten Riffkomplexe im Pazifik sind vielgestaltige Gebilde, in denen nur der aller kleinste Teil aus Gesteinen besteht, die aus gerüstbildenden Organismen entstanden sind (LADD & TRACY, 1950). Den Aufbau des gesamten Komplexes ermöglichen jedoch erst Riffe im engeren Sinne. Die Vorherrschaft geschichteter Sedimente im Profil der Seewarte spricht also nicht gegen eine Entstehung in einem Riffkomplex. Es wird angenommen, daß sie hinter der eigentlichen Riffzone in der Lagune entstanden. KORNICKER & BOYD (1962) fassen die Sedimente der Lagune und des Riffes im engeren Sinne in den Begriff „Riffkomplex“ zusammen, der alle Sedimente beinhaltet, die durch das Riff im engeren Sinne beeinflußt werden.

Die Bedingungen, die VAUGHAM (1917) für rezente Riffbildungen aufstellte, gelten vermutlich auch für die Riffe der Devonzeit. Demnach benötigen riffbildende Korallen einen festen, für die Besiedlung geeigneten Untergrund, flaches Wasser (maximale Besiedlungstiefe 46 m), Wasser ohne großen Siltgehalt, Turbulenz, Anlieferung von Zooplankton [Phytoplankton ist für koloniebildende Coelenteraten nicht genießbar (GOREAU, 1960, 1961)] und eine ausreichende Lichtintensität für die symbiotischen Algen. Die Temperatur des Wassers darf ein Minimum von 18 Grad nicht unterschreiten, und die Salinität kann zwischen 27 und 38% schwanken. [Kleine Variationen der normalen Salinität sind meist tödlich für Rifforganismen, wie FAIRBRIDGE (1950) im Bereich des Great Barrier Reefs nachweisen konnte.]

Der Sauerstoffgehalt des Wassers muß hoch sein und die Strömung kräftig genug, um feine Sedimentpartikel und Exkrememente fortzuspülen.

Die Riffbildung der Seewarte wird von Stromatoporen, Korallen und Algen getragen, wobei hier die Algen eher als Sedimentsverfestiger und Strukturverstärker zu werten sind. Eine Symbiose von Korallen und Zooxantellen läßt sich nicht nachweisen, doch deuten die immer anwesenden Algenkrusten auf eine Entstehung des devonischen Riffes im Bereich des Phytals hin.

Ein Vergleich der Sedimente der Seewarte mit den von KORNICKER & BOYD (1962) untersuchten Ablagerungen des Alacran-Riffs auf der Campeche-Bank im Golf von Mexiko läßt große Ähnlichkeiten erkennen.

Der Riffwall besteht hier aus Korallen- und Hydrozoen-Kolonien, während Kalkalgen im Gesamtaufbau zurücktreten, aber als Sedimentsverfestiger große Bedeutung haben. Die Situation ähnelt durchaus der bei den Riffstrukturen der Seewarte gegebenen. Im lagunenwärts gelegenen Teil der Riffplattform sind am Alacran-Riff Gerölle und Blöcke von Riffbildnern häufig, zwischen denen eine reiche Fauna lebt. Ebenfalls reich ist die Fauna im Flachwasserbereich des Riffalles zur offenen See hin. Diese beiden Bereiche sind vergleichbar mit den faunenreichen Lagen 14 und 18 im Profil der Seewarte.

Zum lagunenwärts gelegenen Teil des Riffkomplexes hin wird die Fauna im Alacran-Riff allmählich artenärmer, wie dies in den liegenden Schichten des Riffkalkes im Seewarte-Profil ebenfalls zu beobachten ist.

Vom Riff durch starke Strömung in die Lagune transportierter Riffschutt wird im Alacran-Riff durch Kalkalgen verkrustet und damit stationär gemacht. Im Alacran-Riffkomplex kommt es nirgends zur Ablagerung von Kalkschlamm, sondern die feine Sedimentfraktion wird von der Strömung in die Umgebung des Riffs verfrachtet. Es entsteht also ein aus klastischen Bestandteilen zusammengesetztes Sediment. Dies ist ein Befund, der sehr gut mit den Beobachtungen an der Seewarte vergleichbar ist, denn auch hier wiegen die klastischen Sedimente bei weitem vor. Nur innerhalb einzelner, von der Wasserzirkulation abgeschlossener Becken innerhalb des Alacran-Riffkomplexes entstehen schwarze, übelriechende Sedimente voller Kotpillen und einer reichen Oberflächen-Fauna mit vielen Gastropoden. Mit diesen Sedimenten sind die schwarzen Kalke der Seewarte vergleichbar. Zu den Algenkalken der Einheit 9 im Seewarte-Profil gibt es im Alacran-Riff kein Gegenstück, doch finden sich Parallelen in den „Grapestone“-Sedimenten

der Bahama-Plattform und den Kalkalgenbänken, die südlich der Mississippi-Mündung im Golf von Mexiko liegen. Riffstotzen, wie sie im Profil an mehreren Stellen beobachtet werden konnten, sind in der Lagune des Alacran-Riffes häufig.

Die den untersuchten Kalken im Alter etwa gleichen Riffkalke von Koněprusy (Mittel-Böhmen) zeigen viele Ähnlichkeiten. Der eigentliche Riffkörper ist in der E-Wand des „Cisařský Lom“-Steinbruches bei Koněprusy gut aufgeschlossen. Der zentrale Teil des Riffkörpers besteht fast völlig aus krustigen Kalkalgen. Mehr zum Rand hin sind auch tabulate Korallen-Kolonien häufig, doch überwiegen die Algen als Gerüstbildner. Hierin liegt ein wesentlicher Unterschied zu den Gerüstbildner-Kalken des Profils der Seewarte, die ja im wesentlichen aus Stromatoporen und Korallen bestehen. Die Verzahnung von geschichtetem Detrituskalk und autochthonen Riffgerüstkalk ist in Koněprusy sehr gut aufgeschlossen. Am Rand des Riffkörpers schalten sich in den Gerüstbildner-Kalk vereinzelt Brachiopoden- und Trilobiten-Lumachellen ein. In ihnen sind besonders Pentameriden, Scutelliden und Harpiden angehäuft, im Fall der Trilobiten vor allen Dingen große Exuvien. Lumachellen dieser Art sind in der Nähe der Gerüstbildnerkalke in den Karnischen Alpen ebenfalls vertreten, doch wegen der weniger guten Aufschlußverhältnisse nicht so gut als Nester zu erkennen. In Koněprusy folgt dem Algengerüst im Streichen entweder ein reiner, faunenreicher Crinoidenkalk, in dem viele zusammenhängende Crinoiden-Kelehe vorhanden sind, oder ein an Crinoiden-Resten reicher Detritus-Kalk. Auffallend sind runde, knollige Solenoporen, die in diesen Kalken des Verzahnungs-Bereiches besonders häufig sind. In einer Lage konnte ein im wesentlichen aus Riffschutt bestehender Kalk mit vielen gut gerundeten Geröllen, die aus Algen oder Korallen des Riffgerüsts bestehen, gefunden werden. Im Houbuv-Steinbruch, der in geringer Entfernung vom Steinbruch „Cisařský Lom“ die Crinoiden-Kalke noch einmal erschließt, ist der Anteil an Riffschutt im Crinoiden-Kalk nicht mehr groß, die runden Solenoporen sind jedoch noch häufig. Eine reiche Brachiopoden-Fauna und viele, gut erhaltene Bryozoen-Kolonien sowie Conocardien sind die beherrschenden Fossilien. Im W-Teil des Steinbruches „Cisařský Lom“ fand sich eine Fossilanhäufung, in der Schnecken besonders häufig waren, daneben auch Orthoceren, Brachiopoden und Conocardien. Ebenfalls besonders fossilreich ist ein Schurf nördlich des Steinbruches Homalak bei Suchomasty, in dem eine reiche Fauna mit Praenatica, Brachiopoden, Trilobiten, Bryozoen, ästigen tabulaten Korallen, Orthoceren und Conocardium auftritt. Diese an Fossilien besonders reichen Vorkommen erinnern an die sehr fossilreichen Horizonte in den Schichten 14 und 18 im Seewarte-Profil, wobei eine ähnliche Faunen-Zusammensetzung vorliegt, jedoch ein artlicher Unterschied festzustellen ist.

Vergleicht man mit dem von KREBS (1966) untersuchten oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffkomplex aus dem Rheinischen Schiefergebirge, so fällt einmal die Entstehung dieses Riffs auf einer vulkanisch entstandenen Schwelle ins Auge. Der zentrale Riffteil besteht zwar hauptsächlich aus Stromatoporen, Korallen und Crinoiden-Schutt, wie auch im Seewarte-Riff, doch handelt es sich um rugose und nicht um tabulate Korallen, und Kalkalgen spielen keine Rolle.

Im Lagunen-Bereich des Oberdevon-Riffes sind massige, riffnahe Schutt-kalke bis dunkle, gut gebankte bis plattige Feinschlamm-Kalke entwickelt. Die kennzeichnende Fauna dieser Sedimente besteht aus Kalkschwämmen, ästigen tabulaten Korallen, Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen und Calcisphaeren und vereinzelt Stromatoporen-Rasen.

Im Unterschied zum unterdevonischen Riff der Seewarte sind in den meisten Lagunen-Sedimenten Crinoiden-Reste nicht gesteinsbildend. Außerdem treten Algenkrusten und Korallen-Stromatoporen-Krusten und -Rasen sehr in den Hintergrund. Im Unterdevon der Karnischen Alpen fehlen Kalkschwämme und Foraminiferen-Reichtum.

Die gegen die offene See hin entstandenen Gesteine des Langenaubach-Breitscheider Riffkomplexes bestehen aus eckigen Brekzien von Intraklasten und Riffbildnern. Dendroide Stromatoporen, Crinoiden und Brachioporen sind häufig. Der Arten- und Individuen-Reichtum der Fauna des oberdevonischen Riffes ist geringer als der vergleichbarer Gesteinsschichten in den Karnischen Alpen. Doch liegt ein ähnliches Gesteinsbild vor.

Die beschriebenen Kalke des Langenaubach-Breitscheider Riffes gehören den Iberger Kalken PAECKELMANN's an. Vergleicht man nun die anderen von PAECKELMANN ausgeschiedenen mittel- bis oberdevonischen Massenkalk — die Eskesberger, Schwelmer und Dorper Kalke —, so ergeben sich große Unterschiede vor allem in bezug auf die Schwelmer Kalke. Die „Rüben-, Block- und Rasenriffe“, eingelagert in feinkörnige Mikrite, sind nach KREBS (Vortrag, 1957) Bildungen tieferen Wassers des Schelfs. Kalkalgen fehlen hier und wellenresistente Strukturen ebenfalls. Dieser Banktyp der Massenkalk (KREBS, Vortrag) überwiegt in den Vorkommen im Mitteldevon Belgiens (LECOMPTE, 1965) und am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges (Neandertal, Wuppertal, Iserlohn, Balve, Brilon, Warstein). Die Dorper und Eskesberger Kalke dagegen sind nach KREBS dem Riff-Typ der Massenkalk zuzurechnen. Hier trifft man Sedimente der wellenresistenten Riffe an doch liegt noch keine so genaue Untersuchung wie im Iberger Kalk des Langenaubach-Breitscheider Riffes vor. Von KREBS wurden aus dem Dorper Kalk Riffbrekzien, Erosionsrinnen, Crinoiden-Kalk und chemisch gefüllte Zwischenräume als Beweise für eine Entstehung im Riffkern gezeigt. Die Riffstrukturen unterscheiden sich jedoch von denen der Karnischen Alpen durch das Vorherrschen eines Riffbildners. Die Riffe der Eskesberger und Dorper Kalke bestehen vornehmlich aus Stromatoporen.

8. Zusammenfassung

I. Stratigraphie :

Zusammen mit den noch aufgeschlossenen liegenden Schichten des aufgenommenen Profils am Fuße der Seewarte gehören die Einheiten 0a und 0b nach v. GAERTNER (1931) und VAI (1963) noch in die Schichten mit *Septatrypa megaera* und damit in das Ludlowium. Die Silur/Devon-Grenze soll nach ERBEN, FLÜGEL & WALLISER (1962) über den eigentlichen Schichten mit *Septatrypa megaera* in den dolomitischen Plattenkalken liegen. Nun hat sich gezeigt, daß 43 m über dem Beginn des aufgenommenen

Profils und 10 m über der letzten Bank schwarzer knolliger Kalke, die nach VAI noch der Zone mit *Septatrypa megaera* zuzurechnen sind, in der Einheit 0d eine reiche Trilobiten-Fauna vorliegt, die völlig der der hangenden grauen organodetritischen Kalke gleicht. Diese Fauna hat eine enge Beziehung zur Fauna der Prag-Stufe Rußlands (mündl. Mitt. Prof. ERBEN). Es wurde von ERBEN, FLÜGEL & WALLISER (1962) gezeigt, daß auf Grund dieser Fauna die grauen organodetritischen Kalke unteremsisches Alter haben. Somit gehören auch die gelblichen Plattenkalke ab Einheit 0d dem Unteremsium an.

Dieses Alter wird für die Plattenkalke auch noch durch das Vorkommen von *Karpinskia conjugula* ab Einheit 0e bestätigt. *Karpinskia conjugula* tritt demnach schon weit unterhalb der von v. GAERTNER (1931) beschriebenen untersten Fundstelle auf. (Nach v. GAERTNER's Beschreibung entspricht sein Fundpunkt der Einheit 7 oder 8.) Von Einheit 7 ab wurde außerdem noch *K. aff. consuelo* neu gefunden.

Das Emsium reicht also weiter in das Liegende der Seewarte-Kalke als bisher angenommen wurde. Gedinnium und Siegenium müssen also nach den neuen Ergebnissen zwischen dem letzten Vorkommen von *S. megaera* und der emsischen Fauna der Schicht 0d gesucht werden.

Das Alter der oberen Partien des aufgenommenen Profils ist durch ERBEN, FLÜGEL & WALLISER (1962) geklärt und reicht bis in das obere Unteremsium. Bestärkt wird dieses Ergebnis durch Untersuchungen von PALLA (1967) an Kalkalgen aus dem Seewarte-Kalk (JHAVERI, 1968). PALLA zeigt, daß die Gattungen *Lancicula* und *Litanaia* in Sibirien und Australien ebenfalls nur wie in den Karnischen Alpen im Unterdevon vorkommen.

II. Faunen-Beziehungen:

Faunen-Beziehungen zu den Kalcken des Unteremsium der Seewarte ergeben sich beim Vergleich mit den Faunen Böhmens (Europäische Provinz, herzynischer Ökotyp nach ERBEN, 1967) sowie mit den Faunen Zentralasiens (Zentral-Asiatische Provinz nach ERBEN, 1967, und Uralo-Tienschan-Provinz der russischen Terminologie).

Unter den Trilobiten lassen sich bestimmte Arten einer der beiden Provinzen zuordnen. Sämtliche Weberopeltis-Arten, *Lobopyge aff. altirhachis*, *Crotalocephalus „myops“* TSCHERN., *non myops* WHIDBORNE, *Tropidocoryphe* n. sp., *Wolayella wolayae*, *Otarion (Coignouina)* n. sp. A., *Proetus aff. supraconvexus* gehören der zentral-asiatischen Provinz an, *Ceratocephala aff. vesiculosa* gehört in den herzynischen Ökotyp der europäischen Provinz.

An Brachiopoden weist nur die Gattung *Karpinskia* zur zentral-asiatischen Provinz, während die anderen mit böhmischen Formen identisch sind.

Bei den Gastropoden sind sehr enge Beziehungen zu Böhmen feststellbar, die zentral-asiatischen sind aber für einen Vergleich zu wenig bekannt. Einzelne Formen der Crinoideen weisen in die zentral-asiatische Provinz.

PALLA hat 1967 aus den hellen Bänken der Seewarte-Kalke (JHAVERI, 1968) eine Reihe von Kalkalgen bekannt gemacht, die enge Beziehungen zu Formen aus dem Unterdevon des Kussbass Distrikts in Sibirien und von New South Wales in Australien aufweisen.

Verbindungen zum rheinischen Ökotyp der europäischen Provinz (ERBEN, 1967) sowie zum Grazer Paläozoikum bestehen im Unterdevon nicht.

III. Zeitlicher Ablauf der Biotopänderungen im Profil:

In flachem, bewegtem, nährstoffreichem und lichtdurchflutetem Wasser lagern sich die hellen Kalke, mit denen das aufgenommene Profil beginnt, ab. Korallen und Crinoiden sind durch Kalkalgen miteinander zu festen Krusten und Gerüsten verbunden. In Hohlräumen im Gerüst und in vor der Strömung geschützten Kalkschlamm-Bereichen werden die Reste pelagischer Tiere und Pflanzen abgesetzt. Das offene Meer hat ungehinderten Zugang, was für die folgende Schicht (0b) nicht mehr zutrifft. Eine Abschnürung des Sedimentationsbeckens durch Inseln oder Untiefen bewirkt, daß ein Bereich entsteht, in dem das Wasser ruhiger, wohl auch etwas tiefer und schlechter durchlüftet ist als vorher. Tiere sind selten und pelagische Organismen werden nicht eingespült. Für benthonische Lebewesen sind die Bedingungen schlecht.

Allmählich werden die Lebensbedingungen wieder besser, bis dann zur Zeit der Ablagerung der Einheiten 0c, 0e, 1—3 organodetritische Sedimente entstehen, die zum allergrößten Teil aus den zerfallenen Skelett-Elementen von Crinoiden zusammengesetzt sind. Dort, wokurzzeitig keine Sedimentation stattfindet, wachsen Krusten von Korallen, Stromatoporen und Algen. Zwischen den Wäldern langstieliger Crinoiden erstrecken sich kleine Dickichte buschförmiger Korallen. Die Strömung ist kräftig und transportiert den anfallenden Kalkschlamm zum größten Teil ab, wobei sie in einzelnen Lagen die organischen Kalkreste nach ihrer Größe sortiert. Das offene Meer hat Zugang, denn für die reiche Fauna muß ein großes Nährstoffangebot zur Verfügung stehen.

Dreimal schalten sich in diesen, durch turbulentes Wasser gekennzeichneten Ablagerungsraum Sedimente ruhigeren Wassers und damit auch geringerer Korngröße (Einheiten 0d, 0f, 0g) ein. Eine reiche Boden-Fauna besiedelt diesen Raum und erzeugt Kotpillen, die einen wesentlichen Teil des Sediments bilden. Die Lebensbedingungen auf dem Boden lebender Organismen sind gut, trotz mangelnder Durchlüftung im Sediment-Inneren. Auf Grund dieser letzteren entsteht eine Schwefelwasserstoff-Sprungschicht im Sediment und damit verbunden eine Schwarzfärbung durch Bitumen und Pyrit. Aus dem offenen Meer gelangen Schalenreste pelagischer Organismen in diesen Lebensraum und kommen wegen der ruhigen Wasserverhältnisse besonders häufig zum Absatz.

Während die Sedimente im oberen Teil der Einheit 3 zur Ablagerung kommen, treten erstmalig Riffstotzen auf, die bis zu 10 m Höhe und 50 m Durchmesser erreichen können. Bisher waren Korallen und Stromatoporen zwar häufig vertreten und hatten sich auch gelegentlich zu auf großen Strecken zusammenhängenden Krusten und Rasen vereinigt sowie Einzelkolonien gebildet, jetzt aber bilden sie große Gerüststrukturen, die sich über die Crinoiden-Wälder erheben und bis an die Wasseroberfläche reichen.

Immer mehr Tiergruppen besiedeln den Lebensraum zur Zeit der Sedimentation der Einheiten 5—8, und innerhalb der Tiergruppen nimmt auch die Zahl der Arten zu.

Der größte Teil der bisher entstandenen Sedimente ist aus Crinoiden-Resten zusammengesetzt, dagegen entstehen während der Bildungszeit der Schicht 9 mächtige Algen und Kalkschlamm-Ablagerungen. Hier ist das Wasser zwar bewegt, aber nicht turbulent wie in der Crinoiden-Fazies. Die Suspensionsfänger der letzteren sind vorhanden, doch ist ihr Bewuchs dünn; dafür gedeihen Kalkalgen besonders gut. Das Wasser ist flach und auf Grund geringer Turbulenz nährstoffarm.

Mit den Sedimenten der Einheit 10 kehren die Bedingungen der Crinoiden-Fazies wieder. Die Einheiten 10—14 sind die Sedimente einer mit Crinoiden-Wäldern bewachsenen, von Riffstotzen durchsetzten, flachen Lagune mit turbulentem Wasser.

Die Ablagerungen im oberen Teil der Einheit 14 entstehen am Rande des Riffplateaus. Bellerophontiden und Orthoceren kommen vom offenen Meer und ihre Reste werden mit eingebettet. Mit Einheit 15 ist dann der eigentliche Rifftrand — gebildet aus wellenresistenten Korallen-Stromatoporen-Algen-Strukturen — erreicht. Die Brandung zerschlägt den Großteil der Riffstruktur, und die eckigen oder gerundeten Reste kommen vor und hinter dem Riffraum zur Ablagerung. Kurzzeitig ragen die festen Gerüstkalke als Inseln aus dem Meer auf.

Der Riffgürtel wandert wieder nach Süden und in Einheit 16 sind wieder Verhältnisse der mit turbulentem Wasser erfüllten Lagune vorherrschend. Mit der Einheit 17 allerdings ist der Riffsaum wiedergekehrt und mit ihm eine reiche Fauna und Flora.

Durch Schwerkraft- oder Erdbeben-Bewegungen reißen innerhalb der starren Riffklötze Spalten auf und werden in aufgetauchten Teilen vom Regenwasser erweitert.

Nach erneutem Absinken werden die Spalten teils mit organischen, teils mit chemischen Ablagerungen, teils mit feinkörnigen Sedimenten, in die Riffschutt und Schutt bereits verfestigter Gesteinspartien eingestreut ist, gefüllt (Einheiten 17, 18, 19). Dieser Vorgang wiederholt sich, so daß mehrfach Riffwachstum, Heraushebung, Zerbrechen und Absinken aufeinander folgen.

Zur Zeit der Ablagerung der Einheit 20 liegt der Riffgürtel, teils als schützende Inselkette, teils als wellenbrechende, untergetauchte Barriere im Süden, und es kommen im Bereich des Profils Sedimente sehr flachen und wenig bewegten Wassers zur Ablagerung. Crinoiden-Reste spielen hier keine so wichtige Rolle wie in den Lagunen-Sedimenten, die in tieferen Abschnitten der Profil-Sedimente angetroffen werden. Kalkalgen-Krusten verfestigen den anfallenden Schlamm (Stromatolithe), und Korallen und Stromatoporen wachsen in Krusten und Rasen.

Eine geringmächtige Lage dunkler Kalke mit Hercynellen-Schill bildet einen Vorboten der im Hangenden des Profils folgenden Fazies der Seewarte-Kalke (JHAVERI, 1968). Hier entstehen anfangs dunkle Stromatoporen und Korallen-Ablagerungen. Auf diese folgen Lagunen-Sedimente, bestehend aus feinem, schwarzem Kalkschlamm, in dem viele, teils entrollte Gastropoden-

Gehäuse und Einzelkorallen eingebettet sind. Ein reiches Bodenleben erzeugt Kotpillen-Lagen. Crinoiden fehlen in diesem geschützten Becken. Oolith-Lagen weisen auf in der Nähe gelegene Untiefen mit kräftiger Strömung.

Literaturverzeichnis

- ADAMS, J. E. (1950): Capitan barrier reef, Texas and New Mexico. — *J. Geol.*, 58: 289—312, 2 Taf., Chicago.
- ANDRICHUK, J. M. (1958): Stratigraphy and facies analysis of Upper Devonian reefs in Leduc, Stettler, and Redwater areas, Alberta. — *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 42: 1—93, 34 Abb., 1 Taf., Menasha, Wis.
- BATHURST, R. G. C. (1958): Diagenic fabrics in some British Dinantian limestones. — *Liverpool and Manchester Geol. J.*, 2: 11—36, 1 Taf., Liverpool.
- BERGEBACK, R. E. & TERRIERE, R. T. (1953): Petrography and petrology of Scurra Reef, Scurry County, Texas. — *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 37: 1014—1029, 4 Abb., 2 Taf., Tulsa, Okla.
- BISSELL, H. J. (1957): Combined preferential staining and cellulose peel technique. — *J. Sed. Petrol.*, 27: 417—420, Tulsa, Okla.
- BOARDMAN, R. S. & ULGAARD, J. (1964): Modification of study methods for paleozoic Bryozoa. — *J. Paleontol.*, 38: 768—770, Tulsa, Okla.
- BRINKMANN, R. (1961): *Abriß der Geologie*. — 280 S., 209 Abb., F. Enke Verlag, Stuttgart.
- CAROZZI, A. V. (1961): Reef petrology in the Beaverhill Lake Formation, Upper Devonian, Swan Hills Area, Alberta, Canada. — *J. Sed. Petrol.*, 31: 497—513, 9 Abb., Tulsa, Okla.
- CAROZZI, A. V. & SODERMAN, J. G. W. (1962): Petrography of Mississippian (Borden) crinoidal limestone at Stobo, Indiana. — *J. Sed. Petrol.*, 32: 397—414, 9 Abb., Tulsa, Okla.
- CHLUPAC, I. (1954): Stratigrafická studie o neystarších devonských vrstvách Barrandienu. — *Věstník Ustř. ust. geol.*, 21: 91—134, 17 Abb., 5 Taf., Prag.
- (1962): Zur biofaziellen Charakteristik des Mittelböhmischen Devons. — *Symposium Bd. 2. Internat. Silur/Devon-Grenze*, Bonn, Brüssel 1960: 12—26, 1 Tab., Stuttgart.
- (1963): Phyllocarid Crustaceans from the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. — *Paleontology*, 6: 97—118, 7 Abb., Taf. 12—16, London.
- CHILINGAR, G. V., BISSELL, H. J. & FAIRBRIDGE, R. W. (1967): Carbonate rocks. Developments in sedimentology 9 B. — Elsevier Pub. Comp., 1—413, Amsterdam.
- CLOUD, P. E. Jr. (1952): Facies relationship of organic reefs. — *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 36: 2125—2149, 4 Abb., Tulsa, Okla.
- (1962): Environment of calcium carbonate deposition west of Andros Island, Bahamas. — *U. S. Geol. Survey prof. Paper*, 350: 138 S., 46 Abb., 10 Taf., Washington D. C.
- CULLIS, C. G. (1904): The mineralogical change observed in the cores of the Funafuti borings; The Atoll of Funafuti. — *Royal Soc. London*: 392—420, London.
- EMERY, K. O., TRACEY, J. I. & LADD, H. S. (1954): Geology of Bikini and nearby atolls. — *U. S. Geol. Survey prof. Paper*, 260-A: 256 S., 71 Abb., 64 Taf., Washington D. C.
- ERBEN, H. K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O. H. (1962): Zum Alter der Herzynellen führende Gastropoden-Kalke der Zentral-Karnischen Alpen. — *Symposium Bd. 2. Internat. Silur/Devon-Grenze*, Bonn, Brüssel, 1960: 71—79, 1 Taf., Stuttgart.
- (1967): Bau der Segmente und der Randbestachelung im Pygidium der Scutelluidae (Tril.). — *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 129: 1—64, 8 Abb., 2 Taf., Stuttgart.

- FABRICIUS, F. (1962): Faziesentwicklung an der Trias-Jura-Wende in den mittleren Nördlichen Kalkalpen. — *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 113: 311—319, 3 Abb., Hannover.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1950): Recent and Pleistocene coral reefs of Australia. — *J. Geol.*, 58: 330—401, 12 Abb., 8 Taf., Chicago.
- FERRARI, A. & VAI, G. B. (1965): Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Monte Zermula. — *Giorn. Geol.*, 33: 389—406, 3 Abb., Taf. 50—54, Bologna.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cyclothemes of the Alpine Triassic. — *Kansas Geol. Surv. Bull.*, 169: 107—149, 38 Abb., Lawrence, Kansas.
- FLÜGEL, E. (1958): Eine mitteldevonische Korallen-Stromatoporen-Fauna vom Plöcken Paß (Kleiner Pal-Westflanke, Karnische Alpen). — *Mitt. naturw. Ver. Kärnten*, 68: 49—61, Klagenfurt.
- (1966): Algen aus der Perm der Karnischen Alpen. — *Verlag naturw. Ver. Kärnten*, 25: 76 S., 15 Abb., 11 Taf., Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1963): Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Rifflandes der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). — *Mitt. Mus. Bergbau, Geol. u. Tech. Landesmus. „Joanneum“*, 24: 128 S., 11 Abb., 19 Tab., 10 Taf., Graz.
- FLÜGEL, E. & GRÄF, W. (1960) Aufnahmen 1959 auf dem Kartenblatt Kötschach (197), Karnische Alpen. — *Verh. Geol. Bundesanst.*, 3: A 17—A 19, Wien.
- FLÜGEL, H. (1963): Das Paläozoikum in Österreich. — *Mitt. Geol. Ges.*, 56: 401—443, 5 Abb., 6 Tab., Wien.
- FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. — *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 43: 1—38, 41 Abb., Tulsa, Okla.
- (1962): Spectral subdivisions of limestone types. — *Amer. Assoc. Petroleum Geol., Mem.* 1: 62—84, 7 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Memasha, Wisc.
- FRECH, F. (1894): Über das Devon der Ostalpen III. — *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 46: 446—479, Taf. 30—37, Berlin.
- FRIEDMANG, G. M. (1964): Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. — *J. Sed. Petrol.*, 34: 777—813, 53 Abb., Tulsa, Okla.
- FRIEDRICH, H. (1965): Meeresbiologie. — *Gebr. Bornträger Verlag*: 436 S., 212 Abb., Berlin.
- GAERTNER, H. R. v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — *Denkschr. d. Akad. Wiss. Wien. Math. Naturw. Kl.*, 102: 113—199, 16 Abb., 5 Taf., Wien.
- (1960): Übersicht über die Profile durch die Silur/Devon-Grenze im westlichen Europa. — *Prager Arbeitstag. üb. d. Stratigraphie d. Silur u. d. Devon*: 105—114, 1 Tab., 2 Taf., Prag.
- GINSBURG, R. N. (1954): Early diagenesis and lithification of carbonate sediments in South Florida. — *J. Sed. Petrol.*, 24: 138, Tulsa, Okla.
- GINSBURG, R. N. & LOWENSTAM, H. A. (1958): The influence of marine bottom communities on the depositional environment of the sediments. — *J. Geol.*, 66: 310—318, 1 Taf., 3 Abb., Chicago.
- GOREAU, T. F. & N. J. (1960): Distribution of labeled carbon in reef-building corals with and without zooxanthellae. — *Science.*, 131: 668—669, New York.
- (1960): The physiology of skeleton formation in corals. IV. On isotopic equilibrium exchange of calcium between corallum and environment in living and dead reef-building corals. — *Biol. Bull.*, 119, 416—427, Woods Hole.
- GOREAU, T. F. (1961): Problems of growth and calcium deposition in reef corals. — *Endeavour*, 20: Nr. 77, 32—39, London.
- GORTANI, M. (1926): Le condizioni geologiche delle conca di Volaja (Alpi carniche). — *Rend. R. Acc. Sc. Bologna, n. s.*, 30: 87—97, Bologna.
- HADDING, A. (1950): Silurian reefs of Gotland. — *J. Geol.*, 58: 402—409, 3 Abb., 1 Taf., Chicago.
- JHAVERI, R. (1968): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. — *In Vorbereitung*, Bonn.

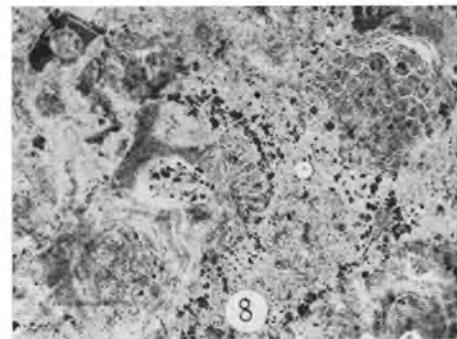
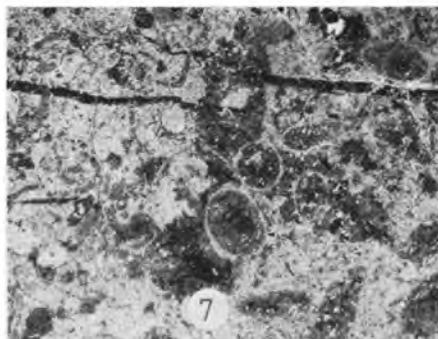
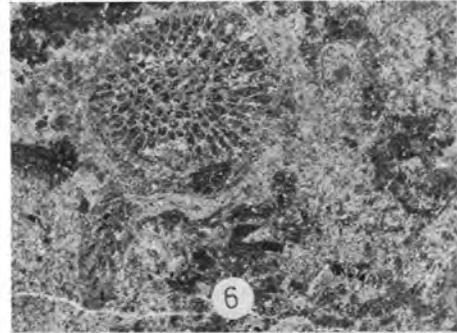
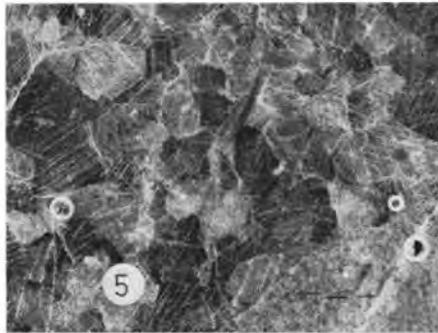
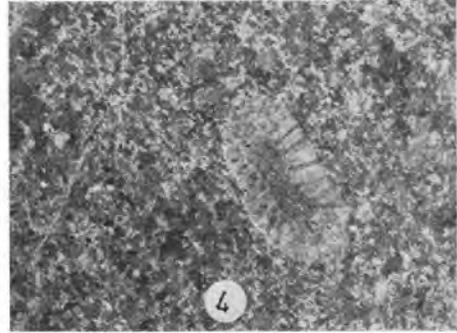
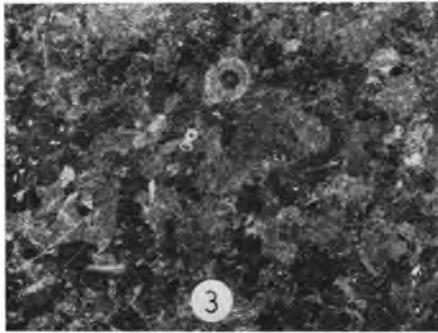
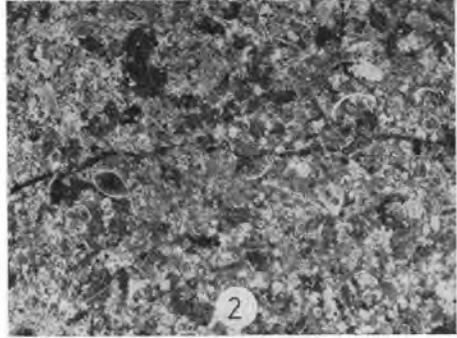
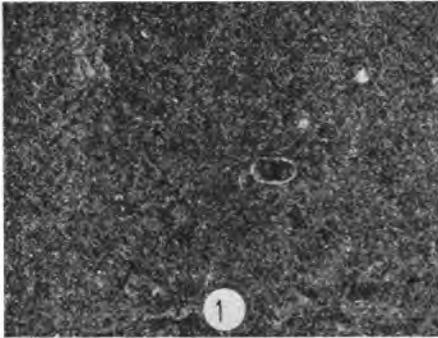
- JUX, U. (1960): Die devonischen Riffe im Rheinischen Schiefergebirge. — N. Jb. Geol. Paleontol., Abh., 110, I: 186—285, Taf. 9—27, 7 Abb., II: 259—392, Taf. 28—30, 18 Abb., Stuttgart.
- JOHNSON, J. H. (1958): Studies of Devonian Algae. — Quart. Colo. School Mines, 53: 85—114, 30 Abb., Golden, Colo.
- (1959): Studies of Silurian (Gotlandian) Algae. — Quart. Colo. School Mines, 54: 163 S., 43 Abb., Golden, Colo.
- (1961): Algae from Eniwetok, Funafuti and Kita-Daito-Jima. — Geol. Survey prof. Paper, 260-Z: 908—947, Taf. 268—280, Washington D. C.
- (1961) Limestone-building Algae and Algal limestones. — Johnson Publ. Comp.: 279 S., Boulder, Colo.
- KORNICKER, L. S. (1958): Bahamian limestone crusts. — Transact. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., 8: 167—170, 5 Abb., Houston, Tex.
- KORNICKER, L. S. & BOYD, D. W. (1962): Shallow-water geology and environments of Alacran Reef Complex, Campeche Bank, Mexico. — Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 46: 640—673, 34 Abb., Tulsa, Okla.
- KREBS, W. (1966): Der Bau des oberdevonischen Langenaubach-Breitscheider Riffes und seine weitere Entwicklung im Unterkarbon (Rheinisches Schiefergebirge). — Abh. senkenb. naturf. Ges., 511: 105 S., 18 Abb., 12 Taf., Frankfurt a. M.
- LADD, H. S. (1950): Recent reefs. — Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 34: 203—214, 8 Abb., Tulsa, Okla.
- LADD, H. S., TRACEY, J. Jr., WELLS, J. W. & EMERY, K. O. (1950): Organic growth and sedimentation on an Atoll. — J. Geol., 58: 410—425, 2 Abb., 7 Taf., Chicago.
- LADD, H. S., INGERSON, E., TOWNSEND, R. C., RUSSELL, M. & STEPHENSON, H. K. (1953): Drilling on Eniwetok Atoll, Marshall Islands. — Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 37: 2257—2280, 2 Abb., 2 Taf., Tulsa, Okla.
- LAPORTE, L. F. (1963): Codiacean and oncolitic algae from the Thacher Limestone (Devonian) of East New York. — J. Paleontol., 37: 643—646, 2 Abb., Taf. 82, Tulsa, Okla.
- (1966): Recent carbonate environments and their paleontologic implications. — Preprint of pap. given in paleocology symposium Yale Univ. 1966: 35 S., 23 Abb., Providence, R. I.
- LECOMPTE, M. (1956): Quelques precisions sur le phenomene recifal dans le Devonien de l'Ardenne et sur le rythme sedimentaire dans lequel il s'integre. — Inst. Royal des Sciences nat. de Belgique, 32: 1—40, 2 Tab., Brüssel.
- (1957): Les récifs Devoniens de la Belgique. — Bull. Soc. Geol. France, 8: 1045—1068, 8 Abb., Paris.
- (1958): Les récifs paleozoique en Belgique. — Geol. Rundsch., 47: 384—401, 7 Abb., Stuttgart.
- (1965): Quelques concepts generaux sur les récifs, resultant de l'etude du Devonien de la Belgique. — La Scuola in Azione, 2: 144—180, 14 Abb., 4 Taf., San Donato Milanese.
- LOWENSTAM, H. A. (1950): Niagaran Reefs of the Great Lakes Area. — J. Geol., 58: 430—486, 11 Abb., Taf. 5, Chicago.
- LUCIA, F. J. (1962): Diagenesis of a crinoidal sediment. — J. Sed. Petrol., 32: 848—865, 16 Abb., Tulsa, Okla.
- McKEE, E. D., CHRONIC, J. & LEOPOLD, E. B. (1959): Sedimentary belts in Lagoon of Kapingamaringi Atoll. — Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., 43: 501—562, 21 Abb., 1 Taf., Tulsa, Okla.
- MOUNTJOY, E. W. (1965): Stratigraphy of the Devonian Miette Reef Complex and associated strata, East Jasper National Park, Alberta. — Geol. Surv. Canada, 110: 113 S., 8 Abb., 12 Taf., Ottawa.
- MYERS, P. T. (1956): Geology of the late Paleozoic Horseshoe Atoll in West Texas. — Univers. Texas Pub., 5607: 113 S., 10 Abb., 16 Taf., Austin, Tex.

- NEWELL, N. D. (1955): Depositional fabric in Permian limestones. — *J. Geol.*, 63: 301—309, 8 Taf., Chicago.
- (1957): Paleogeology of Permian Reefs in the Guadalupe Mountain Area. — *Geol. Soc. Amer.*, 65: 407—436, New York.
- NEWELL, N. D., RIGBY, J. K. (1957): Geological studies on the Great Bahama Bank. — *Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec.*, 5: 15—72, 22 Abb., Taf. 22, Tulsa, Okla.
- NEWELL, N. D., IMBRIE, J., PURDY, E. G. & THURBER, D. L. (1959): Organic Communities and bottom facies, Great Bahama Bank. — *Amer. Mus. Nat. Hist. Bull.*, 117: 183—224, New York.
- PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codeacean Algae from Carnic Alpes. — *Natura*, 58: 94—112, 3 Taf., Milano.
- PAECKELMANN, W. (1922): Der mitteldevonische Massenkalk des Bergischen Landes. — *Abh. Preuß. Geol. Landesamt. N. F.*, 91: 111 S., 1 Tab., 1 Taf., Berlin.
- PURDY, E. G. (1963): Recent carbonate facies of the Great Bahama Bank. I. Petrography and reaction groups. — *J. Geol.*, 71: 334—355, 5 Abb., 5 Taf., II. Sedimentary facies. — *J. Geol.*, 71: 472—497, 4 Abb., 1 Taf., Chicago.
- SCHLANGER, S. O. (1963): Subsurface Geology of Eniwetok Atoll. — *Geol. Survey prof. Paper*, 260-BB: 991—1066, Abb. 306—318, Taf. 282—288, Washington D. C.
- SCUPIN, H. (1905): Das Devon der Ostalpen IV. — *Z. deutsch. Geol. Ges.*, 57: 91—111, Berlin.
- SPACKMAN, W. O., SCHOLL, D. W. & TAFT, W. H. (1964): Environments of coal formation. — *Geol. Soc. Amer.*, pre-convention fieldtrip-guide: 67 S., 57 Abb., 12 Taf., Miami.
- SPEITZ, A. (1909): Geologische Studien in den Zentral-Karnischen Alpen. — *Mitt. Geol. Ges. Wien II*, 2: 275—334, Wien.
- STAUFFER, K. W. (1962): Quantitative petrographic study of paleozoic carbonate rocks, Caballo Mountains, New Mexiko. — *J. Sed. Petrol.*, 32: 357—396, 38 Abb., Tulsa, Okla.
- STERNBERG, R. M. & BELDING, H. F. (1942): Drypeel technique. — *J. Paleontol.*, 16: 135—136, Tulsa, Okla.
- TEXTORIS, D. A. & CAROZZI, A. V. (1964): Petrography and evolution of Niagaran (Silurian) Reefs, Indiana. — *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, 48: 397—426, 24 Abb., 2 Taf., Tulsa, Okla.
- TRACEY, J. J., LADD, H. S. & HOFFMEISTER, J. E. (1948): Reefs of Bikini; Marshall Islands. — *Geol. Surv. Amer. Bull.*, 59: 861—878, 8 Abb., 11 Taf., New York.
- VAI, G. B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del Monte Coglians e nella zona di Volaiia (Alpi Carniche). — *Giorn. Geol.*, s. 2, 30: 47 S., 7 Abb., 7 Taf., Bologna.
- VAUGHAM, T. W. (1917): Chemical and organic deposits of the sea. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 28: 933—944, Washington D. C.
- WARNE, S. St. J. (1962): A quick field of laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. — *J. Sed. Petrol.*, 32: 29—38, 3 Abb., Tulsa, Okla.
- WOLF, K. H. (1965): "Grain-Diminuation" of Algal colonies to micrite. — *J. Sed. Petrol.*, 35: 420—427, 7 Abb., Tulsa, Okla.

Tafel 1

(Alle Schliffe sind senkrecht zur Schichtung orientiert)

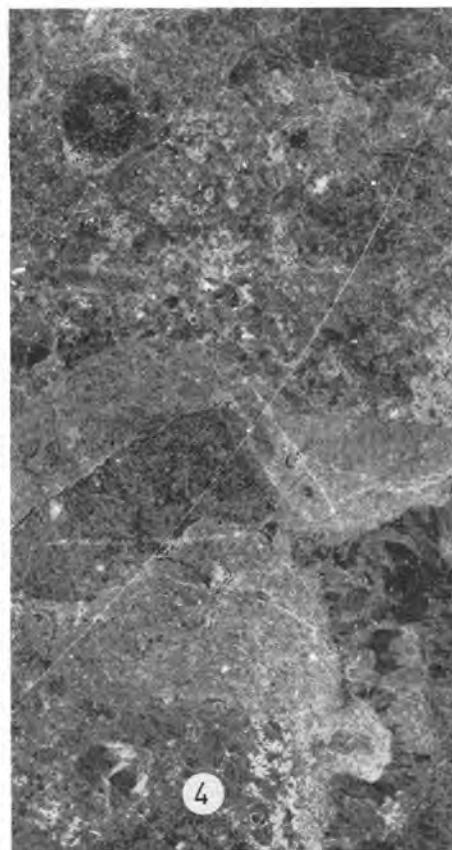
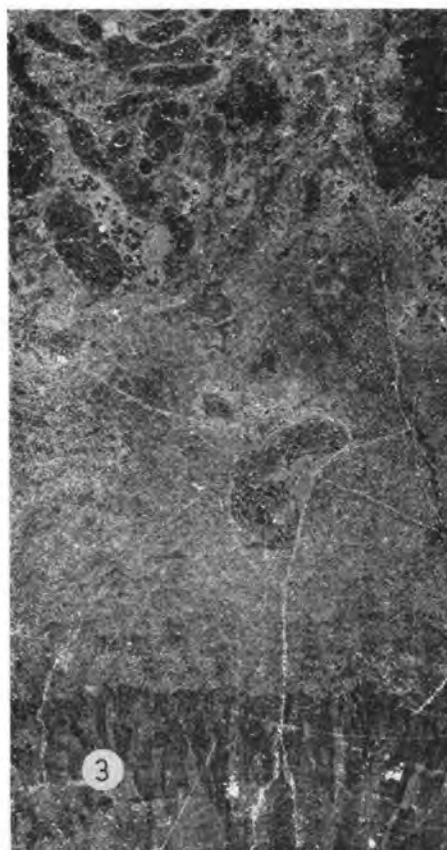
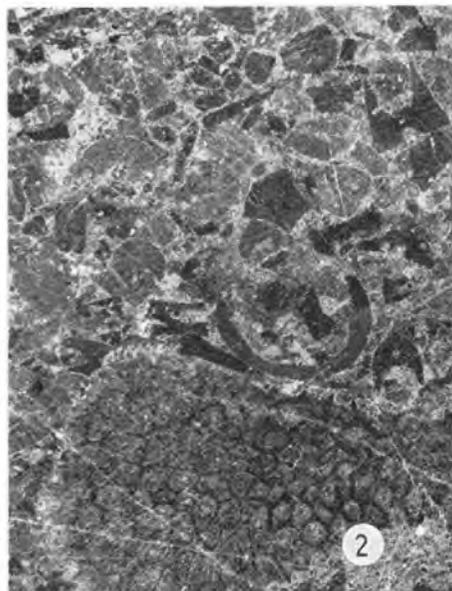
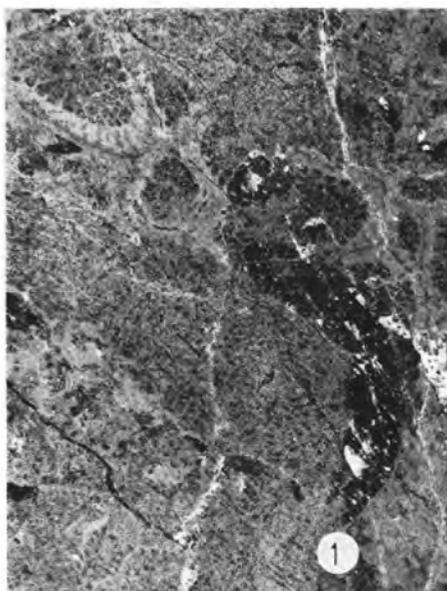
- Fig. 1: Intramikrit mit kalzitgefüllten Biogenen. Wenige Crinoiden-Reste. Einheit 0 f; 6.5×.
- Fig. 2: Crinoiden-Pellet-Sparit. Biogene mit klarem Kalzit gefüllt. Einheit 0 d; 6×.
- Fig. 3: Crinoiden-Biosparit mit Seeigelstachel. Einheit 10; 6×.
- Fig. 4: Crinoiden-Biomikrit mit Ast einer tabulaten Koralle. Einheit 14; 7×.
- Fig. 5: Crinoiden-Biosparit mit Stromatoporen-Bruchstück. Durch anorganisches Weiterwachsen der Crinoiden-Bruchstücke in Richtung der optischen Achse sind die Poren gefüllt. Einheit 6; 9×.
- Fig. 6: Pellet-Intramikrit mit Kalkalge, Crinoidenresten und ästigen Tabulaten. Einheit 9; 6×.
- Fig. 7: Algen-Pellet-Mikrit mit einzelnen Crinoidenresten und hohlen Röhren. Einheit 9; 6×.
- Fig. 8: Algenkruste mit verschiedenartigen Kalkalgen. Einheit 19; 6×.



Tafel 2

(Alle Schliffe sind senkrecht zur Schichtung orientiert)

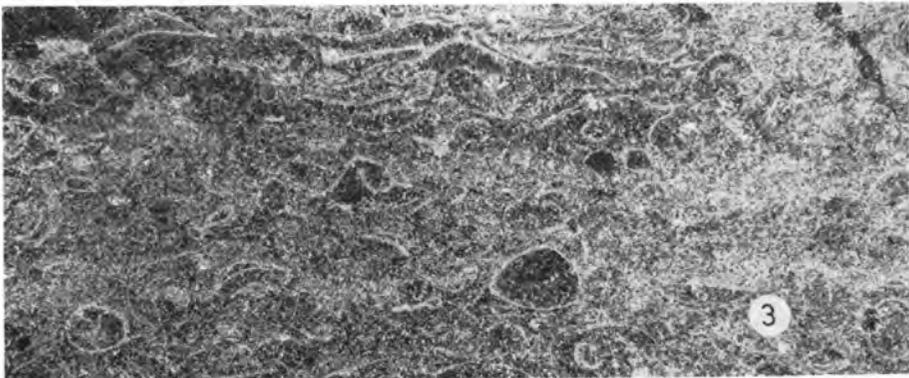
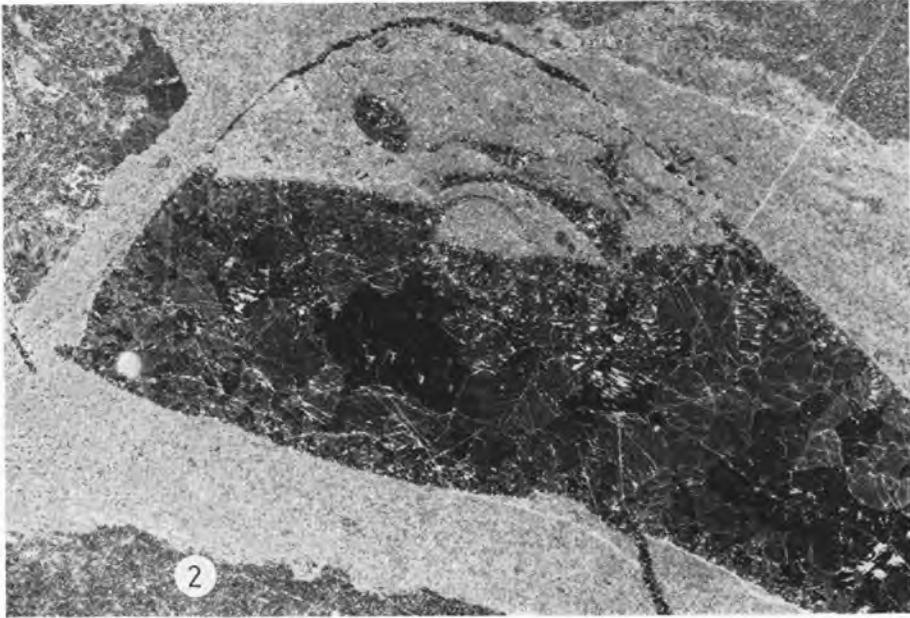
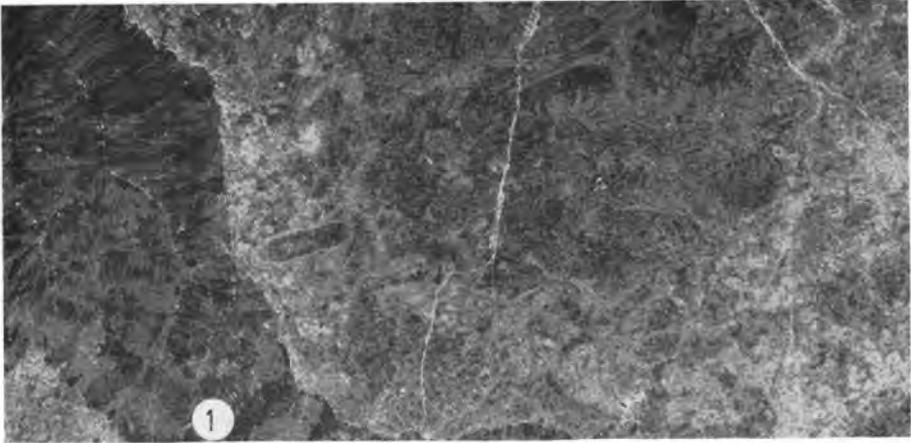
- Fig. 1: Kruste koralliner Kalkalgen. In die Kalkalgen-Kruste sind Crinoiden-Reste (Wurzelorgane) und Einzelkorallen eingewachsen. Einheit 0 a; $6\times$.
- Fig. 2: Ast einer tabulaten Koralle aus einem in Wuchsstellung erhaltenen Busch, eingedeckt mit Crinoiden-Biosparit. Einheit 0 e; $5\times$.
- Fig. 3: Von Kalkalgen-Krusten überkleideter Hohlraum, der mit fibrösem Kalzit gefüllt ist. Die Algenkrusten sind unten vom *Stromatolithes*-Typ und oben vom *Girvanella*-Typ. Im Fibralkalit ist eine feine Bänderung zu erkennen, die von einer unterschiedlichen Beimischung von pelitischer Trübe in den Kristallen her stammt. Einheit 13; $5\times$.
- Fig. 4: Algenbiomikrit von einer Spalte durchsetzt, deren Wand mit einer feinen mikritischen Matrix überkleidet ist. Oben links eine Dasycladacee. Einheit 17; $4\times$.



Tafel 3

(Alle Schliffe sind senkrecht zur Schichtung orientiert)

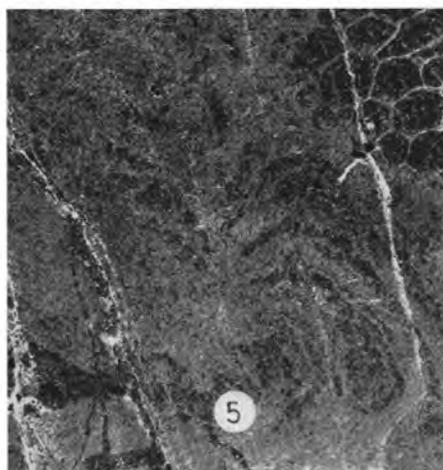
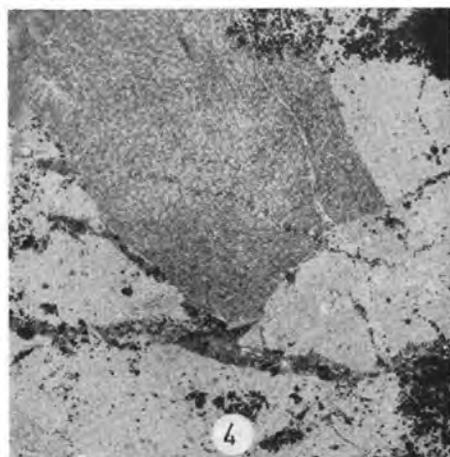
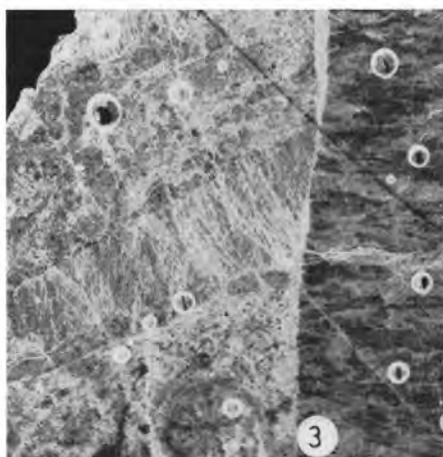
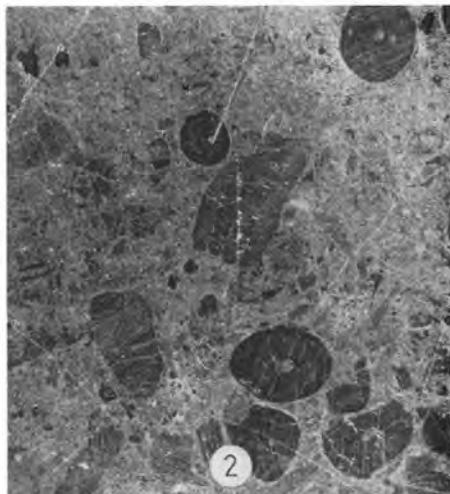
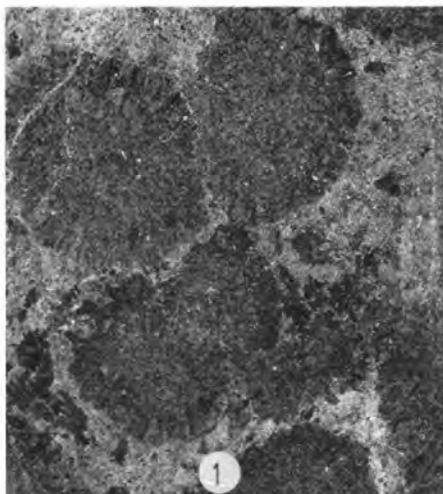
- Fig. 1: Aus Kalkalgen verschiedener Ausbildung bestehende Kruste, die ein unregelmäßiges Gesteinsbruchstück einer Riffbrekzie zusammensetzt. Zwischen den Gesteinsbrocken verbliebene Hohlräume sind mit fibrösem Kalzit gefüllt. Einheit 15; 6×.
- Fig. 2: Mit granulärem Kalzit gefülltes Biogen in einer eine Koralle überkrustenden Kalkalgen-Lage, ein Geopetalgefüge vortäuschend. Einheit 18; 8×.
- Fig. 3: Schillage eingeschaltet in die Mikrite einer Spaltenfüllung. Einheit 18; 4×.



Tafel 4

(Schliff Fig. 1 ist waagrecht, alle anderen sind senkrecht zur Schichtung orientiert.)

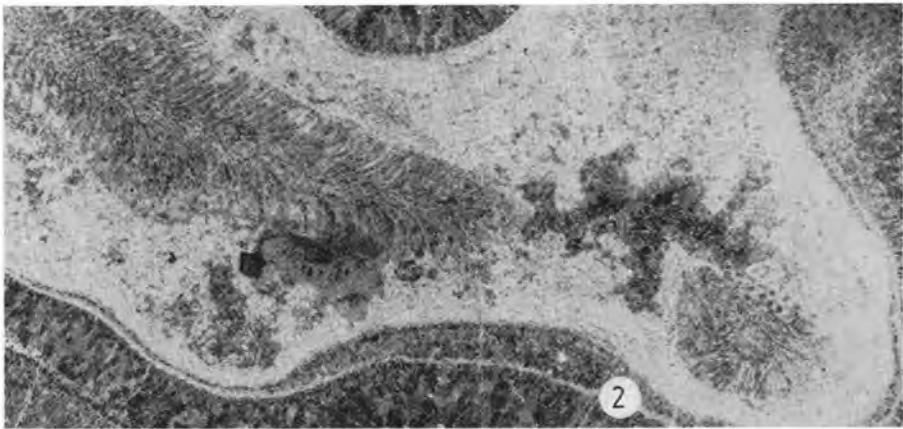
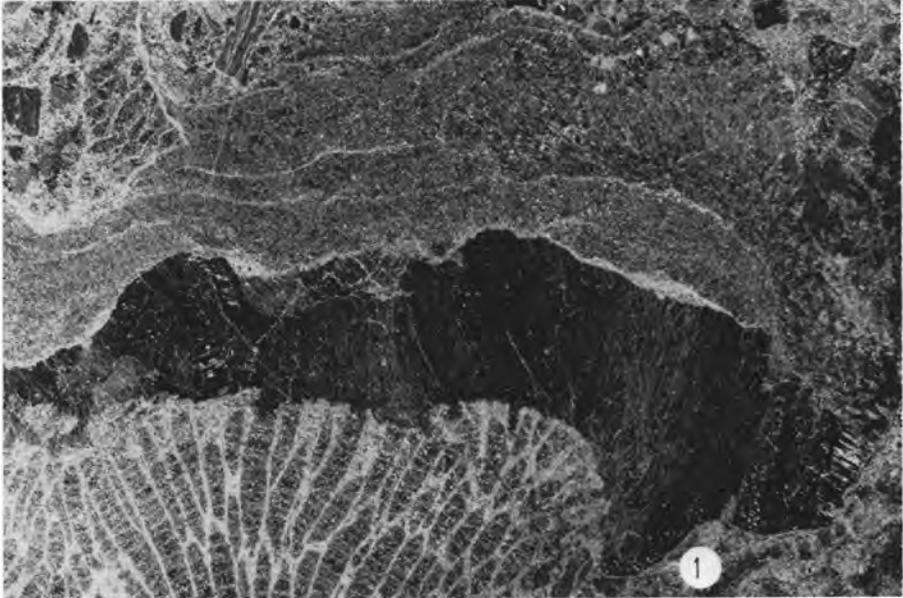
- Fig. 1: Horizontal geschnittener Korallenbusch. Einheit 0 e; $6\times$.
- Fig. 2: Hohlraumfüllung im Riffstotzen mit Crinoiden-Resten und Einzelkorallen-Resten in intrasparitischer Matrix. Einheit 4; $5\times$.
- Fig. 3: Biogene scharf abschneidender Spaltenrand, der mit einer dünnen mikritischen Lage überkrustet ist und dann mit fibrösem Kalzit gefüllt wurde. Einheit 18; $8\times$.
- Fig. 4: Im rötlichen Mikrit einer Spaltenfüllung auftretendes scharfkantiges Stromatoporen-Bruchstück. Einheit 18; $5\times$.
- Fig. 5: Basis der auf Fig. 6 gezeigten *Favosites*-Kolonie, die auf einer Kalkalgenkruste vom Typ *Stromatolithes* aufgewachsen ist. Einheit 17; $4\times$.
- Fig. 6: *Favosites*-Kolonie, auf der eine *Heliolites*-Kolonie aufgewachsen ist. Einheit 17; $4\times$.



Tafel 5

(Schliff Fig. 2 ist waagrecht, alle anderen sind senkrecht zur Schichtung orientiert.)

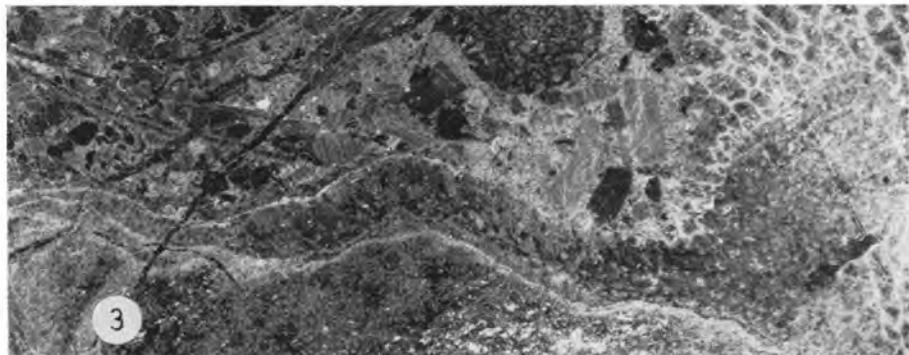
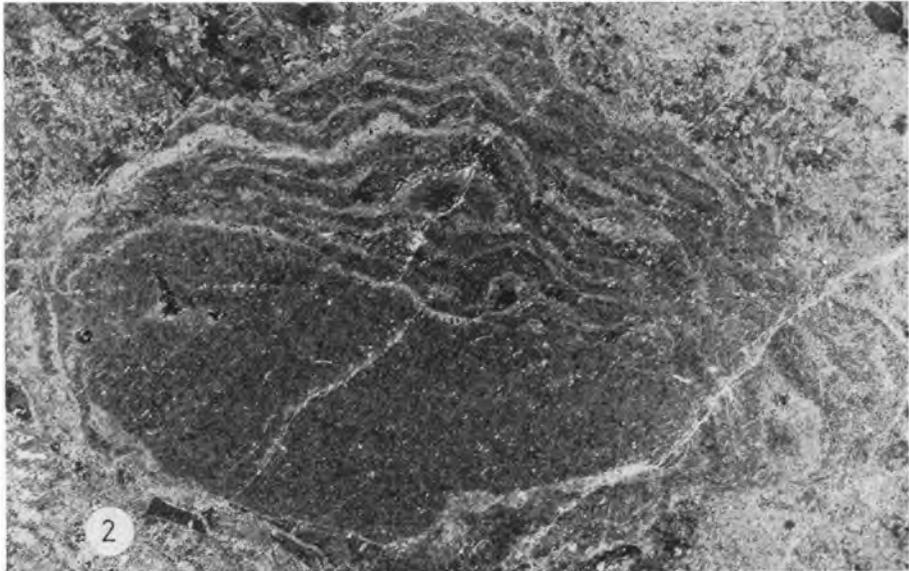
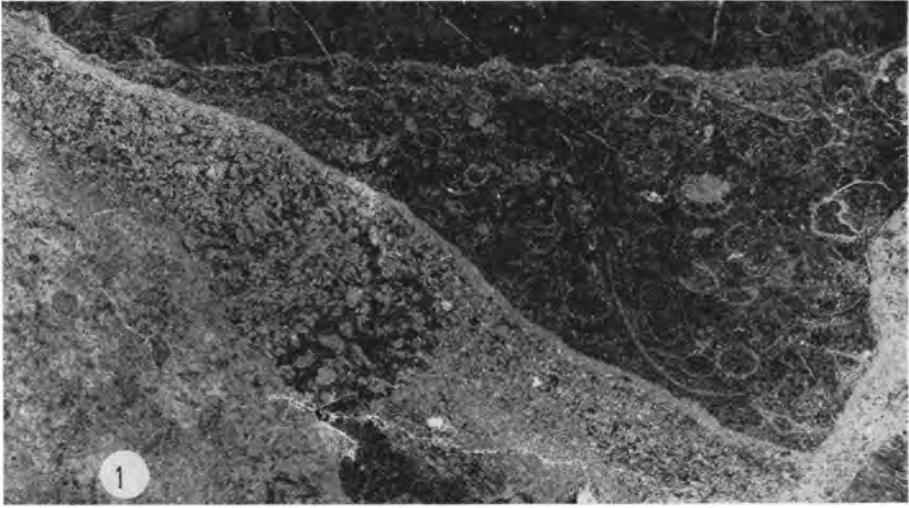
- Fig. 1: Ausschnitt aus einer aus Gerüstbildnern zusammengesetzten Kruste. Auf einer Favositenkolonie wurzeln Crinoiden, auf diesen Stromatoporen und schließlich ästige tabulate Korallen. Der Anschnitt einer in Wuchsstellung erhaltenen Einzelkoralle ist links oben zu erkennen. Einheit 18; $4\times$.
- Fig. 2: In Wuchsstellung erhaltener Korallenbusch ist von Kalkalgen umkrustet und ragt in einen mit lagigem, fibrösem Kalzit gefüllten Hohlraum hinein. Einheit 17; $4\times$.
- Fig. 3: In Intramikrit einer Spaltenfüllung eingeschaltete Brachiopoden-Lagen. Einheit 18; $5\cdot5\times$.



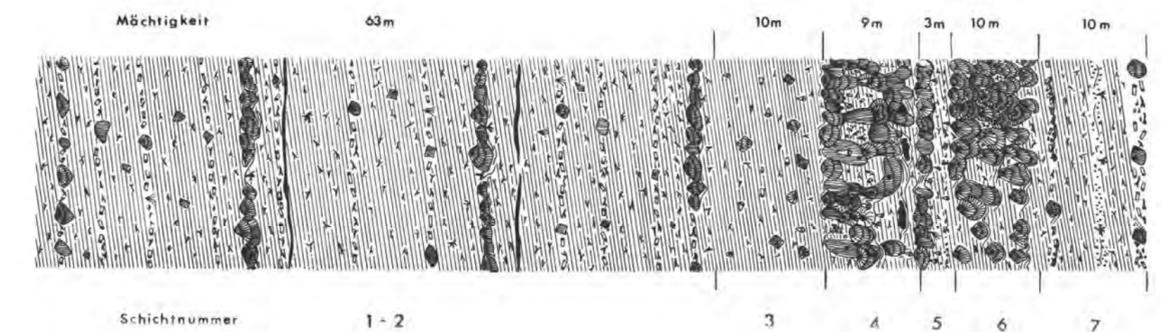
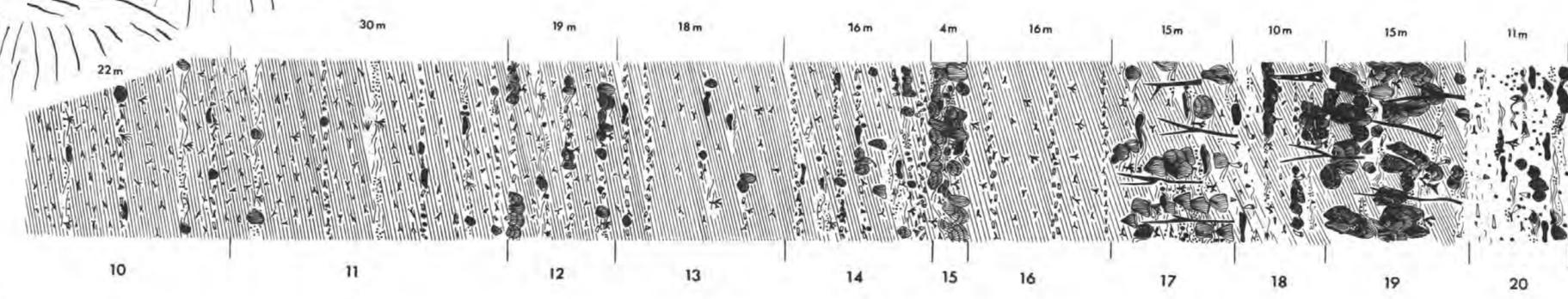
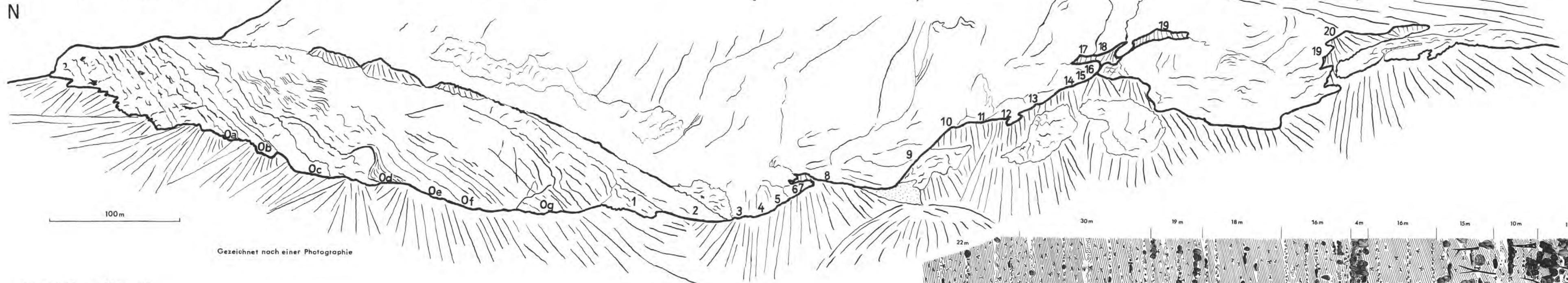
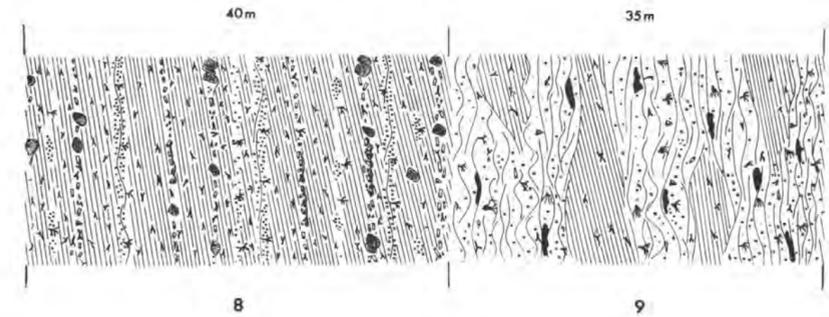
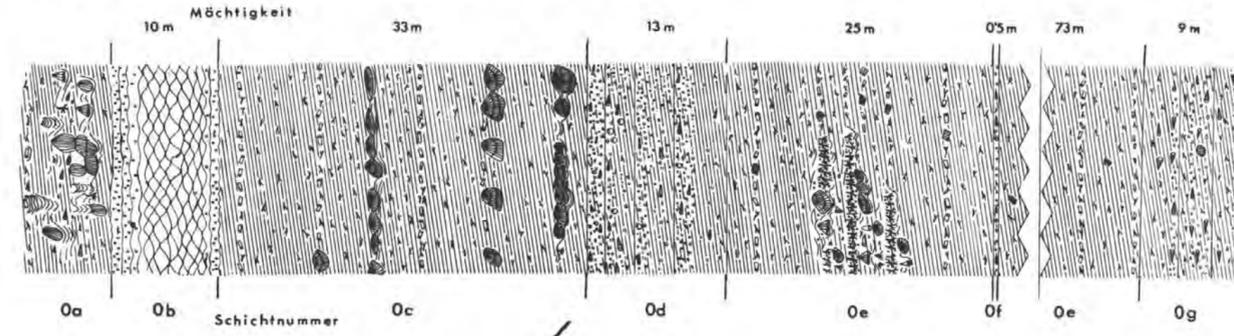
Tafel 6

(Alle Schliffe sind senkrecht zur Schichtung orientiert.)

- Fig. 1: Rechts unten Ast einer Koralle, darüber und links unten Algenkrusten, überlagert von Pellets und schließlich die Schillfüllung der Basis eines mit fibrösem Kalzit gefüllten Hohlraumes. Einheit 14; $6\times$.
- Fig. 2: Eine Stromatoporen-Knolle ist von stromatolithischen Algenkrusten überzogen. Einheit 20; $8\times$.
- Fig. 3: Algenkolonie vom Typ *Spongiostroma* ist überkrustet vom Basisteil einer ästigen Koralle, die ihrerseits von einer *Favosites*-Kolonie überwuchert wird. Eingebettet in Crinoiden-Intramikrit. Einheit 19; $4\times$.



Schichtfolge an der Westwand der Seewarte



- LEGENDE zum Säulenprofil**
- | | | |
|----------------------------|-----------------------|---------------------------|
| Krinoidenkalk | Einzel-Pterokoralia | Lamellibranchiaten |
| Krinoidenreste | Pterokoralia-Kolonien | Ostracoden |
| Kalkalgen | Calcisphären | Trilobiten |
| Stromatoporenknollen | Pseudosiphon | Spalten-Hohlraumfüllungen |
| Knollige tabulate Korallen | Brachiopoden | Kalkspatkrusten |
| Astige tabulate Korallen | Cephalopoden | Onkoid |
| Krinoidenstiele | Tentakuliten | Knollenkalk |
| Krinoidenkelche | Gastropoden | |

JB. Geol. B. A.	Bd. 112	S. 235—264	Wien, Oktober 1969
-----------------	---------	------------	--------------------

Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnig (Karnische Alpen, Österreich)

von Wolfdietrich SKALA *)

mit 3 Tafeln, 4 Abbildungen und 8 Tabellen

Inhalt

Zusammenfassung	235
Riassunto	236
I. Einleitung.....	236
II. Arbeitstechnische Erläuterungen.....	237
III. Die Schichtfolgen und deren Lagerungsverhältnisse	238
A. Die basale Schieferfolge	238
Zum Alter der basalen Schieferfolge	241
B. Die mittlere Schichtfolge	242
C. Die hangende Schichtfolge	247
IV. Fazielle und tektonische Folgerungen	256
V. Paläontologischer Teil	258
VI. Literaturverzeichnis	261

Zusammenfassung

Geologische Neuaufnahme und conodontenstratigraphische Untersuchungen im Gipfelgebiet des Poludnig (Karnische Alpen) ermöglichten die Gliederung der im allgemeinen südfallenden Gesteinsabfolge des Arbeitsraumes in drei Schichtfolgen:

Die basale Schieferfolge wird von verschiedenen Tonschiefern eingenommen, deren genaue Altersstellung unbekannt bleibt: Die Conodontenuntersuchungen ergeben, daß sie nicht jünger, als Siegen sein können.

*) Anschrift des Verfassers: Dr. Wolfdietrich SKALA, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität, 8010 Graz, Österreich.

Die mittlere Schichtfolge reicht in kalkiger Ausbildung, die zum Teil an die Rauchkofelfazies (Knollen- und Tonfaserkalk) erinnert, in vollständigen Profilen wahrscheinlich vom Siegen bis in den Grenzbereich to II / to III. Darüber folgen im Osten des Untersuchungsgebietes Tonschiefer mit Lyditen unsicherer Altersstellung. Die Obergrenze bildet eine tektonische Fläche, die hangende Schichtglieder der mittleren Folge schräg durchschneidet und verschiedenen lithologischen und stratigraphischen Umfang der Profile unter Mächtigkeitsabnahme von Osten nach Westen hervorruft.

Über dieser Fläche folgt die invers gelagerte hangende Schichtfolge, in deren verschiedenen entwickelten Kalken mit Hilfe von Conodonten der Zeitabschnitt Siegen bis to II nachgewiesen werden konnte.

Zur Deutung der Tektonik bietet sich die Annahme eines liegenden Synklinalbaues an.

Riassunto

Il rilevamento geologico di dettaglio e le ricerche stratigrafiche all'aiuto di conodonti nel terreno del Monte Poludnig (Alpi Carniche) rendono possibile la divisione del pietrame con pendenza verso sud in tre unità:

La serie basale è presa da diversi argilliti e siltiti, cui età rimane sconosciuta: Esaminando i conodonti risulta, che la loro età non può essere meno di quella del Devoniano inferiore (Siegenium).

La serie media si estende verticale nella formazione calcarea, ricorda le "Rauchkofelfazies" (calcarei mandorlati) in sezioni intatte probabilmente dal Devoniano inferiore (Siegenium) fino al limite to II / to III. Di sopra seguono al Est del terreno di ricerca argilliti e liditi di età non definita. Il limite superiore forma un piano tettonico, che taglia a sghembo i terreni a tetto della serie media provocando una diversa estensione stratigrafica e litologica delle sezioni e una diminuzione dello spessore dall'Est all'Ovest.

Sopra questo piano segue una serie inversa calcarea, nella quale fu provato all'aiuto dei conodonti l'intervallo Devoniano inferiore (Siegenium) fino a to II.

Si potrebbe interpretare la tettonica colla supposizione di una struttura sinclinalica giacente.

I. Einleitung

Über die stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse in der Gipfelregion des Poludnig (östliche Karnische Alpen) südlich Hermagor stehen sich in der Literatur zwei grundsätzlich verschiedene Meinungen gegenüber.

M. GORTANI 1921 und 1926 vertritt die Meinung, im Gipfelgebiet des Poludnig bilden altpaläozoische Gesteine den Kern einer Brachyantiklinale („Ellissoid“), die von Karbon in Tonschiefer-Entwicklung transgressiv überlagert werde. In diesem Sinne erfolgt auch seine Kartendarstellung (M. GORTANI & A. DESIO 1926), die R. SELLI 1963: Taf. 7, nur wenig abändert, übernimmt.

F. HERITSCH 1929 und 1936 dagegen kritisiert diese Ansicht: Er deutet die Lagerungsverhältnisse am Poludnig aus der Annahme zweier Decken. Während die tiefere Rauchkofeldecke eine Schichtfolge von Caradoc-Schiefern bis in das „Hochwipfelkarbon“ umfasse und (1929: 418) „ein ausgezeichnetes Silurprofil“ enthalte, gehören die Gesteine der höheren Einheit der Cellondecke (Schiefer des Caradoc — devonischer „Riffkalk“) an.

Da sich F. HERITSCH zur Klärung der stratigraphischen Verhältnisse vorwiegend auf lithologische Vergleiche stützen mußte, wurde mit einer Neukartierung mit Hilfe conodontenstratigraphischer Untersuchungen im

Gipfelgebiet des Poludnig begonnen. Die ersten Resultate (W. SKALA 1967) widersprachen den von F. HERITSCH 1929 und 1936 vertretenen stratigraphischen Ansichten.

Die in der Folge dargestellten Untersuchungen konzentrierten sich auf ein etwa 0.4 km^2 großes Gebiet in der Gipfelregion, vornehmlich nordöstlich des Poludnig-Gipfels (1999 m). Der Umfang des Arbeitsgebietes ist aus Taf. 2 ersichtlich.

Das Conodontenmaterial ist am Institut für Geologie und Paläontologie unter den Nummern 2566/1—319 hinterlegt.

Die Österreichische Akademie der Wissenschaften gewährte großzügigerweise eine finanzielle Unterstützung, die die Kosten der Aufbereitung der Conodonten teilweise deckte.

Die Drucklegung der Arbeit wurde durch das Kulturamt der Stadt Graz subventioniert.

Mein besonderer Dank gilt den Herren der Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz (Inhaber: Prof. Dr. H. W. FLÜGEL), die in vielen Fällen freundliche Hilfsbereitschaft unter Beweis stellten.

II. Arbeitstechnische Erläuterungen

Für conodontenstratigraphische Untersuchungen wurden insgesamt 570 Proben entnommen.

Die Probenentnahmestellen im Gelände sind mit Markierungsfarben gekennzeichnet: Im Profil längs der Fahrstraße (Profil 1, Probennummern 1 s—114 s) mit roter und in den übrigen Profilen mit weißer Farbe (Profil 2, Nr. 1—154, Profil 3, Nr. 170—200 usw.). Die im Profil am Ostkamm des Poludnig mit roter Farbe vermerkten Entnahmestellen erster Testproben scheinen in dieser Arbeit nicht auf.

Die Bezeichnung der Kalktypen (Kalkknollengesteine) erfolgte nach der Nomenklatur von J. GRÜNDEL & H. J. RÖSLER 1963 auf Grund ihres Tongehaltes. Die Bestimmung des Tongehaltes, der dem in verdünnter Salzsäure unlöslichen Rückstand in Gewichtsprozenten gleichgesetzt wurde, erfolgte an einer Reihe von zehn Testproben, die als Vergleichsproben zur Namensgebung aller übrigen Proben herangezogen wurden (Tab. 1). Sie repräsentieren zudem einen Querschnitt durch die lithologischen Typen der Karbonatgesteine aller stratigraphischen Einheiten des Untersuchungsgebietes, wie sie mit freiem Auge unterschieden werden können.

Vor ihrer Untersuchung wurden die Testproben nach ihrem mutmaßlichen, makroskopisch abschätzbaren Tongehalt geordnet. Die Bestimmung der Gewichtsanteile an säureunlöslichem Rückstand führte zu einer fast übereinstimmenden Reihung.

Proben- Nummer	Gew.-% Tongehalt	Bezeichnung des Gesteins
76	2.0	mitteldevonischer gebankter Kalk
35s	2.6	unterdevonischer gebankter Kalk
152	5.7	unterdevonischer rotgeflammter Tonflaserkalk
104	10.4	oberdevonischer Tonflaserkalk
115	13.4	unterdevonischer Tonflaserkalk
71s	15.0	unterdevonischer Tonflaser- bis Knollenkalk
26s	18.0	unterdevonischer Knollenkalk
107	20.0	unterdevonischer dünnplattiger Knollenkalk
49s	23.5	unterdevonischer fleischroter Knollenkalk
139	39.8	unterdevonischer Knollenkalkschiefer bis Mergel- schiefer

Tab. 1: Testprobenreihe für die Abschätzung des Tongehaltes der Kalke.

Abweichend von der Gliederung nach J. GRÜNDEL & H. J. RÖSLER 1963 werden Kalkknollengesteine mit einem Tongehalt von etwa 40—50% bereits als Knollenkalkschiefer bezeichnet, da sie sich textuell deutlich von den Knollenkalken unterscheiden.

Die Färbung der Gesteine wurde mit Hilfe der Rock Color Chart (E. N. GODDARD et al. 1951) am trockenen, frischen Bruch bestimmt.

III. Die Schichtfolgen und deren Lagerungsverhältnisse

Die Neukartierung mit Hilfe conodontenstratigraphischer Untersuchungen brachte das Ergebnis, daß in der Gipfelregion des Poludnig drei Schichtfolgen unterschieden werden können:

- A. Die basale Schieferfolge,
- B. Die mittlere Schichtfolge,
- C. Die hangende Schichtfolge.

Basale Schieferfolge und mittlere Schichtfolge stellen eine, wahrscheinlich sedimentär verknüpfte, normale Abfolge dar. Ihre Aufgliederung erfolgte auf Grund der verschiedenen lithologischen Ausbildungsform der Gesteine. Die hangende Schichtfolge dagegen ist invers gelagert und wird von der mittleren Schichtfolge durch eine tektonische Fläche getrennt. Diese entspricht etwa der von F. HERITSCH 1936: 149 angenommenen Überschiebungsbahn der Cellondecke über die Rauchkofeldecke.

A. Die basale Schieferfolge

Die tiefste Einheit stellt eine Folge verschiedenartig ausgebildeter Schiefer dar. Sie nimmt den nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Poludniger Alm, Schwelle des Poludnig-Kars) ein. Ein kontinuierliches Profil durch die Schieferfolge erschließt die Fahrstraße Eggeralm—Poludniger Alm in ihrem letzten Abschnitt. Vor der letzten Kehre beim Kreuz

(1730 m) erreichen die Schiefer entlang eines N—S verlaufenden Straßenstückes etwa 200 m Mächtigkeit. Sie zeigen bei annäherndem O—W-Streichen generelles S-Fallen (50—70°).

Die Ausbildungsform dieser Basisschichten wechselt. Den überwiegenden Teil bilden graue, braune und blaugrüne (5 GY 6/1—10 YR 6/2) blättrige bis dünnplattige Tonschiefer. Bedingt durch den Wechsel heller und dunkler Lagen im Millimeterbereich zeigen sie unter dem Mikroskop häufig eine feine Laminierung. Siltige Tonschiefer sind bisweilen kleinmaßstäblich kreuzgeschichtet (Dicke der kreuzgeschichteten Lagen 4—10 mm). Sedimentstrukturen vom Typus der convolute lamination (im Sinne von S. DZULYNSKI & E. K. WALTON 1965) konnten an Dünnschliffbildern (Abb. 1 und 2) beobachtet werden. Ausbildungsform und Größenverhältnisse dieser Partien (Dicke 10—30 mm) sprechen für die Entstehung dieser Sedimentstrukturen aus deformierten Rippelkörpern (E. TEN HAAF 1956).

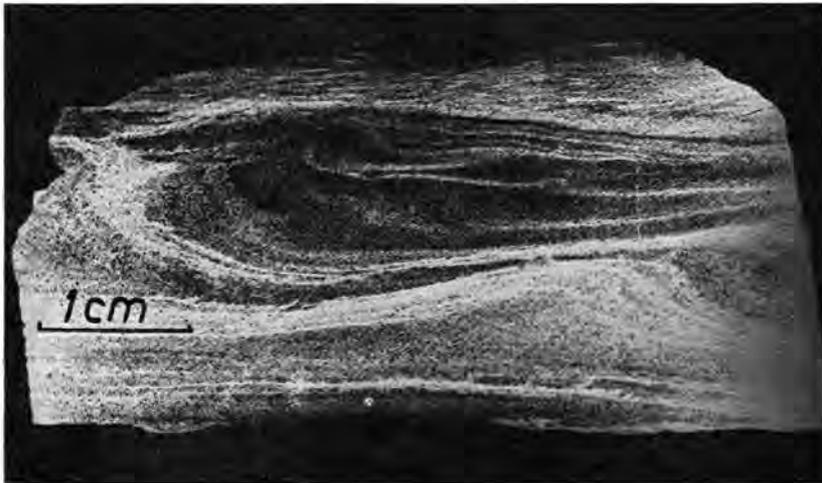


Abb. 1: Sedimentstrukturen in den siltigen Tonschiefern der Basisfolge: convolute lamination (Dünnschliff-Bild, Negativ)

Die Untersuchung der Sedimentstrukturen erfolgte zum Teil an Röntgen-Radiographien 2—4 mm dicker Gesteinsplättchen, die nach der Methode von W. K. HAMBLIN 1962 durch Herrn Dr. G. GYPSER (Zentralröntgeninstitut und Radiologische Universitätsklinik, Graz) in dankenswerter Weise hergestellt wurden. Mit ihrer Hilfe gelang es im allgemeinen, schwach angedeutete Sedimentstrukturen kontrastreicher zu gestalten. Mitunter war es auch möglich, in textuell einheitlich erscheinenden Schiefen Gefügekennmerkmale sichtbar zu machen.

An einigen Stellen sind in die Tonschiefer 1—4 m mächtige, gebankte (3—20 cm), grobe bis mittlere Siltsteine eingeschaltet. Sie enthalten bis über 90% Quarz, daneben Feldspat, Chlorit und Serizit. Die Sortierung ist uneinheitlich: Sortierungsgrade von sehr gut bis schlecht (H. FÜCHTBAUER 1959) konnten ermittelt werden. Die Rundung der Quarzkörner ist im allgemeinen



Abb. 2: Sedimentstrukturen in den siltigen Tonschiefern der Basisfolge; convolute lamination (Dünnschliff-Bild, Negativ).

subangular (G. MÜLLER 1964: 110). Da der Gehalt der Siltsteine an feinstkörniger, unter dem Polarisationsmikroskop nicht mehr eindeutig identifizierbarer Matrix (unter 15μ) zum Teil sehr hoch ist, müssen die in Tab. 2 angegebenen Werte als Näherungswerte angesehen werden.

Nr.	%Qu	%Fdsp	%Mu + Chl + altera	% Matrix	Phi Median	Phi Mean	Sort. (Quartil- abw.)
C	90.8	7.2	2.0	38	4.9	5.3	1.7
5/2	89.4	5.6	5.0	39	4.6	5.1	1.9
A	85.4	9.2	5.4	35	5.0	5.2	1.4
5/1	87.8	7.8	4.4	54	6.2	5.8	1.5
3/2	89.6	4.6	5.8	42	4.9	5.3	1.9
3/1	90.2	5.2	4.6	70	6.8	6.5	1.0 (?)

Tab. 2: Zusammenstellung der Ergebnisse aus Dünnschliffuntersuchungen an Siltsteinen. Die Korngrößenwerte wurden aus Summenkurven ermittelt.

Stoffliche Verschiedenheiten zwischen den Tonschiefern und den ihnen eingeschalteten Siltsteinen bestehen anscheinend nicht: Eine röntgenographische Untersuchung der Tonschiefer, die freundlicherweise durch Herrn Univ.-Dozent Dr. H. HÖLLER (Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz) durchgeführt wurde, ergab folgenden Mineralbestand:

„Neben Quarz, der mengenmäßig überwiegt, konnte Chlorit, Serizit und Feldspat festgestellt werden.“

Das Auftreten von Chlorit sowohl in den Siltsteinen, als auch in den Tonschiefern könnte in diesem Falle auf eine beginnende Metamorphose hindeuten. Für diese Annahme sprechen auch die in Dünnschliffen von Siltsteinen beobachteten, buchtig verzahrenden Rekrystallisationserscheinungen an Quarzen in kleinen Nestern.

Im höchsten Anteil der Schieferfolge sind auf einem etwa 40 *m* langen Profilschnitt mehrere, bis 50 *cm* mächtige, dunkle (N 2—N 3), schwarz abfärbende, siltig-kalkige Lagen eingeschaltet. Verfolgt man ihre Fortsetzung im Streichen nach W, so trifft man nach etwa 80 *m* auf einem auf halber Kammhöhe parallel zur Straße verlaufenden Weg auf die von F. HERITSCH 1929: 418 erwähnten, mit 40 *m* Mächtigkeit veranschlagten „Kieselschiefer und Lydite“. Sie stellen in erster Linie schwarz abfärbende, blättrige bis dünnplattige, zum Teil karbonatreiche Schiefer dar. Vereinzelt, dunkle Kalklagen (F. HERITSCH 1929) treten auf.

Die Gesteine der Schieferfolge sind nach W etwa bis zur Höhe der Poludniger Alm erschlossen (Aufschlüsse im letzten Stück der Fahrstraße). Weiter westlich sind sie größtenteils vom Schutt des Poludnig-Kares überrollt. Die Hangendgrenze der Schieferfolge läßt sich jedoch bis zum Kamm, der das Kar im W begrenzt, an Hand von Lesesteinen erfassen. Hier bilden, in einem Lawinenriß aufgeschlossen, die von F. HERITSCH 1936: 149 beschriebenen „Kieselschiefer und Lydite im Wechsel mit dunklen Kalklagen“ die höchsten Anteile der Schieferfolge.

Zum Teil scheinen texturale Übereinstimmungen dieser dünnplattigen, dunkel abfärbenden Schiefer mit den Tonschiefern der Fahrstraße zu bestehen: Dünnschliffbilder lassen mitunter kleinmaßstäbliche Kreuzschichtung, convolute laminations usw. erkennen.

Die röntgenographische Untersuchung der dunklen Schiefer durch Herrn Univ.-Dozent Dr. H. HÖLLER weist auf folgende stoffliche Zusammensetzung:

„Quarz, Kalzit, Dolomit. Die dunkle Färbung des Gesteins deutet nicht auf Pyrit, sondern eher auf reichlichen Gehalt an bituminöser, graphitischer Substanz hin.“

Kartierungsergebnisse und Untersuchungen des Mineralbestandes lassen somit vermuten, daß innerhalb der Schieferfolge zwei faziell verschiedene Ausbildungsformen vorliegen: Während die Tonschiefer an der Fahrstraße im O vorwiegend tonig-siltig entwickelt sind, verdanken die dunklen Schiefer im Westen des Untersuchungsgebietes kalkig-siltigem Ausgangsmaterial ihre Entstehung.

Zum Alter der basalen Schieferfolge:

Auf Grund ihrer lithologischen Ausbildung betrachtete F. HERITSCH 1929: 417 die Tonschiefer im O des Untersuchungsgebietes als „Karbon der Hochwipelfazies“. In diesen Gesteinen wurde (K. METZ 1932: 243) eine Brachiopoden- und Byrozoenfauna gefunden, die nach W. NEKHOROSHEV 1936: 20—21 dem Ordovicium angehört. Dieser Fund veranlaßte F. HERITSCH 1936: 146 zur Annahme, in das „Hochwipfelkarbon“ sei ein Keil von Schiefen des Caradoc eingeschaltet.

Aus den dunklen Schiefen des Lawinenrisses im W erwähnt F. HERITSCH 1936: 419 wohl den Fund von Graptolithen, in seinem Verzeichnis der Graptolithen-Fundpunkte der Karnischen Alpen 1943: 165—166 scheint der Aufschluß am Poludnig jedoch nicht mehr auf.

Neue Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung der Schieferfolge lieferten die in dieser Arbeit beschriebenen condontenstratigraphischen Untersuchungen: Obwohl die Suche nach Conodonten in deren kalkigen Einschaltungen negativ verlief, ermöglichte die Prüfung der unmittelbar über den Schiefen folgenden Kalke der mittleren Folge eine zeitliche Einengung der Schiefer: Die Conodontenfauna dieser Kalke, die mit den Schiefen eine anscheinend sedimentäre normale Abfolge bilden, zeigt Siegen an. Die Schieferfolge kann daher nicht jünger, als Siegen sein.

Hiemit ergibt sich die Möglichkeit, daß zumindest Teile der basalen Schieferfolge dem tiefen Unterdevon (Gedinne) angehören. Den Nachweis unterdevonischer Schiefer in den Karnischen Alpen konnte in jüngster Zeit H. JAEGER 1968 durch graptolithenstratigraphische Untersuchungen im Raume der Bischofalm erbringen.

Die von W. NEKHOROSHEV 1936 in das Ordovicium gestellte Brachiopoden—Bryozoen-Fauna erscheint für eine stratigraphische Einstufung der basalen Schieferfolge daher fraglich, zumal auch die in den Karnischen Alpen horizontbeständigen (s. H. R. v. GAERTNER 1931, O. H. WALLISER 1962, H. FLÜGEL 1963 und 1965, H.-P. SCHÖNLAUB 1968) „Ashgill“-Tonflaserkalke (Conodontenbereich I nach O. H. WALLISER 1962) fehlen.

Liebenswürdigerweise wurde durch Herrn Dr. W. RIEGEL (Paläontologisches Institut der Universität Bonn) mit sporenanalytischen Untersuchungen der Tonschiefer begonnen. Sie ergeben jedoch zur Zeit noch keine stratigraphisch verwertbaren Hinweise.

B. Die mittlere Schichtfolge

Die basale Schieferfolge wird konkordant und ohne Anzeichen eines tektonischen Kontaktes von den Gesteinen der mittleren Schichtfolge überlagert. Lithologischer und stratigraphischer Umfang dieser O—W streichenden, gegen S fallenden Gesteinsabfolge (vgl. Diagramm Abb. 3) wurden vor allem an zwei, fast parallel zueinander verlaufenden Profilen studiert (Taf. 2 und 3).

1. Profil 1 wird durch ein etwa N—S bis NNO—SSW verlaufendes Teilstück der Fahrstraße im O des Untersuchungsgebietes erschlossen. Es bildet die südliche Fortsetzung des beschriebenen Profiles durch die Schieferfolge, beginnt etwa 230 m südlich des Kreuzes (1730 m) und reicht bis etwa 50 m südlich des ehemaligen Eisenmangan-Bergwerkes.

2. Profil 2 a folgt der Kammlinie des nach N abfallenden Rückens, der das Poludnig-Kar im O begrenzt. Es beginnt auf etwa 1750 m Seehöhe und endet, nach SW ansteigend, etwa 50 m südlich der Kote 1844 m.

Die Grenze der mittleren gegen die hangende Schichtfolge wird von einer tektonischen Fläche gebildet, die bei annäherndem NW—SO-Streichen gegen S einfallend, hangende Schichtglieder der mittleren Schichtfolge schräg abschneidet. Sie bewirkt verschiedenen stratigraphischen und lithologischen Umfang der Profile und ist für die Abnahme deren Mächtigkeiten von

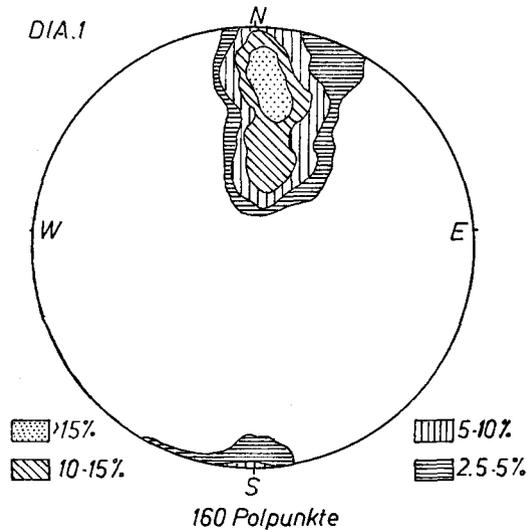


Abb. 3: Die Lagerungsverhältnisse der mittleren Schichtfolge. Polpunktendiagramm.

O nach W verantwortlich: Die Mächtigkeit der mittleren Schichtfolge nimmt von Profil 1 zu Profil 2 a von 340 m auf 130 m ab. Im W des Untersuchungsgebietes, am Westkamm des Poludnig, finden sich lediglich etwa 15 m mächtige, helle, splittrige, tektonisch durchbewegte Kalke, die in ihrer Position den tiefsten Teilen der Gesteine der mittleren Folge entsprechen. Aus Gründen der Übersichtlichkeit führen sie in der Kartendarstellung (Taf. 2) auch deren Signatur. Diese geringmächtigen Kalke enthalten (Probe 201) an Conodonten silurisch-unterdevonische Durchläuferformen.

Im Ostteil des Arbeitsgebietes, im Bereich der Profile 1 und 2 a, beginnt die mittlere Schichtfolge im Liegenden mit 17 m mächtigen Tonflaserkalken, in die mitunter Bänke von Knollenkalken eingeschaltet sind. Die Bankmächtigkeit dieser Gesteine beträgt 5—15 cm, ihre Färbung ist im allgemeinen grau (N 5—N 7, Tonhäute 10 YR 6/2). Unter dem Mikroskop stellen diese Gesteine von Tonhäuten durchzogene Pseudosparite bis Biopseudosparite dar (Biogene: Echinodermaten-Reste, unbestimmbare Schalenbruchstücke). Eine Besonderheit in diesem Profilabschnitt bilden mehrere, metermächtige Einlagerungen bunter Tonflaserkalke. Ihre netzartige Textur wird durch pseudosparitische 3—7 mm dicke Linsen hervorgerufen, die voneinander durch tonige Häute getrennt sind. Diese zeigen einen fleischroten (5 R 4/6) Kern, der von einer hellen, meist schmälere Zone eingesäumt wird. Die beiden, nur in der Färbung unterscheidbaren pseudosparitischen Ausbildungsformen gehen ohne scharfe Grenze ineinander über.

Die arten- und individuenarme Conodontenfauna dieses Profilstückes setzt sich in erster Linie aus silurisch-unterdevonischen Durchläuferformen zusammen [*Hindeodella equidentata* RHODES, *Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL), *N. excavatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *O. typica denckmanni* ZIEGLER, *Plectospathodus extensus* RHODES,

Spathognathodus inclinatus inclinatus (RHODES), *Sp. primus* (BRANSON & MEHL) und *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL)]. Ihr gemeinsames Auftreten mit unterdevonischen Arten, wie *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER und *Sp. steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER, sowie das Vorkommen von *Spathognathodus transitans* BISCHOFF & SANNE-MANN (Probe 150) stuft diesen Profilabschnitt zumindest teilweise in das Siegen ein. Diese Feststellung steht im Gegensatz zur Aussage W. SKALA 1967: 217, der silurisches Alter dieser Gesteine annahm.

Das nächste Schichtglied stellt ein 32—35 m mächtiger Komplex aus purpur-violetten bis gelblich-grünen (5 P 6/2, 10 R 6/2, 5 RY 6/1) Knollenkalkschiefern bis Mergelschiefern dar. Sie treten in Wechsellagerung mit mengenmäßig untergeordneten Tonflaserkalken (N 5—N 7) und dünnplattigen grauen Knollenkalken (Bankmächtigkeiten 2—5 cm). Das mikroskopische Bild zeigt Pseudosparite bis biogenführende Pseudosparite (Echinodermaten-Reste, Tentakuliten, Schalenbruchstücke). In tonärmeren Lagen kann der Gehalt an Echinodermatenresten sehr vereinzelt 25% erreichen. Mergelige Partien zeigen mitunter eine feine Rippelschichtung (Abstand der Rippelkämme zirka 1 mm). Anzeichen paradiagenetischer Zerbrechungen konnten beobachtet werden.

Den überwiegenden Teil der Conodontenfauna bilden silurisch-unterdevonische Durchläuferformen [*Hindeodella equidentata* RHODES, *Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER, *Plectospathodus extensus* RHODES, *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES), *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) und *Trichonodella inconstans* WALLISER]. An unterdevonischen Formen konnte neben *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER *Icriodus pesavis* BISCHOFF & SANNE-MANN (Probe 37 s) und *Spathognathodus bipennatus nevadensis* CLARK & ETHINGTON (Proben 132, 133) festgestellt werden, die den Profilabschnitt in das Siegen einordnen.

Über diesem Schichtglied liegt eine etwa 80 m mächtige Wechselfolge grauer Tonflaserkalke (N 5—N 6, Tonhäute 5 Y 7/2—5 Y 8/1), gut gebankter, tonarmer Kalke (Bankmächtigkeiten 5—15 cm) und dünnplattiger, meist grauer Knollenkalken. Mitunter treten Einschaltungen von Knollenkalkschiefern und Mergelschiefern auf. In Profil 1, an der Fahrstraße, sind den tonreichen Kalklagen mehrfach dezimeterdicke Tonschieferpartien zwischengeschaltet.

Das mikrofaziale Erscheinungsbild der Tonflaserkalke und Knollenkalken ist einheitlich: Sie stellen durchwegs Pseudosparite bis biogenführende (vor allem Tentakuliten) Pseudosparite dar. Die Tonführung folgt den besonders in den höheren Anteilen des Schichtgliedes reichlich vorhandenen Stylolithen. Mergelige Lagen zeigen bisweilen unter dem Mikroskop feine Rippelschichtung. Einschaltungen tonarmer, gebankter Kalke stellen meist Biopseudosparite dar und führen bis 30% Echinodermatenreste.

Neben Durchläuferformen, wie *Hindeodella priscilla* STAUFFER, *Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *O. typica denckmanni* ZIEGLER, *Plectospathodus extensus* RHODES, *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES) und *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) konnten in diesem Profilabschnitt folgende Arten festgestellt

werden: *Icriodus latericrescens bilatericrescens* ZIEGLER (92 s), *Icriodus latericrescens huddlei* KLAPPER & ZIEGLER (63 s), *Polygnathus linguiformis dehiscens* PHILIP & JACKSON (128, 62/5 s, 67 s, 71 s), *P. linguiformis foveolata* PHILIP & JACKSON (126, 125/1, 107, 66/1 s), *Spathognathodus frankenwaldensis* BISCHOFF & SANNEMANN (108/1) sowie in zahlreichen Proben *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER. Diese Fauna stuft den größten Teil des Profilabschnittes (bis Probe 92/1 s) in das untere Ems ein. Die Grenze zwischen Siegen und Ems muß innerhalb der untersten 12 m dieses Profilstückes liegen: Die genaue Alterszuweisung der Schichten in diesem Teilstück war mit Hilfe der Conodonten nicht möglich.

Mit diesem Schichtglied endet die Schichtfolge der mittleren Folge im Profil 2 a am Ostkamm des Poludnig an der tektonischen Grenze gegen die Hangendfolge etwa 50 m südlich Kote 1844 m.

An der Fahrstraße setzt sich das Profil durch die mittlere Schichtfolge gegen S noch in einer Mächtigkeit von über 200 m fort, bis es an der erwähnten, schräg tektonischen Bahn abschließt.

Gegen das Hangende folgen hier zunächst etwa 14 m mächtige Tonflaserkalke (Proben 94/1 s—99 s), die in ihrer Ausbildung von den vorhin beschriebenen Flaserkalken nicht zu unterscheiden sind. Da diese Gesteine, in ihren tieferen Teilen, lediglich *Icriodus nodosus* (HUDDLE), *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE und *P. webbi* STAUFFER führen, bleibt für ihre stratigraphische Einstufung der Zeitraum Ems bis to I offen.

Das nächste Schichtglied bildet ein etwa 5 m mächtiger Komplex massiger bis dickbankiger, dunkler, tonarmer Kalke. Diese stellen unter dem Mikroskop Biopseudosparite mit 20—30% Echinodermatenresten dar. 1967: 218 vermutete W. SKALA mitteldevonisches Alter dieser Gesteine. Einen neuen Anhaltspunkt lieferte Probe 100/1 s, in der neben *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE ein Exemplar von *P. dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER gefunden wurde. Während das Mitteldevon im Profil an der Fahrstraße mit Hilfe von Conodonten bisher nicht eindeutig nachgewiesen werden konnte, dürfte die Bank mit Probe 100/1 s bereits der Adorf-Stufe (tiefes to I) angehören.

Nach 15 m Tonschiefern mit vereinzelt, dünnen Mergelschiefer-Zwischenlagen, in denen bisher keine Conodonten gefunden werden konnten, folgt ein 18 m mächtiges Schichtglied, das vornehmlich aus fleischrot (5 R 4/6) geflammten Knollen- und Tonflaserkalken gebildet wird. Den Abschluß dieses Profilabschnittes bildet eine etwa 1 m mächtige Bank radiolarien-führender Lydite.

Mikrofaziell stellen die Knollen- und Flaserkalke mergelige Pseudosparite dar, in denen an Biogenen lediglich unbestimmbare Schalenbruchstücke festgestellt werden konnten. Texturell interessante Erscheinungen, wie Anzeichen paradiagenetischer Gefügebildung (Inhomogenitätsbreccien B. SANDER 1941), in Zentimeter-Abständen gradierte mergelige Partien usw. wurden in diesen Gesteinen beobachtet.

Unmittelbar über der Basis dieses Schichtgliedes konnte in Probe 101/6 s mittleres to I nachgewiesen werden: Die Conodontenfauna (*Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER, *Polygnathus decorosa* STAUFFER) stuft die Probe

in den Zeitabschnitt mittleres to I Beta (Gamma) bis unteres to I Delta (*Ancyrognathus triangularis*-Zone bis *gigas*-Zone nach W. ZIEGLER 1962 bzw. G. KLAPPER & W. M. FURNISH 1963) ein.

6 m weiter im Hangenden, in Probe 106/1 s, konnte erstmals die Nehden-Stufe (to II Alpha, obere *crepida*-Zone ZIEGLER 1962) nachgewiesen werden: Die Probe führt *Icriodus cornutus* SANNEMANN, *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. subperlobata* BRANSON & MEHL und *Polygnathus nodocostata*.

Wie die Untersuchung der Conodontenfauna zeigte, gehören die folgenden 12 m des Schichtgliedes bereits dem to II Beta an. Die hier entnommenen Proben enthalten *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN (107 s), *Icriodus alternatus* BRANSON & MEHL, *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER und *Polygnathus decorosa* STAUFFER. Eine Einstufung der Probe 107 s in die *rhomboidea*-Zone nach W. ZIEGLER 1962 (unteres to II Beta) und des übrigen Profilstückes in das Intervall *rhomboidea*- bis untere *quadrantinodosa*-Zone scheint hiemit gerechtfertigt.

Dieses Schichtglied wird von 14 m grau-braunen bis grünlich-grauen Tonschiefern überlagert, die geringmächtige Einlagerungen von Knollenkalken und Mergelschiefern führen. In diesen konnten Conodontenfaunen der oberen *quadrantinodosa*-Zone (oberes to II Beta bis to III Alpha) nachgewiesen werden: *Acodina curvata* STAUFFER, *Ozarkodina homoarcuata* n. nom. HELMS, *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL, *P. glabra elongata* HOLMES, *P. glabra pectinata* ZIEGLER, *P. gracilis gracilis* BRANSON & MEHL, *P. perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER, *P. quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER, *P. rugosa grossi* ZIEGLER, *Polygnathus foliata* BRYANT, *P. glabra bilobata* ZIEGLER, *P. glabra glabra* ULRICH & BASSLER und *P. nodocostata* BRANSON & MEHL.

Es folgen nun 12 m grau-braune Tonschiefer, die sich, soweit die bisherigen Untersuchungen zeigen, makroskopisch nicht von den Tonschiefern der basalen Schieferfolge unterscheiden. Sie werden von einem etwa 18 m mächtigen Schichtglied aus meist undeutlich gebankten, grau-blauen Lyditen konkordant überlagert. In ihrem Reichtum an Radiolarien (im Dünnschliff bis etwa 40%), die einen Durchmesser von etwa 0.15—0.2 mm aufweisen, sowie in der mitunter lagenweisen Anreicherung dunklen Pigments erinnern sie in ihrer Ausbildung an die von H.-P. SCHÖNLAUB 1968: 164 erwähnten Lydite, die (H.-P. SCHÖNLAUB 1969) der *Siphonodella-crenulata*-Zone des Unterkarbon (cu II) angehören. Möglicherweise könnten die im Profil an der Fahrstraße anstehenden Lydite in ihrer stratigraphischen Stellung den Radiolarien führenden Lyditen des Polinik (H. FLÜGEL, W. GRÄF & W. ZIEGLER 1959) entsprechen.

Den Abschluß der mittleren Folge bildet ein etwa 100 m mächtiger Tonschieferkomplex. Sowohl lithologische Verhältnisse, als auch altersmäßige Einstufung dieses Schichtgliedes konnten bisher nicht geklärt werden. Vereinzelt auftretende Mergelschiefer-Lagen erwiesen sich bisher als fossilleer.

Die Untersuchung der Conodontenfaunen ergab somit, daß die Gesteine der mittleren Folge einen anderen stratigraphischen Umfang besitzen, als es F. HERITSCH in seinen Deutungen 1929 und 1936 auf Grund lithologischer

Profil 3 erfaßt die Schichtfolge am Westkamm des Berges und steigt von der Verflachung südlich Kote 1840 *m* nach S bis SSW an.

Die Profile 4 und 5 sind Teilprofile, die den Umfang der oberdevonischen Anteile der Schichtfolge studieren.

Die Lagerungsverhältnisse der Hangendfolge sind aus Diagramm 2 (Abb. 4) ersichtlich: Bei gestreuten Polpunkten im NO-Sektor des Diagrammes ergibt sich eine mittlere Flächenlage von etwa 120/40 SW. Damit erscheinen die Schichtflächen der Hangendfolge bei etwas flacherem Einfallen gegenüber jenen der mittleren Folge in ihrem Streichen im Durchschnitt um etwa 30° gegen SW verdreht.

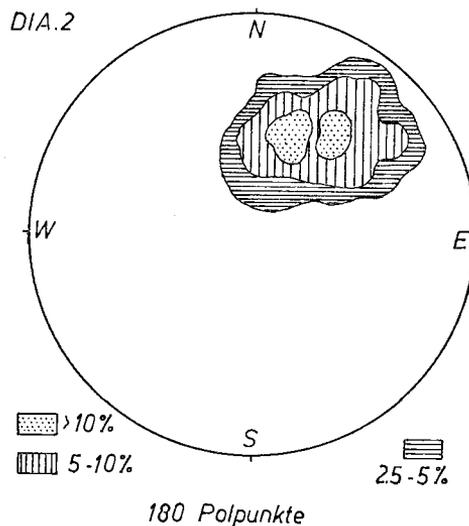


Abb. 4: Die Lagerungsverhältnisse der hangenden Schichtfolge. Polpunktendiagramm.

Die invers gelagerte Hangendfolge beginnt im Liegenden mit einem oberdevonischen, in seiner Mächtigkeit schwankenden, im Durchschnitt 18—20 *m* mächtigen Schichtpaket. Über der Liegendgrenze treten zunächst zum Teil rötlich (5 R 5/4) geflammte Knollen- und Flaserkalke (Grundfarbe N 5—N 6) auf, die das gesamte to II (Nehden-Stufe) und verschieden mächtige Teile des to I (Adorf-Stufe) umfassen. Die Bankmächtigkeit dieser Gesteine beträgt etwa 5—12 *cm*. Die Knollen- und Flaserkalke stellen mikrofaziell in der Mehrzahl einheitliche, biogenarme, bisweilen mergelige Pseudosparite dar. Sie zeigen, wie die oberdevonischen Gesteine der mittleren Folge, Anzeichen paradiagenetischer Zerbrechungen, sowie stoffliche Gradierung in tonreiche und tonarme Lagen: An einer scharfen Grenze beginnen einheitliche, oft grobe Pseudosparite, die Schalenbruchstücke enthalten. Sie gehen unter allmählicher Zunahme an toniger Substanz in eine fossilfreie, mergelige Partie über. Die Dicke solcher gradierter Lagen beträgt 3—5 *mm*.

Folgende Conodontenzonen nach W. ZIEGLER 1962 konnten in den Knollen- und Flaserkalken nachgewiesen werden:

1. Die *quadrantinodosa*-Zone in den Proben A 1—A 5, A 15, 210, 211 mit:

Icriodus cornutus SANNEMANN, *Ligonodina monodentata* BISCHOFF & ZIEGLER, *Neoprioniodus pronus* (HUDDLE), *Nothognathella sublaevis* SANNEMANN, *Ozarkodina homoarcuata* n. nom. HELMS, *Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER, *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL, *P. glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. glabra pectinata* ZIEGLER, *P. gracilis gracilis* BRANSON & MEHL, *P. minuta minuta* BRANSON & MEHL, *P. perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER, *P. perlobata sigmoidea* ZIEGLER, *P. quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER und *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER. Während in einzelnen Proben eine Einstufung in die untere *quadrantinodosa*-Zone möglich war, muß an anderen Stellen die Möglichkeit offen bleiben, daß die Conodontenfaunen auch der oberen *quadrantinodosa*-Zone, und damit eventuell dem untersten to III (Hemberg-Stufe) angehören.

2. Die *rhomboidea*-Zone konnte in den Proben A 6 und 104/1 durch folgende Conodontenfaunen bewiesen werden:

Falcodus guntharii ZIEGLER, *Neoprioniodus pronus* (HUDDLE), *Nothognathella sublaevis* SANNEMANN, *Ozarkodina homoarcuata* n. nom. HELMS, *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. glabra pectinata* ZIEGLER, *P. minuta minuta* BRANSON & MEHL, *P. perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER, *P. quadrantinodosa marginifera* (1 Exemplar), *P. rhomboidea* SANNEMANN, *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER und *P. nodocostata* BRANSON & MEHL.

3. Der Nachweis der *crepida*-Zone gelang in den Proben 92/5—97, 103—104, 198/1—199/1 durch Conodontenfaunen mit:

Nothognathella sublaevis SANNEMANN, *Ozarkodina elegans* (STAUFFER), *O. regularis* BRANSON & MEHL, *Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER, *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. glabra pectinata* ZIEGLER, *P. minuta minuta* BRANSON & MEHL, *P. perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER, *P. cf. regularis* COOPER, *P. subperlobata* BRANSON & MEHL, *P. tenuipunctata* SANNEMANN, *Polygnathus decorosa* STAUFFER, *P. glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. nodocostata* BRANSON & MEHL, *P. procera* SANNEMANN und *Prioniodina smithi* (STAUFFER).

Die to I-Anteile der Knollen- und Flaserkalken sind in den einzelnen Profilen verschieden mächtig: Während sie in Profil 3 am Westkamm des Poludnig in etwa 9 m Mächtigkeit erschlossen sind, ist ihr Vorkommen am Ostkamm auf etwa 1 m beschränkt. Im Teilprofil 5 ist das to I in Knollenkalk-Entwicklung nur 30 cm dick.

Die *triangularis*-Zone ZIEGLER 1962 konnte in keinem der Profile nachgewiesen werden.

Die aus den to I-Knollenkalken gewonnenen Conodonten lassen eine Einstufung in den Zeitabschnitt *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bis obere *gigas*-Zone zu: Die Faunen enthalten *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER, *Icriodus nodosus* (HUDDLE), *Palmatolepis gigas* MILLER & YOUNGQUIST, *P. subrecta* MILLER & YOUNGQUIST, *Polygnathus decorosa* STAUFFER, *P. foliata* BRYANT und *P. normalis* MILLER & YOUNGQUIST.

Über den Knollen- und Flaserkalken folgt ein Schichtpaket aus grauen (N 4—N 6) plattigen bis dickbankigen (3—20 cm), tonarmen (weniger als 5%) Kalken.

In den tiefsten 2—4 m dieses Schichtgliedes gelang es, Bänke des to I nachzuweisen. Die genaue zeitliche Einstufung der Grenze gegen die liegenden Knollenkalke war mit Hilfe der Conodonten nicht möglich. Während im Teilprofil 4 am Ostkamm des Poludnig die lithologische Grenze etwa im Grenzbereich *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bis *asymmetrica*-Zone verlaufen dürfte, scheint sie in anderen Profilen in den Zeitabschnitt *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bis *gigas*-Zone zu fallen, also stratigraphisch höher zu liegen. Die Möglichkeit, daß der lithologische Übergang von den gebankten tonarmen Kalken zu Knollenkalken an verschiedenen Stellen verschiedenen stratigraphischen Niveaus entspricht, muß somit offen bleiben.

In den tonarmen to I-Kalken konnte nachgewiesen werden: Die *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bzw. der Zeitabschnitt *Ancyrognathus-triangularis*-Zone bis *gigas*-Zone in den Proben A 11 bzw. A 8—A 10, 90/1, 192, 192/1: *Ancyrodella buckeyensis* STAUFFER, *A. gigas* YOUNGQUIST, *A. nodosa* ULRICH & BASSLER, *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST, *Falcodus guntharii* ZIEGLER, *Hindeodella priscilla* STAUFFER, *Icriodus alternatus* BRANSON & MEHL, *I. curvatus* BRANSON & MEHL, *I. nodosus* (HUDDLE), *I. symmetricus* BRANSON & MEHL, *Neoprioniodus pronus* (HUDDLE), *Ozarkodina elegans* (STAUFFER), *O. homoarcuata* n. nom. HELMS, *Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER, *Palmatolepis gigas* MILLER & YOUNGQUIST, *P. subrecta* MILLER & YOUNGQUIST, *Polygnathus decorosa* STAUFFER, *P. foliata* BRYANT, *P. linguiformis linguiformis* HINDE, *P. normalis* MILLER & YOUNGQUIST und *Prioniodina smithi* (STAUFFER).

Zudem war im Teilprofil 4 die *asymmetrica*-Zone (W. ZIEGLER, G. KLAPPER & M. LINDSTRÖM 1964) in den Proben 99/1—101 festzustellen: Die Conodontenfaunen enthielten *Icriodus alternatus* BRANSON & MEHL, *I. symmetricus* BRANSON & MEHL, *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST, *Polygnathus asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. decorosa* STAUFFER, *P. foliata* BRYANT, *P. linguiformis linguiformis* HINDE und *P. normalis* MILLER & YOUNGQUIST.

Unter dem Mikroskop stellen die oberdevonischen Anteile der tonarmen Kalke zum Teil homogene Biopelpseudosparite (bis 20% Echinodermatenreste) bis Pelpseudosparite dar. Andererseits zeigt ein großer Teil der Gesteine dieses stratigraphischen Niveaus Anzeichen starker paradiagenetischer Gefügeprägung: 1—5 mm dicke, von Styolithen eingesäumte pelpseudosparitische Bänke sind in sparitischen Zement eingebettet, der mitunter reich an Echinodermatenresten ist. Drucklösungsvorgänge (und Fällungen) scheinen während der Diagenese der Gesteine eine wesentliche Rolle gespielt zu haben. Ihre Wirksamkeit in dem von W. PLESSMANN 1965 angenommenen Umfang könnte auch in Zusammenhang mit den erwähnten, verschieden starken Mächtigkeitsreduktionen oberdevonischer Gesteine von Bedeutung sein. Auf die Existenz von Drucklösungsvorgängen bei der Entstehung von Kalkknollengesteinen weisen J. GRÜNDEL & H. J. RÖSLER 1963 hin.

Die folgenden etwa 50 m des aus tonarmen, meist dickbankigen Kalken aufgebauten Schichtpaketes erwiesen sich unter dem Mikroskop in der Hauptmasse als Biopelpseudosparite. An Biogenen treten in erster Linie

(bis 50%) Echinodermatenreste auf, bisweilen auch Tentakuliten. Dieser Profilschnitt ließ sich mit Hilfe von Conodonten fast zur Gänze in das Mitteldevon einstufen: Nur für die letzten 5 m des Abschnittes war eine Alterszuweisung nicht möglich, da stratigraphisch verwertbare Formen fehlten.

Etwa die tiefsten 2 m dieses Gesteinskomplexes ließen sich durch das Auftreten von *Polygnathus varca* STAUFFER in das Givet einordnen (Proben 89/1, 89/2). Die nächsten 25 Profilmeter (Proben 82—88/1, 188—191) sind durch das Auftreten folgender Formen charakterisiert: *Angulodus gravis* HUDDLE, *Hindeodella priscilla* STAUFFER, *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. linguiformis linguiformis* HINDE, *P. pseudofoliata* WITTEKINDT, *P. robusticostata* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. webbi* STAUFFER und *P. decorosa* STAUFFER. Eine Einstufung in den Zeitabschnitt oberes Eifel bis unteres Givet (*kockeliana*-Zone bis *eiflia*-Zone nach H. WITTEKINDT 1965) scheint hiemit gerechtfertigt.

Dieser, 27 m mächtige Profilschnitt ist zudem durch das Auftreten von Bryozoen, Korallen und Stromatoporen charakterisiert: Die von F. FRECH 1894: 17 erwähnte Korallenfauna dürfte aus diesen Schichten stammen. Wie die Conodontenuntersuchungen gezeigt haben, könnten diese Gesteine ein stratigraphisches Äquivalent der an verkieselten Korallen und Stromatoporen reichen mitteldevonischen Kalke des Findenig (H. JAEGER & P. PÖLSLER 1968) darstellen.

Der übrige Teil des Schichtgliedes — mit Ausnahme der letzten 5 m — gehört auf Grund seiner Conodontenfauna (Proben 72—81/1) dem Eifel (*kockeliana*-Zone nach H. WITTEKINDT 1965) an: Er führt *Icriodus nodosus* (HUDDLE), *Neoprioniodus pronus* (HUDDLE), *Ozarkodina elegans* (STAUFFER), *Polygnathus angusticostata* WITTEKINDT, *P. linguiformis linguiformis* HINDE, *P. robusticostata* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. webbi* STAUFFER und *Spathognathodus* cf. *bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER.

Das tiefere Eifel (*corniger*-Zone und *bidentatus*-Zone nach H. WITTEKINDT 1965) konnte mit Hilfe von Conodonten nicht nachgewiesen werden.

Im Hangenden folgt ein zirka 85 m mächtiges Schichtpaket, das in erster Linie aus grauen (N 4—N 6) Tonflaserkalken (Farbe der Tonhäute etwa 10 YR 7/4) aufgebaut wird. Er führt, besonders im Profil 3 am Westkamm des Poludnig in seinen höheren Teilen Einschaltungen tonarmer, gebankter, grauer Kalke. Die Bankmächtigkeiten betragen etwa 5—15 cm. Die Tonflaserkalke stellen im Dünnschliff Pseudosparite bis biogenführende Pseudosparite dar. An Biogenen konnten Echinodermatenreste und Tentakuliten erkannt werden. Entlang der Tonhäute treten mitunter Nester von Dolomitrhomboedern auf. Die Conodontenfauna der Probe 65, die etwa 5 m über der Basis dieses Schichtgliedes entnommen wurde, gehört bereits dem Unterdevon an: Das gemeinsame Auftreten von *Ozarkodina media* WALLISER und *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE läßt auf oberes Ems schließen.

Die Grenze Mitteldevon—Unterdevon muß somit innerhalb jener 10 Profilmeter zwischen den Proben 65 und 72 zu suchen sein, die keine stratigraphisch verwertbare Conodontenfaunen lieferten. Auffallender-

weise fällt der lithologische Umschlag zwischen liegenden tonarmen Kalken und hangenden Tonflaserkalken und damit auch der mikrofazielle Übergang von Biopelpseudospariten zu Pseudospariten in diesen Bereich.

Die Tonflaserkalke mit ihren Einschaltungen gehören zur Gänze dem Unterdevon an. Die tiefsten 20 m dieses Schichtgliedes sind auf Grund ihrer Conodontenfauna vermutlich in das obere Ems zu stellen: Sie führen *Hindeodella priscilla* STAUFFER, *Neoprioniodus excavatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *O. typica denckmanni* ZIEGLER, *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, und *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER.

Etwa die im Profil höchstens 30 m des Schichtpaketes enthaltenen Conodontenfaunen, die eine Einstufung in den Zeitabschnitt Siegen bis unteres Ems wahrscheinlich machen:

Icriodus latericrescens huddlei KLAPPER & ZIEGLER, *Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL), *N. excavatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *O. typica denckmanni* ZIEGLER, *Plectospathodus extensus* RHODES, *Polygnathus linguiformis dehiscens* PHILIP & JACKSON, *P. linguiformis foveolata* PHILIP & JACKSON, *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (RHODES), *Sp. steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER und *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL).

Den Abschluß der Hangendfolge bilden etwa 65 m mächtige, graue (N 4—N 6) tonarme, gebankte (5—20 cm) Kalke, die die unmittelbare Gipfelregion des Poludnig einnehmen. Diesem Schichtglied wurden die Proben 1—25 und 170—175 entnommen. Unter dem Mikroskop stellen diese Gesteine Biopseudosparite dar. Sie zeichnen sich durch einen hohen Gehalt (mitunter bis 50%) an Echinodermatenresten aus. Untergeordnet treten Tentakuliten auf.

Auffallend ist der Reichtum der Kalke an Styolithen, die von feinen, vermutlich aus Lösungsrückständen stammenden Tonhäuten begleitet werden. In diesen treten meist Nester und Lagen von Dolomitrhomboedern auf. Einzelne Anteile des Schichtpaketes erscheinen bereits stärker dolomitisiert: Der Dolomitanteil kann auf Grund der Dünnschliffbefunde bis 30% betragen (dolomitische Biopseudosparite).

Während die Conodontenführung für die unteren 25 m dieses Profilabschnittes lediglich eine Einstufung in den Zeitabschnitt Siegen bis unteres Ems zuläßt, dürften die hangenden Anteile des Schichtgliedes, dem die Proben 1—14, 170—172 entnommen wurden, dem Siegen angehören. Aus diesem Bereich stammen Conodontenfaunen mit *Icriodus woschmidti* ZIEGLER (dessen Vorkommen im Siegen auch R. SCHULZE 1968: 140 beobachtete; eine Stellungnahme zu den von P. CARLS & J. GANDL 1969 aufgestellten Unterarten ist auf Grund des schlechten Erhaltungszustandes nicht möglich), *Neoprioniodus bicurvatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *O. typica denckmanni* ZIEGLER, *Plectospathodus alternatus* WALLISER, *Pl. extensus* RHODES, *Polygnathus linguiformis dehiscens* PHILIP & JACKSON, *Spathognathodus bipennatus nevadensis* CLARK & ETHINGTON, *Sp. inclinatus inclinatus* (RHODES), *Sp. steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER, *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) und *Trichonodella inconstans* WALLISER.

Verbreitung der Conodonten-Arten in Profil 5	DEVON												
	OBER-												
	to I					to II							
	A 11	A 10	A 9	A 8	A 7	A 6	A 5	A 4	210	211	A 3	A 2	A 1
<i>Ancyrodella nodosa</i>	o	o	o										
<i>Ancyrognathus triangularis</i>	o												
<i>Falcodus guntharii</i>			o		o								
<i>Hindeodella prisquilla</i>			o										
<i>Ieriodus alternatus</i>	o	o											
<i>I. cornutus</i>										o			
<i>Ligonodina monodentata</i>										o			
<i>Neoprioniodus pronus</i>			o			o				o			
<i>Nothognathella sublaevis</i>						o	o						
<i>Ozarkodina elegans</i>			o										
<i>O. homoarcuata</i>								o	o			o	
<i>O. regularis</i>						o							
<i>Palmatodella delicatula</i>			o									o	
<i>Palmatolepis distorta</i>								o	o				o
<i>P. gigas</i>		o											
<i>P. glabra glabra</i>						o		o	o	o	o	o	o
<i>P. glabra pectinata</i>						o	o			o	o	o	o
<i>P. gracilis gracilis</i>						o	o			o	o	o	o
<i>P. minuta minuta</i>						o	o			o			
<i>P. perlobata perlobata</i>						o				o			o
<i>P. perlobata sigmoidea</i>						o				o			
<i>P. quadrantinodosa marginif.</i>						o	o			o		o	
<i>P. rhomboida</i>						o							
<i>P. subrecta</i>		o	o	o	o								
<i>Polygnathus decorosa</i>				o									
<i>P. glabra glabra</i>						o			o	o			o
<i>P. nodocostata</i>						o							
<i>Prioniodina smithi</i>				o					o				

Tabelle 8

IV. Fazielle und tektonische Folgerungen

Die in das Ems gestellten Profilanteile der hangenden und mittleren Schichtfolge zeigen dieselbe lithologische Ausbildung (Tonflaserkalke). Das Siegen dagegen liegt in verschiedenartiger lithofazieller Entwicklung vor: Die tonarmen, bankigen Echinodermatenkalke der Hangendfolge stehen den oft bunten Knollenkalken und Knollenkalkschiefern der mittleren Schichtfolge gegenüber.

Wie bereits eingangs erwähnt wurde, entspricht die mittlere Schichtfolge in ihrem Mächtigkeitsumfang etwa der von F. HERITSCH 1936 : 149 zur „Rauchkofeldecke“, die hangende Schichtfolge der zur „Cellondecke“ gestellten Folge.

Während die Gesteinsentwicklung der mittleren Schichtfolge zwar im Unterdevon an die „Rauchkofelfazies“ (H. R. v. GAERTNER 1931: 149) erinnert, fehlen im Mitteldevon der hangenden Schichtfolge die für die „Cellonfazies“ (H. R. v. GAERTNER 1931: 148) typischen mächtigen, massigen Riffkalke: Bio- und lithofazielle Entwicklung geben keinen Anlaß, im Mitteldevon des Poludnig von Riffsedimenten zu sprechen.

Zur Deutung der tektonischen Verhältnisse im Gipfelgebiet des Poludnig sind weitere Untersuchungen unter Ausdehnung des Arbeitsgebietes notwendig. Die invers gelagerte Hangendfolge würde für die Existenz eines liegenden Synklinalbaues mit gegen SW geneigter Faltenachse sprechen.

Versucht man jedoch, eine Verbindung zwischen mittlerer und hangender Schichtfolge in dieser Weise herzustellen, ergibt sich die Notwendigkeit der Annahme fazieller Übergänge (Siegen) und starker Mächtigungsänderungen (Mitteldevon) einander entsprechender stratigraphischer Horizonte auf relativ kurze Distanzen.

V. Paläontologischer Teil

P. PÖLSLER 1969 gibt eine systematische Beschreibung der stratigraphisch wichtigen Conodonten aus dem Raume des Findenig-Kofels (Monte Lodin) unter Berücksichtigung von Conodontenfaunen des Poludnig. Es werden daher hier nur jene stratigraphisch bedeutsamen Formen behandelt, die aus dem Raume des Findenig nicht bekannt sind und in der Arbeit P. PÖLSLER's 1969 nicht erwähnt werden.

Die Untersuchungsergebnisse G. KLAPPER's 1969 konnten nicht mehr berücksichtigt werden. Sie wurden veröffentlicht, nachdem das Manuskript zur vorliegenden Arbeit zur Drucklegung eingereicht worden war.

Palmatolepis ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis glabra elongata HOLMES 1928

Taf. 1, Fig. 15

* 1928 *Palmatolepis elongata* n. sp. — HOLMES, S. 33, Taf. 11, Fig. 13

1960 *Palmatolepis glabra elongata* HOLMES — ZIEGLER, S. 398, Taf. 1, Fig. 10, 14

1966 *Palmatolepis glabra elongata* HOLMES — GLENISTER & KLAPPER, S. 811—814, Taf. 95, Fig. 1 (cum syn.)

Stratigraphische Verbreitung: Untere *quadrantinodosa*- bis einschließlich obere *velivera*-Zone nach W. ZIEGLER 1962 (to II—to IV).

Material: 6 Exemplare.

Vorkommen: Probe 109/4 s.

Beschreibung und Beziehungen s. W. ZIEGLER 1960: 398.

Palmatolepis perlobata perlobata ULRICH & BASSLER 1926

Taf. 1, Fig. 1—4

* 1926 *Palmatolepis perlobata* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 49—50, Taf. 7, Fig. 22 (= Lectotypus MÜLLER 1956, S. 15)

1966 *Palmatolepis perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER — GLENISTER & KLAPPER, S. 818, Taf. 92, Fig. 8, 13, Taf. 93, Fig. 1—6 (cum syn.)

1968 *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — SCHULZE, S. 207—208, Taf. 19, Fig. 9

1968 *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — MANZONI, S. 663, Taf. 62, Fig. 15

Stratigraphische Verbreitung: Obere *triangularis*-Zone bis untere *costatus*-Zone (Grenze to I/II bis to V) nach W. ZIEGLER 1962.

Material: Zirka 25 Exemplare.

Vorkommen: Proben 104, 95/1, 93, 92/6, 92/5, A 1, 211, 210, A 6, 112/1 s, 109/4 s, 109/3 s, 108 s, A 15, A 16.

Bemerkungen: *Palmatolepis perlobata perlobata* und *Palmatolepis perlobata schindewolfi* werden hier gemeinsam behandelt, da das vorliegende Material zur Trennung in die beiden Unterarten nicht ausreicht. Die von W. ZIEGLER 1962: 70—71 angeführten Unterscheidungsmerkmale über-

schneiden sich am Beobachtungsmaterial, sodaß der Anschein erweckt wird, als ob diese der Variabilität der Unterart (vgl. auch B. F. GLENISTER & G. KLAPPER 1966: 818) zuzuschreiben seien.

Ausführliche Beschreibung und Beziehungen s. B. F. GLENISTER & G. KLAPPER 1966: 818, W. ZIEGLER 1962: 69—71.

Palmatolepis perlobata sigmoidea ZIEGLER 1962

Taf. 1, Fig. 5—6

* 1962 *Palmatolepis perlobata sigmoidea* n. subsp. — ZIEGLER, S. 71—72, Taf. 8, Fig. 7, 9—11

1963 *Palmatolepis (Palmatolepis) perlobata sigmoidea* ZIEGLER — HELMS, Abb. 2, Fig. 48

Stratigraphische Verbreitung: Untere *quadrantinodosa*-Zone bis obere *styriaca*-Zone (to II—to V) nach W. ZIEGLER 1962.

Material: 5 Exemplare.

Vorkommen: Proben A 3, 210.

Beschreibung und Beziehungen s. W. ZIEGLER 1962: 71—72.

Palmatolepis rugosa grossi ZIEGLER 1960

Taf. 1, Fig. 7

* 1960 *Palmatolepis rugosa grossi* n. subsp. — ZIEGLER in KRONBERG, PILGER, SCHERP & ZIEGLER, S. 37, Taf. 1, Fig. 1, 2, Abb. 12, 13

1962 *Palmatolepis rugosa grossi* ZIEGLER — ZIEGLER, S. 78, Taf. 8, Fig. 8

1963 *Palmatolepis (Palmatolepis) grossi* ZIEGLER — HELMS, Abb. 2, Fig. 49

Stratigraphische Verbreitung: Obere *quadrantinodosa*-Zone bis obere *velifera*-Zone (to III bis to IV) nach W. ZIEGLER 1962.

Material: 1 Exemplar.

Vorkommen: Probe 109/3 s.

Beschreibung und Beziehungen s. W. ZIEGLER in P. KRONBERG, A. PILGER, A. SCHERP & W. ZIEGLER 1960: 37.

Polygnathus HINDE 1879

Polygnathus angusticostata WITTEKINDT 1965

Taf. 1, Fig. 12

1957 *Polygnathus* cf. *subserrata* BRANSON & MEHL — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 97, Taf. 9, Fig. 10, 11

* 1965 *Polygnathus angusticostata* n. sp. — WITTEKINDT, S. 631, Taf. 1, Fig. 15—18

Stratigraphische Verbreitung: *bidentatus*-Zone bis *kockeliana*-Zone (Eifel) nach H. WITTEKINDT 1965.

Material: 10 Exemplare.

Vorkommen: Proben 81/1, 78/1, 77, 76, 75/1, 75, 74/1, 74, 168.

Beschreibung und Beziehungen s. H. WITTEKINDT 1965: 631.

Bemerkungen: Das feste Blatt läuft bei sämtlichen beobachteten Formen hinten etwas über die Plattform hinaus. Skulpturierung der Plattform: Kurze Rippen an den Rändern.

Polygnathus angustipennata BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 1, Fig. 9

* 1957 *Polygnathus angustipennata* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 85, Taf. 2, Fig. 16, Taf. 3, Fig. 1—31965 *Polygnathus angustipennata* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 631—632, Taf. 1, Fig. 14Stratigraphische Verbreitung: *bidentatus*-Zone bis *kockeliana*-Zone (Eifel) nach H. WITTEKINDT 1965.

Material: 2 Exemplare.

Vorkommen: Proben 155, 159.

Beschreibung und Beziehungen s. G. BISCHOFF & W. ZIEGLER 1957: 85 und H. WITTEKINDT 1965: 631—632.

Bemerkungen: Beide Exemplare zeigen eine stark reduzierte Plattform mit kräftigen Rippen an deren Außenrändern.

Polygnathus linguiformis dehiscens PHILIP & JACKSON 1967

Taf. 1, Fig. 16—17

* 1967 *Polygnathus linguiformis dehiscens* n. subsp. — PHILIP & JACKSON, S. 1265, Abb. 2 i—k, 3 a

Stratigraphische Verbreitung: Oberes Siegen bis Unteres Ems nach G. M. PHILIP & J. H. JACKSON 1967.

Material: Zirka 25 Exemplare.

Vorkommen: Proben 32, 30, 28, 25, 24, 23, 17, 10/2, 10, 180, 171, 71 s, 67 s, 62/5 s, 128.

Beschreibung und Beziehungen s. G. M. PHILIP & J. H. JACKSON 1967: 1265.

Bemerkungen: Die beobachteten Exemplare erscheinen in der Aufsicht nur schwach nach innen gekrümmt. Außen- und Innenhälfte der Plattform sind etwa gleich breit: Die oft charakteristische Ausweitung und Einmündung der Plattform-Außenhälfte der Nominat-Unterart fehlt. Am Hinterende wird die Plattformoberfläche von 1—2 Querrippen gebildet. Auffallend ist zudem die Aboralseite, die zur Gänze von einer weiten Basalgrube eingenommen wird, deren seitliche Ausdehnung etwa der Breite der Oralfläche entspricht.

Polygnathus linguiformis foveolata PHILIP & JACKSON 1967

Taf. 1, Fig. 13—14

1966 *Polygnathus linguiformis* HINDE — PHILIP, S. 448—449, Taf. 2, Fig. 29—401966 *Polygnathus linguiformis* HINDE — CLARK & ETHINGTON, S. 683, Taf. 84, Fig. 7* 1967 *Polygnathus linguiformis foveolata* n. subsp. — PHILIP & JACKSON, S. 1265, Abb. 2 d—h, 3 b1969 *Polygnathus linguiformis foveolata* PHILIP & JACKSON — CARLS & GANDL, S. 196, Taf. 18, Fig. 14—19, 22

Stratigraphische Verbreitung: Unteres Ems nach G. M. PHILIP & J. H. JACKSON 1967.

Material: zirka 15 Exemplare.

Vorkommen: Proben 37, 32, 30, 66/1 s, 125/1, 126, 107.

Beschreibung s. G. M. PHILIP & J. H. JACKSON 1967: 1265.

Bemerkungen: Diese Unterart steht zwischen der Nominat-Unterart und *P. linguiformis dehiscens*: Die Plattform-Außenhälfte zeigt mäßige Einmündung, die Basalgrube an der Aboralseite ist ausgeweitet, nimmt in ihrer seitlichen Ausdehnung jedoch weniger als die Hälfte der Plattformbreite ein.

Polygnathus nodocostata BRANSON & MEHL 1934

Taf. 1, Fig. 11

- * 1934 *Polygnathus nodocostata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 246—247, Taf. 20, Fig. 9—13, Taf. 21, Fig. 15 (Taf. 20, Fig. 12 = Lectotypus HELMS 1961, S. 687)
 1968 *Polygnathus nodocostata* BRANSON & MEHL — MOUND, S. 507—508, Taf. 69, Fig. 26—27 (cum syn.)

Stratigraphische Verbreitung: *rhomboidea*-Zone bis obere *styriaca*-Zone (to II bis to V) nach W. ZIEGLER 1962.

Material: 11 Exemplare.

Vorkommen: Proben 104/1, 95, A 6, 109/4 s, 109/3 s.

Beschreibung und Beziehungen s. J. HELMS 1961: 687 und M. C. MOUND 1968: 507.

Polygnathus pseudofoliata WITTEKINDT 1965

Taf. 1, Fig. 10

- * 1965 *Polygnathus pseudofoliata* n. sp. — WITTEKINDT, S. 637—638, Taf. 2, Fig. 19—23

Stratigraphische Verbreitung: *kockeliana*-Zone (Eifel) bis *varca*-Zone (Givet) nach H. WITTEKINDT 1965.

Material: 1 Exemplar.

Vorkommen: Probe 83.

Beschreibung und Beziehungen s. H. WITTEKINDT 1965: 637—638.

Spathognathodus BRANSON & MEHL 1941

Spathognathodus bipennatus nevadensis CLARK & ETHINGTON 1966

- * 1966 *Spathognathodus bipennatus nevadensis* n. subsp. — CLARK & ETHINGTON, S. 687, Taf. 84, Fig. 1, 6, 8, 10, 11

Stratigraphische Verbreitung: Oberes Siegen bis Ems nach D. L. CLARK & R. L. ETHINGTON 1966.

Material: 12 Exemplare.

Vorkommen: Proben 4/1, 4, 3/1, 2/3, 2/2, 172, 132, 133.

Beschreibung und Beziehungen s. D. L. CLARK & R. L. ETHINGTON 1966: 687.

Bemerkungen: Die beiden Knotenreihen auf der Oralfläche vereinigen sich sowohl am Hinter- als auch am Vorderende in einer einzigen Knotenreihe. An der Aboralseite befinden sich meist verschieden starke Ausweitungen der Basalgrube.

VI. Literaturverzeichnis

- BISCHOFF, G. & W. ZIEGLER: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. Landesamt. Bodenforsch., 22, 136 S., 21 Taf., 16 Abb., 5 Tav., Wiesbaden 1957.

- BRANSON, E. B. & M. G. MEHL: Conodont studies No. 3. — University Missouri Studies 8/3, p. 169—260, Columbia 1934.
- CARLS, P. & J. GANDL: Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — Neues Jb. Geol. Pal. (Abh.), 132, S. 155—218, Taf. 15—20, 3 Abb., 1 Tab. im Text und auf 2 Beil., Stuttgart 1969.
- CLARK, D. L. & R. L. ETHINGTON: Conodonts and Biostratigraphy of the Lower and Middle Devonian of Nevada and Utah. — J. Paleont., 40, p. 659—689, Taf. 82—84, 10 Abb., Tulsa 1966.
- DZULYŃSKI, S. & E. K. WALTON: Sedimentary Features of Flysch and Greywackes. — Developments in Sedimentology, 7, 274 S., 167 Abb., 5 Tab., Elsevier, Amsterdam 1965.
- FLÜGEL, H.: Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, S. 401—443, 6 Tab., 5 Abb., Wien 1963.
- : Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). — Anzeiger d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., S. 289—297, Wien 1965.
- FLÜGEL, H., W. GRÄF & W. ZIEGLER: Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). — Neues Jb. Geol. Pal. (Mh.), S. 153—167, 3 Abb., Stuttgart 1959.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. — 514 S., 3 Kart., 8 Profiltaf., 16 Taf., 96 Abb., Halle 1894.
- FÜCHTBAUER, H.: Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, S. 605—613, 7 Abb., 2 Tab., Hannover 1959.
- GAERTNER, v., H. R.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 102, S. 113—199, 5 Taf., 16 Abb., Wien 1931.
- GLENISTER, B. F. & G. KLAPPER: Upper Devonian Conodonts from the Canning Basin, Western Australia. — J. Paleont., 40, p. 777—842, Taf. 85—96, 3 Abb., 9 Tab., Tulsa 1966.
- GODDARD, E. N. et al.: Rock Color Chart. — 11 S., Geol. Society of America, Washington 1951.
- GORTANI, M.: Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali. — Atti Soc. Toscana Sci. Nat., memorie, 34, 57 S., Pisa 1921.
- : Le Linee orotettoniche delle Alpi Carniche. II. — Atti IX Congresso geografico italiano, 4 S., 1 Taf., Genova 1926.
- GORTANI, M. & A. DESIO: Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Pontebba. — Venezia 1926.
- GRÜNDEL, J. & H. J. RÖSLER: Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. — Geologie, 12, S. 1009—1035, 23 Abb., 5 Tab., Berlin 1963.
- HAMBLIN, W. K.: X-Ray Radiography in the Study of Structures in Homogeneous Sediments. — J. sediment. Petrol., 32, p. 201—210, 6 Abb., Tulsa 1962.
- HELMS, J.: Die „*nodocostata*-Gruppe“ der Gattung *Polygnathus*. — Oberdevonische Conodonten. — Geologie, 10, S. 674—711, 4 Taf., 17 Abb., Berlin 1961.
- : Zur „Phylogese“ und Taxionomie von *Palmatolepis* (Conodontida, Oberdevon). — Geologie, 12, S. 449—477, 4 Taf., 3 Abb., Berlin 1963.
- HERITSCH, F.: Die tektonische Stellung von Hochwipfelsfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. — S. B. österr. Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., Abt. I, 138, S. 413—423, 4 Abb., Wien 1929.
- : Die Karnischen Alpen. — 205 S., 4 Taf., Graz 1936.
- : Das Paläozoikum. — In F. HERITSCH & O. KÜHN: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. — Band I, 681 S., 14 Abb., Bornträger, Berlin 1943.
- HOLMES, G. B.: A bibliography of conodonts with descriptions of Early Mississippian species. — U. S. Nat. Museum Proc., 72, art. 5, p. 1—38, Taf. 1—11, Washington 1928.
- JAEGGER, H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. — Anzeiger österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 155—159, Wien 1968.

- JAEGER, H. & PÖLSLER, P.: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). — Anzeiger österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 149—155, Wien 1968.
- KLAPPER, G.: Lower Devonian Conodont Seduence, Royal Creek, Yukon Territory, and Devon Island, Canada. — (with an section on Devon Island Stratigraphy by A. R. ORMISTON). — J. Paleont., 43, 1—27, 6 Taf., 1 Tab., 4 Abb., Tulsa 1969.
- KLAPPER, G. & FURNISH, W. M.: Conodont zonation of the Early Upper Devonian in Eastern Iowa. — Iowa Acad. Sci., Proc., 1962, v. 69, p. 400—410, 2 Abb., 1963 (non vid.).
- KRONBERG, P., A. PILGER, A. SCHERP & W. ZIEGLER: Spuren altvariscischer Bewegungen im nordöstlichen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3/1, S. 1—46, 7 Taf., 13 Abb., 3 Tab., Krefeld 1960.
- MANZONI, M.: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua (Tarvisio). — G. Geol., 34 (1966), S. 641—684, Taf. 60—63, 2 Tab., Bologna 1968.
- METZ, K.: Über eine Fauna aus den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. — Anzeiger Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 69, S. 243, Wien 1932.
- MOUND, M. C.: Upper Devonian Conodonts from Southern Alberta. — J. Paleont., 42, p. 444—524, Taf. 65—71, 14 Abb., Tulsa 1968.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. — Sedimentpetrologie, 1, 303 S., 91 Abb., 30 Tab., 3 Beil., Schweizerbart, Stuttgart 1964.
- MÜLLER, K. J.: Die Gattung Palmatolepis. Zur Kenntnis der Conodonten-Faunen des europäischen Devons. — 1. Abh., senckenb. naturf. Ges., 494, 70 S., 11 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Frankfurt 1956.
- NEKHOROSHEV, W.: Neue Funde von silurischen Bryozoen. — Trans. cent. geol. prosp. Inst., 61, 40 S., 2 Taf., 11 Abb., Leningrad 1936.
- PHILIP, G. M.: Lower Devonian Conodonts from the Buchan Group, eastern Victoria. — Micropaleontology, 12, p. 441—460, 4 Taf., 9 Abb., New York 1966.
- PHILIP, G. M. & J. H. JACKSON: Lower Devonian Subspecies of the Conodont *Polygnathus linguiformis* HINDE from Southeastern Australia. — J. Paleont., 41, p. 1262—1266, 3 Abb., Tulsa 1967.
- PLESSMANN, W.: Gesteinslösung, ein Hauptfaktor beim Schieferungsprozeß. — Geol. Mitt., 4, S. 69—82, 9 Abb., Aachen 1965.
- PÖLSLER, P.: Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenig-Kofel, Hoher Trieb, Poludnig, Plöcken-Tunnel; Österreich). — (Im Druck).
- SANDER, B.: Zum Gesteinscharakter der Hornsteinbreccien des Sonnwendjochgebirges. — Ber. Reichsst. Bodenforsch., Wien S. 81—89, Wien 1941.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raume Bischofalm — Hoher Trieb (Karnische Alpen). — Anzeiger österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 159—164, Wien 1968.
- : Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon vom Hohen Trieb (Karnische Alpen). — (Im Druck).
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — Neues Jb. Geol. Pal. (Abh.), 130, S. 133—245, Taf. 16—20, 1 Karte, 18 Abb., Stuttgart 1968.
- SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — G. Geol., Ser. 2, 3 0, S. 1—121, 7 Taf., Bologna 1963.
- SKALA, W.: 1. Bericht über die geologische Neukartierung des Poludnig (östliche Karnische Alpen). — Anzeiger österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., S. 217—219, Wien 1967.
- TEN HAAF, E.: Significance of convolute lamination. — Geol. en Mijnb., 18, S. 188—194, Den Haag 1956 (non vid.).
- ULRICH, E. O. & R. S. BASSLER: A classification of the toothlike fossils, conodonts, with descriptions of American Devonian and Mississippian species. — U. S. Nat. Mus. Proc., 68, art. 12, p. 1—63, Taf. 1—11, Washington 1926.
- WALLISER, O. H.: Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — Symposium Silur/Devon-Grenze, 1960, S. 281—287, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.

- WITTEKINDT, H.: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 9, S. 621—646, 3 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1965.
- ZIEGLER, W.: Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray (südwestlich Rheinberg/Niederrhein). — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 6, S. 391 bis 406, 4 Taf., 1 Abb., Krefeld (1962), Vorausdruck 1960.
- : Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. Landesamt. Bodenforsch., 38, 166 S., 14 Taf., 18 Abb., 11 Tab., Wiesbaden 1962.
- ZIEGLER, W., G. KLAPPER & M. LINDSTRÖM: The Validity of the name *Polygnathus* (Conodonta, Devonian and Lower Carboniferous). — J. Paleont., 38, S. 421—423, Tulsa 1964.

Erläuterung zu den Tabellen 3—8

- o gesichertes Vorkommen einer Conodontenart.
- * nicht gesichertes Vorkommen der Conodontenart (i. a. Auftreten in bruchstückhafter Erhaltung).

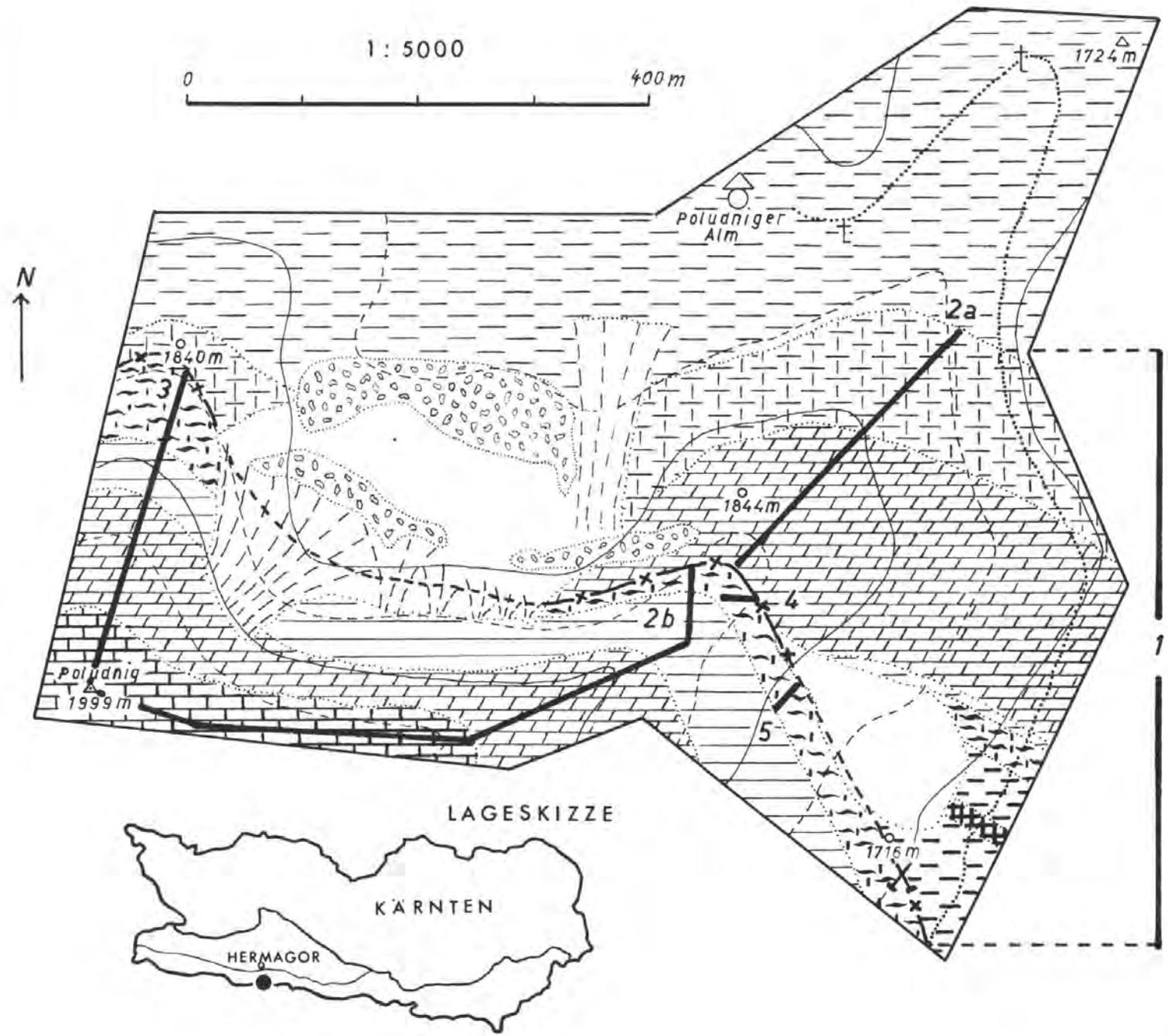
Tafel 1

- Fig. 1—4: *Palmatolepis perlobata perlobata* ULRICH & BASSLER 1926; von oben, zum Teil leicht beschädigt; Proben 109/3s, A 6 (UGP 2566/1).
- Fig. 5—6: *Palmatolepis perlobata sigmoidea* ZIEGLER 1962; von oben; 6: Exemplar beschädigt; Proben 310, A 3 (UGP 2566/2).
- Fig. 7: *Palmatolepis rugosa grossi* ZIEGLER 1960; von oben, Exemplar mit abgebrochenem Vorderende; Probe 109/3 s (UGP 2566/3).
- Fig. 8: *Spathognathodus bipennatus nevadensis* CLARK & ETHINGTON 1966; von oben; Probe 172 (UGP 2566/4).
- Fig. 9: *Polygnathus angustipennata* BISCHOFF & ZIEGLER 1957; schräg von oben; Probe 155 (UGP 2566/5).
- Fig. 10: *Polygnathus pseudofoliata* WITTEKINDT 1965; von oben; Probe 83 (UGP 2566/6).
- Fig. 11: *Polygnathus nodocostata* BRANSON & MEHL 1934; von oben, leicht beschädigt; Probe 109/3 s (UGP 2566/7).
- Fig. 12: *Polygnathus angusticostata* WITTEKINDT 1965; schräg von oben; Probe 74/1 (UGP 2566/8).
- Fig. 13—14: *Polygnathus linguiformis foveolata* PHILIP & JACKSON 1967; 13: Oberseite, 14: Unterseite; Probe 66/1 s (UGP 2566/9).
- Fig. 15: *Palmatolepis glabra elongata* HOLMES 1928; von oben; Probe 109/4 s (UGP 2566/10).
- Fig. 16—17: *Polygnathus linguiformis dehiscens* PHILIP & JACKSON 1967; 16: Oberseite, 17: Unterseite; Probe 180 (UGP 2566/11).



GEOLOGISCHE KARTE DES POLUDNIG (KARNISCHE ALPEN)

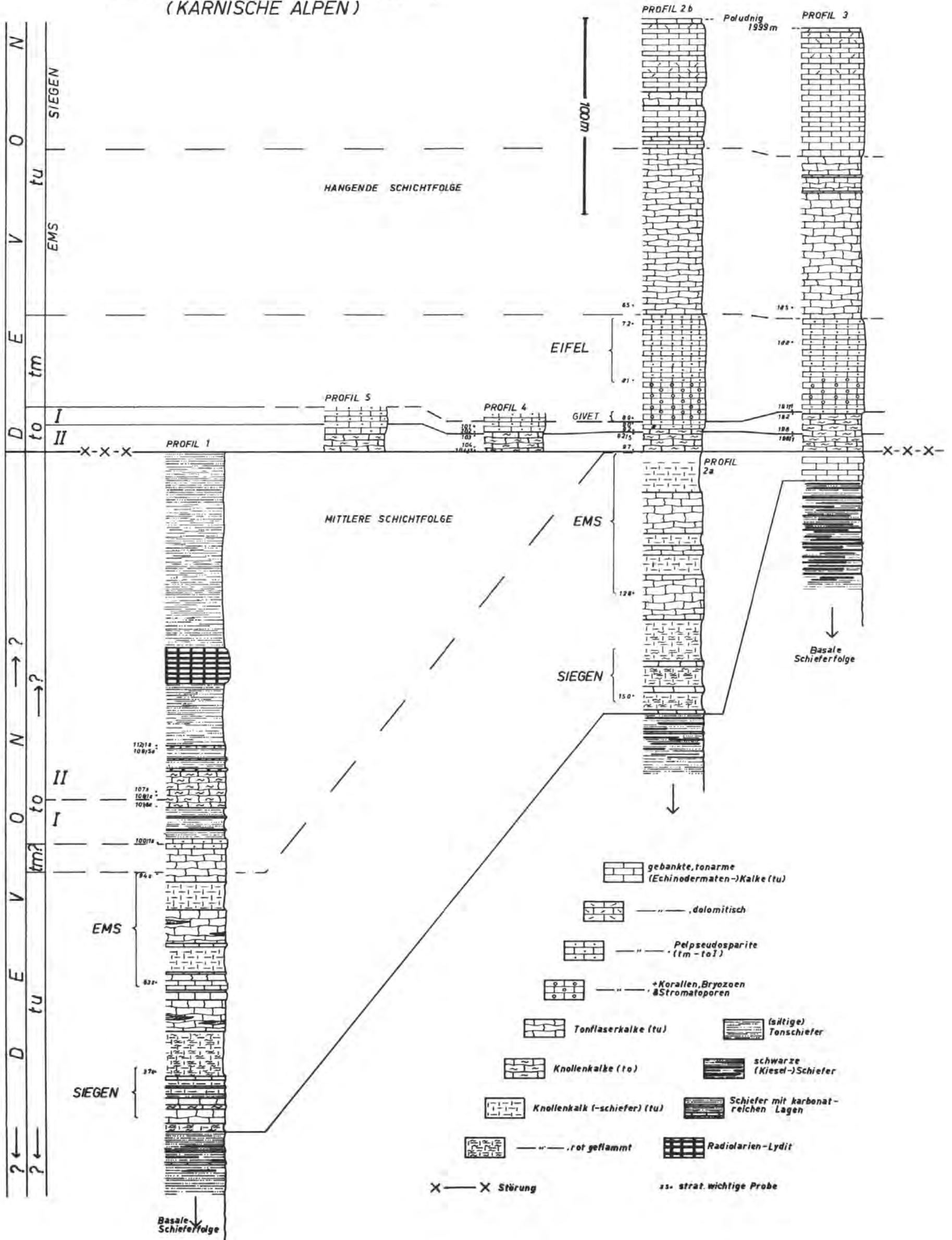
von W. SKALA 1969



LEGENDE

- | | | | |
|------------------------------|--|--------------------------------|---------------------------------|
| | Hangschutt | | Knollenkalk(-schiefer)(Siegen?) |
| | Moräne | | Flaserkalk (Ems?) |
| HANGENDE SCHICHTFOLGE | | MITTLERE SCHICHTFOLGE | |
| | tonarmer (Echinodermaten-) Kalk (Siegen) | | tonarmer Pelpseudosparit (tm??) |
| | Flaserkalk (Ems) | | — // — und Knollenkalk (to) |
| | z.T.an Korallen etc. reicher tonarmer Pelpseudosparit (tm) | | siltiger Tonschiefer |
| | — // — und Knollenkalk (to) | | Lydit |
| | tektonische Grenze | SCHIEFER DER BASISFOLGE | |
| | Profillinie | | |
| | | | Fahrstrasse |

DIE SCHICHTFOLGEN AM POLUDNIG
(KARNISCHE ALPEN)



JB. Geol. B. A.	Bd. 112	S. 265—320	Wien, Oktober 1969
-----------------	---------	------------	--------------------

Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen)

Von Hans Peter SCHÖNLAUB *)

mit 4 Taf., 4 Abb. und 9 Tabellen

gewidmet

Herrn ÖR Josef WARMUTH vulgo Bischof
in Würmlach/Gailtal

Seit den Arbeiten von FRANZ HERITSCH in den Karnischen Alpen dient der Gasthof Bischof in Würmlach als Quartier und Ausgangspunkt für geologische Untersuchungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz. Das Institut möchte für das großzügige Entgegenkommen und die verständnisvolle Unterstützung in allen Belangen, sei es im Tal oder auf den Almen, mit dieser Widmung einen Teil seines Dankes abstaten.

*) Adresse des Autors: Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz.

Gliederung

Zusammenfassung	266
Riassunto	267
Summary	267
I. Allgemeiner Teil	268
Vorwort	268
Historischer Rückblick	269
Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes	269
II. Stratigraphie und Lithologie	269
Allgemeine geologische Übersicht und fazielle Gliederung	269
A. Die Vertretung der Kalkfazies	269
Ordovizium und tieferes Silur:	272
Lithologische Gliederung	272
Lithofazielle Analyse	273
Stratigraphische Fragen und Fazieszugehörigkeit	281
Diskussion	283
Silur:	285
Die Schichtfolge	285
Devon:	287
Die Schichtfolge	287
Bemerkungen zur Devonentwicklung	292
Karbon:	293
Kalkiges Karbon	293
Hochwipfelkarbon	293
B. Silur und Devon in Kieselschieferfazies	295
III. Tektonischer Aufbau	296
Der „Nördliche Kalkzug“	297
Der Rücken zwischen „Spähenkopf“ und P. 1874	299
Der „Mittlere Kalkzug“	301
Der „Südliche Kalkzug“	301
IV. Paläontologischer Teil	303
Einleitung	303
Systematische Beschreibung wichtiger Arten	309

Zusammenfassung

Mit Hilfe von Conodonten wurde der Raum um die Obere Bischofalm untersucht. Hier bauen 3 WNW—ESE streichende Kalkzüge, die durch Hochwipfelkarbon getrennt werden, dieses Gebiet auf. Die stark verfaltete und gestörte Schichtfolge des nördlichen Zuges (zwischen der Oberen- und der Unteren Bischofalm) reicht vom hohen Ludlow bis ins to V. Gegen den Kleinen Trieb wird der Bergrücken von Hochwipfelkarbon gebildet, in das einzelne silurische Kieselschiefer- und Kalkvorkommen eingeschuppt sind. Eine von den übrigen Profilen abweichende Schichtfolge ist bei P. 1874 durch eine Wechsellagerung von Lyditen und Kalken im Silur gekennzeichnet. Sie läßt sich mit den Basisanteilen des Findenig (JÄGER & PÖLSLER 1968, PÖLSLER 1969 b) vergleichen.

Den mittleren Kalkzug baut eine Schichtfolge vom Ordovizium (? Caradoc) bis zum Oberdevon (to VI) auf: Über Hochwipfelkarbon folgen mit Störungskontakt etwa 25 m mächtige sandige Schiefer mit Bryozoen, Brachiopoden, Cystoiden und Trilobiten (NEKHOROSHEV 1936), die in etwa 35 m mächtige eischüssige, dolomitische Sandsteine übergehen. Darüber folgt eine etwa 18 m mächtige Wechsellagerung von Echinodermatenkalken und Sandsteinen, aus der sich eine zyklische Sedimentation ableiten

läßt. Den Abschluß bilden Tonflaserkalk des unteren Ashgills. Das tiefere Silur ist im Gegensatz zum Cellonetta-Profil durch eine stärkere sandige Komponente gekennzeichnet (z. T. mit gradierten Sandsteinen). Ein nicht aufgeschlossener Bereich (4—5 m) verschleiert den Übergang zwischen den Sandsteinen und den im Hangenden folgenden „Eisenkalken“. Letztere zeigen mikrofaziell und in der Mächtigkeit gute Übereinstimmung mit dem Cellon-Profil. Das höchste Silur wird von hellen, pseudoparitischen Kalken aufgebaut; danach kommt es im tieferen Unterdevon zur Ausbildung von plattigen Kalken. Diese gehen im Siegen in tonreiche Knollenkalk mit Einschaltungen massiger, pelspseudoparitischer Bänke über, die im Mitteldevon dominieren. Dabei ist im höheren Eifel ein etwa 4 m mächtiger, Radiolarien-führender Lydit zwischengeschaltet. Das Oberdevon bauen Mikrite bzw. Netz- und Flaserkalk auf. Mit geringer Winkeldiskordanz überlagert transgressives Hochwipfelkarbon das toVI, wobei an der Basis stets ein geringmächtiger ($\frac{1}{2}$ m) Lydit auftritt.

Der südliche Kalkzug zeigt einen, besonders im Bereich der Steilabfälle, stark gestörten Isoklinalfaltenbau mit Ems-Kalken im Kern. Während die nördliche Flanke bis ins toI reicht, baut die südliche eine Abfolge bis ins toVI, an einigen Stellen jedoch bis ins cuII auf.

Riassunto

Per mezzo dei conodonti è stata studiata la zona circostante l'Cuestalta. L'area a S dell' Obere Bischofalm e'costituita da tre complessi calcarei orientali WNW—ESE, che sono separati l'uno dall'altro dal Carbonifero dell'Hochwipfel. La successione del complesso settentrionale (fra Obere e Untere Bischofalm) piuttosto pieghettata e disturbata, si estende dal Ludlow sup. al Devoniano sup. (toV). Verso il Kleiner Trieb la cresta è costituita da Carbonifero dell'Hochwipfel, nel quale sono intercalate singole scaglie di scisti silicei e di calcari del Siluriano. Presso il P. 1874 è stata riconosciuta una successione che si distingue dalle altre per l'alternanza di liditi e calcari scuri nel Siluriano; essa è comparabile con gli strati basali della successione del Monte Lodin (JAEGER & PÖLSLER 1968, PÖLSLER 1969 b).

Il complesso medio è formato da una successione dall'Ordoviciano (? Caradoc) al Devoniano sup. (toVI): sopra il Carbonifero dell'Hochwipfel si trovano, in contatto tettonico, scisti arenacei a briozoi, brachiopodi, cistoidi e trilobiti (НЕКОРОШЕВ 1936), con uno spessore di 25 m, che passano ad arenarie ferruginose dolomitiche con uno spessore di 35 m; segue una alternanza di calcari ad echinodermi ed arenarie, con uno spessore di circa 18 m, dalla quale si può dedurre una sedimentazione ciclica. La porzione superiore della successione consiste di „Tonflaserkalk“ dell' Ashgill inf. Il Siluriano basso si differenzia dalla sezione del Cellon per un maggior contenuto arenaceo, (in parte si hanno anche arenarie gradate).

Un tratto coperto di 4—5 m di spessore, nasconde il passaggio fra le arenarie ed i calcari ferruginosi, che seguono al tetto. Sia per la microfacies che per lo spessore questi ultimi corrispondono a quelli del Cellon. La parte più alta del Siluriano è costituita da calcari pseudoparitici chiari; seguono poi „Plattenkalk“ nella parte più bassa del Devoniano inf.; questi nel Siegeniano passano a calcari nodulari argillosi con intercalati banchi pelspseudoparitici massici, che sono dominanti nel Devoniano medio.

Nell'Eifeliano superiore si ha intercalato un orizzonte di lidite a radiolari. Il Devoniano sup. è costituito da micriti, calcari reticolati, e calcari mandorlati. Il Carbonifero dell'Hochwipfel giace in trasgressione con bassa discordanza angolare sopra il toVI, mentre alla base si trova sempre un orizzonte di lidite con spessore ridotto, di circa 0.5 m.

Il complesso meridionale presenta una struttura a pieghe isoclinali; (con calcari Emsiano al nucleo) molto disturbata specialmente nelle zone di ripido pendio. Mentre al fianco nord la successione arriva fino al toI compreso, in quello meridionale raggiunge il toVI e in certi casi prosegue fino al cuII.

Summary

The Hohe Trieb region (Carnic Alps) was investigated by means of conodonts. The Obere Bischofalm area consists of three WNW—ESE striking limestone complexes separated by Hochwipfelkarbon. The highly folded and faulted sequence of the Northern Complex (between Obere and Untere Bischofalm) ranges from Ludlow into *Goniodolymenia*

stage. The mountain ridge in direction to the Kleiner Trieb is built up by Hochwipfelkarbon which contains dislodged slices of Silurian limestones and siliceous slates. The geological section at P. 1874 shows alternating layers of chert and dark limestones in the Silurian thus comparable with the basal parts of the Findenig (JÄGGER & PÖLSLER 1968, PÖLSLER 1969 b).

The series of strata of the Central Complex includes Ordovician (? Caradoc) to *Wocklumeria* stage: The Hochwipfelkarbon is overlain at a structural discordance by 25 m of sandy shales with bryozoans, brachiopods, cystoidea and trilobites (NEKHOROSHEV 1936), which pass upward into 35 m of ferruginous dolomitic sandstones. They are followed by a 18 m thick alternating sequence of echinodermatic limestones and sandstones which shows a cyclic sedimentation. The top layers are „Tonflaserkalke“ of the lower Ashgillian.

Unlike the profile of the Cellonetta the Lower Silurian is here characterized by a stronger sandy quota (partly with graded sandstone beds). There is no exposure of the 4—5 m of the transitional zone between sandstones and overlying „Eisenkalke“ which are congruous with the Cellon section in thickness and lithofacies and biofacies as well. The uppermost Silurian consists of light pseudosparitic limestones which in the Siegenian grade upward into clay-rich „Knollenkalke“; they show intercalated massive pelspseudosparitic layers which are dominating in the Middle Devonian. The higher Eifelian shows a 4 m thick intercalation of chert containing radiolaria. The Upper Devonian consists of micritic limestones and „Netz- und Flaserkalke“ respectively. The *Wocklumeria* stage is overlain in a slight angular discordance by transgressive Hochwipfelkarbon which includes thin basal cherts.

The Southern Complex shows highly faulted isoclinal folding with Emsian limestones in the core. The stratigraphic position reaches the *Manticoceras* stage in the northern flank but in the southern flank the *Gonioclymenia* and in some places even the *Pericyclus* stage.

I. Allgemeiner Teil

Vorwort

Im Zuge der Neubearbeitung der Karnischen Alpen durch die Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie an der Universität in Graz gab im Sommer 1966 Herr Prof. Dr. H. FLÜGEL die Anregung, den Raum um die Bischofalm zu kartieren und conodontenstratigraphisch sowie lithologisch zu gliedern. Voruntersuchungen ließen dabei günstige Ergebnisse erwarten.

Nach Abschluß dieser Bearbeitung möchte ich mich in erster Linie bei Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL für das große Interesse und die vielen fachlichen Hinweise bedanken. Außerdem gebührt mein Dank Herrn Doz. Dr. H. JÄGGER, Berlin, für die Bestimmung der Graptolithen-Fauna und Herrn Prof. Dr. H. FRITZ, Klagenfurt, für sporologische Untersuchungen.

In dankenswerter Weise hat Herr Prof. Dr. N. SPJELDNAES, Aarhus, mit der Neubearbeitung der ordovizischen Bryozoen und Herr Dozent Dr. L. MAREK, Prag, mit der Bestimmung neu aufgesammelter Brachiopoden und Trilobiten begonnen. Ergebnisse können in diesem Rahmen leider noch nicht vorgelegt werden.

Nicht zuletzt möchte ich mich auch bei meinen Kollegen der Lehrkanzel bedanken. Ihre Hilfe im Gelände, beim schwierigen Probentransport sowie ihre Diskussionsbeiträge trugen wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit bei.

Als Vorbericht ist im Anzeiger der math.-naturw. Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften 1968 eine Kurzfassung dieser Arbeit erschienen.

Historischer Rückblick

D. STUR beschrieb 1856 zum ersten Mal das Gebiet um den Hohen Trieb und unterschied in einem Profil Kohlenkalk und Kohlenschiefer („Kohlenformation“). Älteres Paläozoikum war hier wie in der späteren Arbeit von STACHE 1874 noch nicht bekannt. Lokalbeschreibungen der Tektonik, u. a. auch der Kalkzüge am Hohen Trieb, nahmen bei FRECH 1894 großen Raum ein. Erstmals erkannte er Altpaläozoikum (Silur) im Arbeitsgebiet. Große Fortschritte in der Tektonik und Stratigraphie in der Umgebung des Hohen Trieb wurden durch die Aufnahmestätigkeit von GEYER (ab 1894) erzielt. Sie wurden in der geologischen Karte „Oberdrauburg—Mauthen“ (1901) dargelegt. Mit tektonischen Fragen um den Hohen Trieb im Rahmen des Gesamtbauplanes der Karnischen Alpen befaßten sich VINASSA DE REGNY & GORTANI (ab 1901). 1915 veröffentlichte GORTANI eine obersilurische Fauna aus den roten Kalken des Hohen Trieb, 1921 erkannte er Devon bei der Oberen Bischofalm. Seine stratigraphischen Ergebnisse erschienen 1926 im Blatt Pontebba der Carta geologica della Tre Venezie. KÜPPER 1927 stellte den Schuppenbau des Arbeitsgebietes in Serienprofilen dar.

Ab 1929 verdienen besonders die Arbeiten von F. HERITSCH im Arbeitsgebiet Erwähnung. Ausführlich behandelte F. HERITSCH 1936 in der Monographie „Die Karnischen Alpen“ das Gebiet um die Bischofalm. 1936 erbrachte NEKHOROSHEV den bedeutenden Nachweis ordovizischer Faunenelemente am Hohen Trieb. Schließlich wurden auch im Arbeitsgebiet neben einer Reihe anderer Vorkommen durch E. FLÜGEL & GRÄF 1960 Eruptiva innerhalb des Hochwipfelkarbons nachgewiesen.

Lage und Abgrenzung des Arbeitsgebietes

Der Hohe Trieb (Zentrale Karnische Alpen) liegt etwa 8 km östlich des Plöckenpasses an der österreichisch-italienischen Staatsgrenze (vgl. Tafel 3, Geologische Karte).

Die Grenzen des untersuchten Raumes sind im N die Untere Bischofalm (1181 m), im E das Zollner-Törl (1797 m), im W der obere Kronhofgraben mit der Fortsetzung im Kronhof-Törl (= Promos-Törl, 1788 m) und im S die Gipfel des Kleinen Trieb (= Punta Medatte, 2095 m), des Hohen Trieb (= Cima Costa Alta, Cuestalta, 2199 m) und des Mt. Skarnitz (2188 m).

Als Kartierungsunterlagen (1 : 5000) dienen die topographische Karte, Blatt 197/4-Großer Pal (1 : 25.000) sowie die Luftbilder C 14890-C 14892 (etwa 1 : 18.000) mit dem vergrößerten Mittelblatt.

II. Stratigraphie und Lithologie

Allgemeine geologische Übersicht und fazielle Gliederung

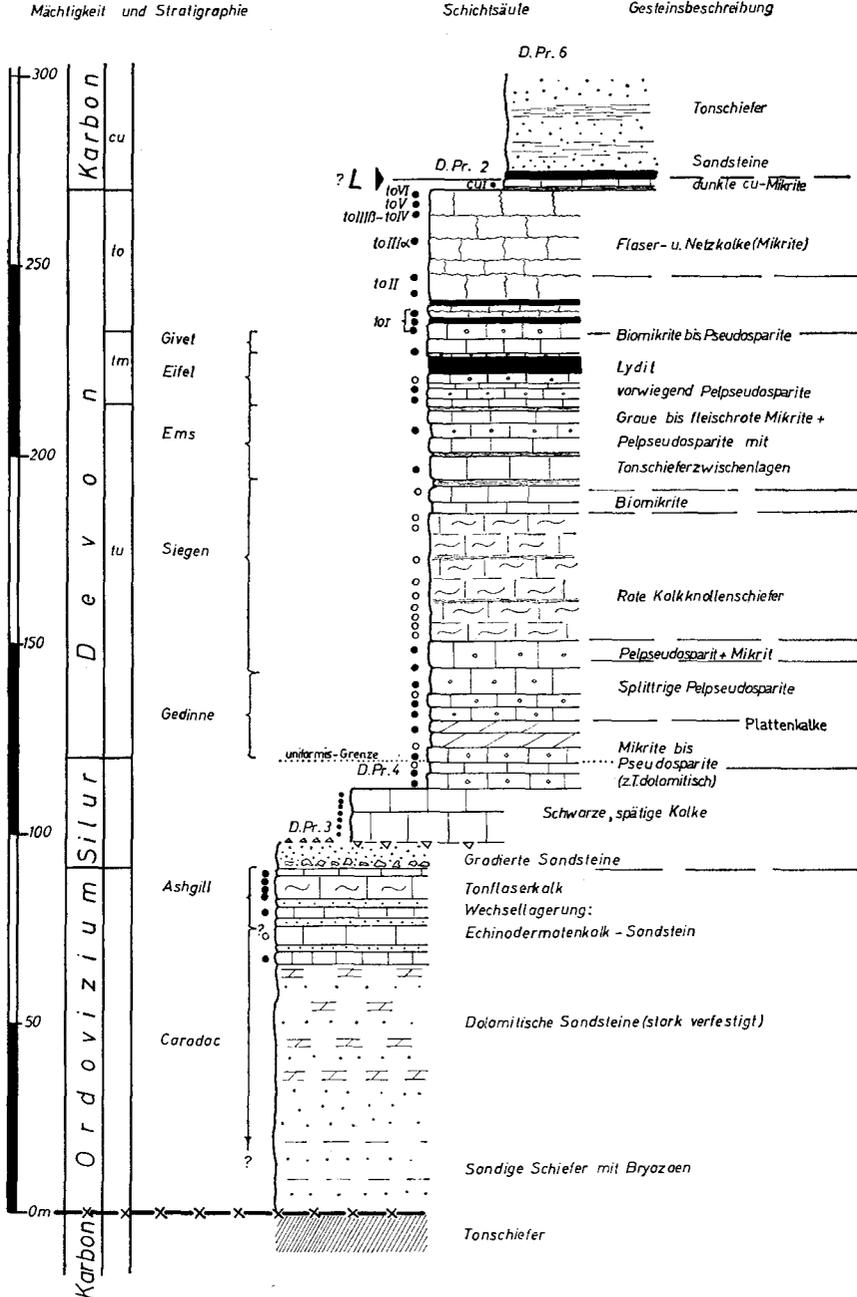
A. Die Vertretung der Kalkfazies (Tab. 1)

Den Raum des Hohen Trieb bauen östlich des oberen Kronhofgrabens drei durch Hochwipfelkarbon getrennte, WNW—ESE streichende Kalkzüge auf (Tafel 3).

Tabelle 1. Normal-Abfolge des
(Zusammengesetzt aus

• • Conodontenfauna mit und ohne

A. Rauchkofelentwicklung



Paläozoikums am Hohen Trieb

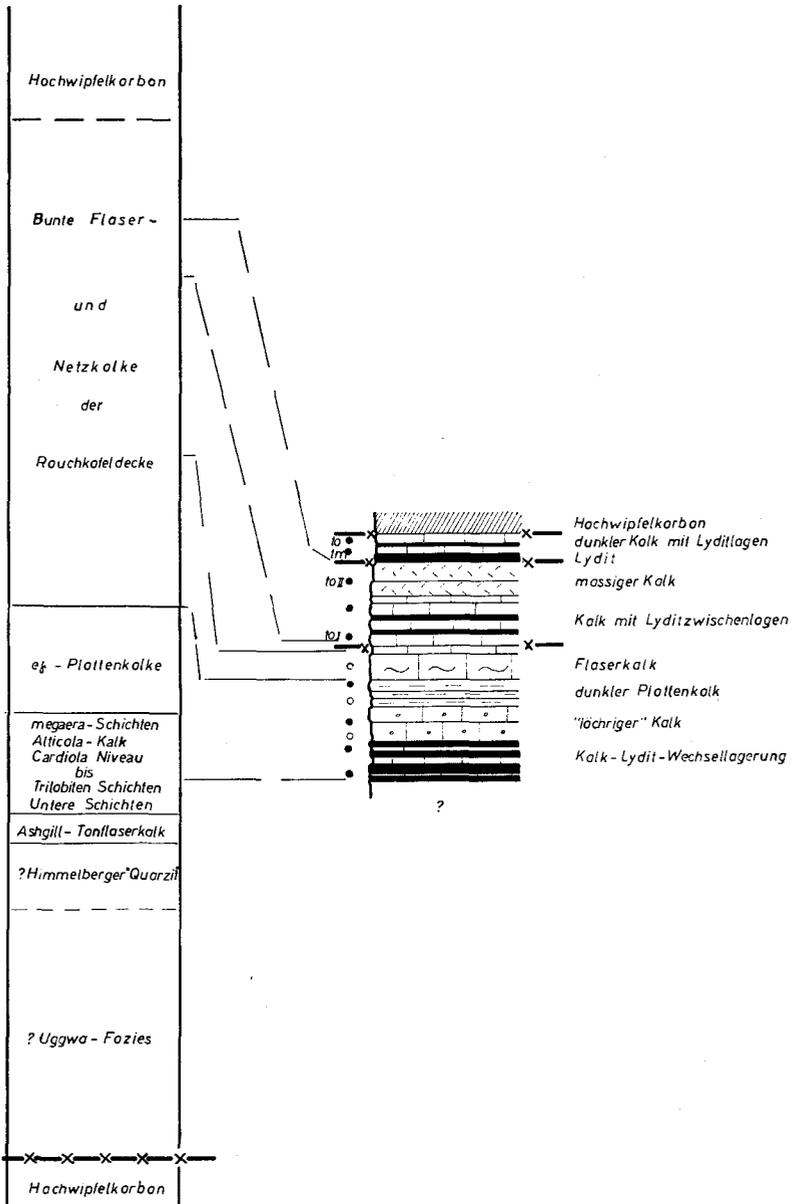
4 Detailprofilen)

stratigraphischem Wert, *L* = stratigraphische Lücke

B. Findenentwicklung

(P. 1874)

Plöcken-Äquivalente



Der „Nördliche Kalkzug“ (Silur-Oberdevon) läßt sich als Fortsetzung einer Polinikschuppe über die Würmlacher Alm zur Frondel-Alm verfolgen. Bei der Unteren Bischofalm übersetzt er den Kronhofgraben und bildet im SE den Steilabfall. Dieser Zug trennt das Obere Bischofalm-Kar vom Hohen Trieb-Kar.

Der „Mittlere“ (Ordovizium-Oberdevon) und „Südliche Kalkzug“ (Unterdevon-Unterkarbon) setzen nach einer Störung im oberen Kronhofgraben neu ein. Während der „Mittlere Zug“ gegen den Hohen Trieb-Gipfel und weiter gegen das obere Chiarso-Tal streicht, baut der „Südliche Zug“ die Steilabfälle nördlich des Mt. Skarnitz auf und versinkt gegen SE unter Hochwipfelkarbon.

Die devonischen Kalke gehören der Rauchkofelfazies (GAERTNER 1931) an bzw. sind im Silur als Äquivalente der Plöckener Fazies aufzufassen (Tab. 2), dagegen vertreten die Graptolithen-führenden unterdevonischen und silurischen Kieselschiefereinlagerungen im Hochwipfelkarbon die Bischofalmfazies (HERITSCH 1943).

Eine Übergangsfazies zwischen den silurischen Infrafazies liegt bei P. 1874 als Kalk-Lydit-Wechsellagerung vor. Wegen der analogen Verhältnisse am Findenig wird sie hier als „Findenig-Entwicklung“ geführt.

	MAGNAFAZIES	I N F R A F A Z I E S		
		Kalkzüge+Basis	P.1874	Kieselschiefer
Unterkarbon		Rauchkofel F. s. l.		Bischofalm Fazies
Devon	<i>Hercynisch</i>	<i>Rauchkofelfazies</i>		
Silur		<i>Plöckener F.</i> \leftarrow <i>Übergangs"-F.</i> \rightarrow		
Ordovizium	<i>Mediterran</i>	<i>Uggwa F.</i>		

Tab. 2 Die fazielle Gliederung des untersuchten Gebietes.

Ordovizium und tieferes Silur ¹⁾

I. Allgemeine lithologische Gliederung (Tafel 4)

An der Basis des „Mittleren Kalkzuges“ sind, wie die Karte (Tafel 3) zeigt, an vier Stellen ordovizische Schichten aufgeschlossen. SW P. 1771 gliedert es sich folgend:

¹⁾ Wegen der faziellen Zusammenhänge werden die Basisanteile des Silur hier behandelt.

Über Hochwipfelkarbon (vgl. S. 301) liegen etwa 25 m mächtige, grau-grüne bis braune, weiche, sandig-dolomitische (Fe-Dolomit) Tonschiefer mit einem Karbonatgehalt von durchschnittlich 8%. Bereits 1 m über der Untergrenze führen die Schiefer Bryozoen, die den Hauptanteil der Fauna ausmachen. Untergeordnet treten auch Brachiopoden, Cystoideen (*Corylocrinus* sp.), Crinoidenstielglieder und sehr selten Trilobiten auf. NEKHOROSHEV 1936 bestimmte aus diesen Schichten folgende von E. HABERFELNER und K. METZ aufgesammelte Fauna:

(der Erhaltungszustand ist sehr schlecht, es liegen durchwegs nur durch Fe-Oxid gefärbte Abdrücke vor):

Chasmatoporella metzi NEKHOROSHEV 1936
Chasmatopora sp. ex gr. *sublaxa* ULRICH
Ptilodictya sp. ex. gr. *lanceolata* GOLDFUSS
Batostoma ? sp.
Graptodictya sp.
Camarothechia sp.
Dalmanella sp.
Strophomena sp.
Calymene sp.

Er stuft sie in das mittlere bis obere Ordovizium ein (eine Neubearbeitung der Bryozoen, Brachiopoden und Trilobiten wird derzeit von Prof. Dr. N. SPELDNAES, Aarhus und Doz. Dr. L. MAREK, Prag, durchgeführt). Nach etwa 25 m gehen die Schiefer allmählich in zirka 35 m mächtige, eisenschüssige, dolomitisch-kieselige Sandsteine über, die im höheren Bereich große Verbandsfestigkeit und Härte aufweisen. Zuweilen kann man innerhalb der gut gebankten (*dm*-Bereich) Sandsteine Schrägschichtungen feststellen. Gegen das Hangende nimmt der Karbonatgehalt (Fe-Dolomit) von 5% zu Beginn des Sandsteins auf 18% im höheren Bereich zu. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis bleibt hingegen konstant (4—5:1). Darüber folgt eine etwa 18 m mächtige Wechsellagerung (meist im *dm*-Bereich) von rötlichen bis grauen, ± unreinen Echinodermatenkalken und Karbonatsandsteinen (Taf. 4). Mit scharfer lithologischer Grenze geht diese Folge in etwa 6 m mächtige, grob gebankte, graue bis rötliche, ± sandige Flaserkalke über („Ashgill-Tonflaserkalk“ nach GAERTNER 1931), die im Liegenden und Hangenden von braunen Mergelschiefern begrenzt werden. Darüber tritt nochmals eine etwa 20 cm mächtige Bank von grauen Echinodermatenkalken auf. Diese Kalke bilden die Obergrenze einer im gesamten 24 m mächtigen Liegend-Folge, in der sich einzelne Schichtpakete mit Ausnahme des Tonflaserkalkes mehrmals wiederholen. Darüber setzt ein 6-20 m mächtig aufgeschlossener, lithologisch stark heterogener Komplex von Biospariten und gradierten Karbonatsandsteinen ein. Dieser gehört dem Ordovizium/Silur-Grenzbereich an (= Hangend-Folge).

II. Lithofazielle Analyse

1 a. Die Mikrofaziestypen der Liegend-Folge (24 m, Ordovizium)

Folgende Parameter fanden für die Klassifikation von sechs abgrenzbaren Mikrofazies-Typen (MFT 1—6) Anwendung (Tab. 3)¹⁾:

¹⁾ Die Übertragung der Mikrofazies-Typen 1—6 auf das Profil ist aus Tafel 4 ersichtlich.

MFT	Biogen- gehalt	Grund- masse	„Sand“ Vol. %	Echinod. Vol. %	Karbonat Gew. %	Rückst. (Sand, Ton, Lim., Pyr.)	Symbol
1	> 20%	Mikrit					
2	> 20%	Mikrit	> 10%				
3				> 70%	> 85%	< 15%	
4				25—70%	50—85%	15—50%	
5				5—25%	> 50%	> 50%	
6	< 5%				> 50%	> 50%	

Tab. 3

Mikrofazies-Typ 1: „Biomikrit“. Bräunlichgelbe bis grau verwitterte dichte Kalke mit wechselnder Bankmächtigkeit (*dm-* bis *m-*Bereich).

Mikrofazial handelt es sich analog dem Cellonetta-Profil (H. FLÜGEL 1965) um einen biogenführenden Mikrit mit einem org. Gesamtanteil von über 20%. An Biogenen finden sich neben Filamenten (6%) Echinodermen (5%), Bryozoen (3%), Ostracoden (1%), Mollusken (1%), Trilobiten (0.5%) und Brachiopoden (0.5%). Fragliche organische Reste erreichen 5%. Die mikritische Grundmasse ist gleich der MF-Schicht 1 des Cellonetta-Profiles (FLÜGEL 1965) undeutlich gefleckt bis homogen, der Karbonatgehalt beträgt mehr als 90%. Häufig treten durch Stylolithen begrenzte Rückstandstone mit zahlreichen Anreicherungen von Dolomithomboedern auf bzw. kommt es zu einer fleckigen Dolomitisierung der Biomikrite.

Gegen das Hangende nimmt der Karbonatgehalt stark ab. Die Kalke in den Mergelschiefern führen etwa 30% unlöslichen Rückstand. Mikrofazial jedoch handelt es sich um den gleichen Typ, sieht man von der stärkeren faserigen Textur und einer örtlichen Pseudosparitbildung ab.

Mikrofazies-Typ 2: „Sandiger Biomikrit“. Dieser Typ, der durch Übergänge mit dem MFT 1 verbunden ist, tritt im Liegenden des MFT 1 auf und ist durch eine stärkere Sandführung charakterisiert.

Die klastische Komponente ist nur im Schliff erkennbar und erreicht einen Anteil von über 10% in der mikritischen Grundmasse. Der Quarz/Feldspat-Korngrößenmeanwert ist 0.08—0.09 mm, die Rundungsklasse III—IV nach PETTJOHN (1957). Die Biogenführung zeigt gegenüber dem MFT 1 nur mengenmäßige Unterschiede. Nach abnehmender Häufigkeit treten Bryozoen, Echinodermen, Filamente, Trilobiten, Ostracoden, Styliolinen und Brachiopoden auf. Anzeichen von Druckentmischung sind wie im oberen MFT vorhanden.

Dieser Typ ist im Tonfaserkalk des Cellonetta-Profiles nicht vertreten.

Mikrofazies-Typ 3: „Echinodermatenkalk“. Es handelt sich um schlecht gebankte, hellgraue bis graue, grobkörnige Kalke mit dunklen Tonhäuten.

Dieser Typ wird durch ein mengenmäßiges Überwiegen von Echinodermen (>70%) in der Fauna und einem Karbonatgehalt von über 85% charakterisiert. Daneben treten untergeordnet Bryozoen und Trilobiten auf. Die Echinodermen zeigen durchwegs die Erscheinung der „rim-cementation“ (BATHURST 1958) und erlauben daher keine Größennmessungen. Unregelmäßig verteilt oder lagig angeordnet tritt in geringen Mengen auch klastischer Sand in der pseudosparitischen Grundmasse auf.

Gelegentlich kann es zur Anreicherung von Sand im Lösungsrückstand der im allgemeinen parallel ss verlaufenden Styolithen kommen. Dabei beträgt die durchschnittliche Sandkorngröße 0.11 mm.

Mikrofazies-Typ 4: „Sandiger Echinodermatenkalk“. Hellgraue bis rötliche, schlecht gebankte, grobkörnige Kalke mit einer unregelmäßigen, sandigen Netzstruktur an der Oberfläche. Durch die Auswitterung des Kalkes erhält dieser Typ ein flaserartiges Aussehen. Dabei dominieren die schichtparallelen Sandlagen (Mächtigkeit im *cm*-Bereich), seltener kommt es zur Sandanreicherung \perp ss.

Gegenüber dem MFT 3 ist ein Zurücktreten von Echinodermen (25—70 Vol.-%) und Restbiogenen (Trilobiten, Bryozoen, Filamente: insgesamt 4%) und eine Abnahme des Karbonatgehaltes auf 50—85 Gew.-% festzustellen; der unlösliche Rückstand erreicht dagegen 15—50 Gew.-%. Wie im MFT 3 sind die Echinodermen durch „rimcementation“ charakterisiert.

Im Schliff deuten die sandigen Partien meistens einen lagigen Bau innerhalb des Echinodermatenkalkes an; örtlich kann sich dieser jedoch zu isolierten Sandlinsen bzw. unregelmäßigen sandigen Schläuchen quer oder schräg zum ss auflösen, wodurch der Eindruck einer klastischen Infiltration in die kalkigen Partien entsteht. Unregelmäßig eingestreute Quarz/Feldspat-Körner innerhalb des Echinodermen-Anteils scheinen diese Vermutung zu bestätigen.

Im Gegensatz zur Pseudosparit-Matrix der Echinodermenanreicherung haben die Sandlagen ein Fe-freies, dolomitisch-kieseliges, selten kalkiges Bindemittel oder es tritt eine unmittelbare Kornbindung auf. Die Korngröße des Sandes (Rundungsklasse IV) ist im Durchschnitt 0.16 mm, die Sortierung beträgt nach FÜCHTBAUER 1959 ($Q_3 : Q_1$) 1.8 und ist demnach als „gut“ zu bezeichnen.

Mikrofazies-Typ 5: „Echinodermaten-führender Sandstein“. Die weitere Abnahme der Echinodermen-Führung (5—25 Vol.-%) und die Zunahme des unlöslichen Rückstandes auf mehr als 50% kennzeichnen diesen Typ. Er tritt als geringmächtige, graue, z. T. dunkel gebänderte, eisenschüssige, an der Oberfläche meistens entkalkte, schwach brausende Sandsteine auf.

Unter dem Mikroskop erkennt man unregelmäßig verstreute Echinodermen innerhalb des klastischen Quarz/Feldspat-Sandes (Rundungsklasse IV—V). Die Sortierung (= 2) kann noch als „gut“ bezeichnet werden. Als Bindemittel dient Kalk und Dolomit, wobei die Kalkkomponente überwiegt (etwa 2 : 1).

Bemerkenswert ist das Auftreten von Conodonten (*Panderodus unicostatus*, *Ambalodus triangularis*, *Amorphognathus cf. ordovicica*) in Probe G dieses Typs (Karbonatgehalt 34%).

Mikrofazies-Typ 6: „Karbonatsandstein“. Es handelt sich um helle bis dunkle, z. T. gebänderte, gut gebankte (*dm*-Bereich), harte, eisenschüssige, Karbonat-hältige Sandsteine. Stärkere Karbonatführung bewirkt auf der Oberfläche Entkalkung. Durch die Führung z. T. *cm*-großer, eckiger Lyditbruchstücke zeigen die Proben O und U Abweichungen im Gefügebestand.

Im Schliff erkennt man einen Sandstein mit eisenhaltiger, überwiegend dolomitischer (selten kalkig-kieselig) Intergranularsubstanz. Starkes Zurücktreten des Bindemittels bewirkt dagegen meist parallel ss unmittelbare Kornbindung: es entsteht ein \pm deutlich lamelliertes Gefüge, das aber ebenfalls durch lagenweise Einstreuung einer bestimmten Korngröße gebildet werden kann. Gradierung wurde nie festgestellt.

Die polymikten, in der Regel heteroklastischen Gefügebestandteile mit vorwiegender Rundungsklasse IV und V (selten III) bestehen in der Hauptsache aus Quarz und Feldspat (klastischer Karbonat tritt nicht auf!), meist im Verhältnis 5 : 1. Ausnahmen bilden die Proben U, T und O. Häufig kommt es zu Korrosionserscheinungen

an den Korngrenzen (Eisenhaltiges dolomitisches Bindemittel!). Die Sortierung ist im Durchschnitt als „gut“ zu bezeichnen (1-9), Ausnahmen sind die Proben O und S mit „mittelmäßiger“ Sortierung (bis 2-8).

Nach der Art des nicht detritären Bindemittels (orthochemical cement) kann der MFT 6 in einen kalkig, kieselligen oder dolomitischen Typ unterschieden werden. Andererseits ist das Quarz/Feldspat-Verhältnis maßgebend für eine zur Zeit leider uneinheitliche Klassifikation. Die unterschiedliche Benennung der Proben U, Z und Z₂ bei einem Verhältnis von 4—5:1 nach FOLK (1954), KRUMBEIN & SLOSS (1955), FÜCHTBAUER (1959), HUCKENHOLZ (1963) und PEI-YUAN-CHEN (1968), geht aus Tab. 4 hervor.

„Dolomitischer Feldspatsandstein“ als Klassifikation wird der Zusammensetzung dieser Proben am besten gerecht.

Eine größere Abweichung vom normalen Quarz/Feldspat-Verhältnis weist die Probe O auf. Gesteinsbruchstücke (Lydittrümmer, Quarzite) beteiligen sich zu 10% an ihrem Aufbau. Der große Feldspatgehalt kommt im Verhältnis 2-3:1 zum Ausdruck. Nach den Parametern Quarz, Feldspat und Restkomponente (Gesteinsbruchstücke usw.) schwankt die Benennung zwischen „Arkose“ bis „Unreine (lithic) Arkose“ (FOLK 1954, KRUMBEIN & SLOSS 1955, PETTIJOHN 1957, PEI-YUAN CHEN 1968) und „Feldspat- bzw. Quarzgrauwacke“ (FÜCHTBAUER 1959, HUCKENHOLZ 1963) (vgl. Tab. 4).

Auf Grund des dolomitischen Zementes wird hier die Probe O als „Dolomitische Arkose“ bezeichnet.

1 b. Lithofazielle Auswertung

Im gesamten Profil gesehen, dominiert im tieferen Anteil der Liegend-Folge eine sandige Komponente, während das Hangende eine Tendenz zur mikritischen Entwicklung erkennen läßt. Dazwischen kommt es zu einem Pendeln, ausgedrückt in den MFT 5—2, was auf eine unterschiedlich starke Beeinflussung der Karbonatsedimentation schließen läßt. Drei Hauptglieder (Lithofazies) werden dabei im Gesamten unterschieden:

1. Verstärkte Sandeinschüttung — Bildung von Sandsteinen;
2. Echinodermenwachstum — Bildung von Echinodermatenkalken;
3. Ruhige Schlamm sedimentation — Bildung vorwiegend mikrit. Kalke.

Naheliegend, wenn auch nirgends im Profil verwirklicht, kann daraus eine zyklische Folge *Karbonatsandstein-Übergangsbereich-Echinodermatenkalk-Übergangsbereich-Mikrit* abgeleitet werden. Ordnet man diesem Grundmodell (= „ideal“ bzw. „Model cycle“ sensu DUFF, HALLAM & WALTON 1967; „theoretical cycle“ sensu WELLER 1957) die 6 Mikrofaziestypen nach dem Korngrößen-Mean des klastischen Quarz/Feldspat-Anteils und dem unlöslichen Rückstand zu, so zeigt sich eine Abfolge vom MFT 6 zum MFT 1 (Abb. 1). Dabei entfallen auf den MFT 6 („Karbonatsandstein“) 21-7%, den MFT 5 („Echinodermaten-führender Sandstein“) 4-6%, den MFT 4 („Sandiger Echinodermatenkalk“) 21-4%, den MFT 3 („Echinodermatenkalk“) 24-9%, den MFT 2 („Sandiger Biomikrit“) 11% und den MFT 1 („Biomikrit“) 16-4% des „Idealen“ Zyklus. Diese Gruppierung erlaubt gleichzeitig auch eine genetische Deutung: Während die verstärkte Sandeinschüttung auf eine stärkere Turbulenz schließen läßt, lassen sich die Mikrite und Echinodermatenkalke als Bildungen in einem ruhigeren Milieu interpretieren, was vor allem aus den relativ geringen Sandanteilen, verbunden mit einer Reduktion der Korngrößen und besserer Sortierung, ersichtlich ist.

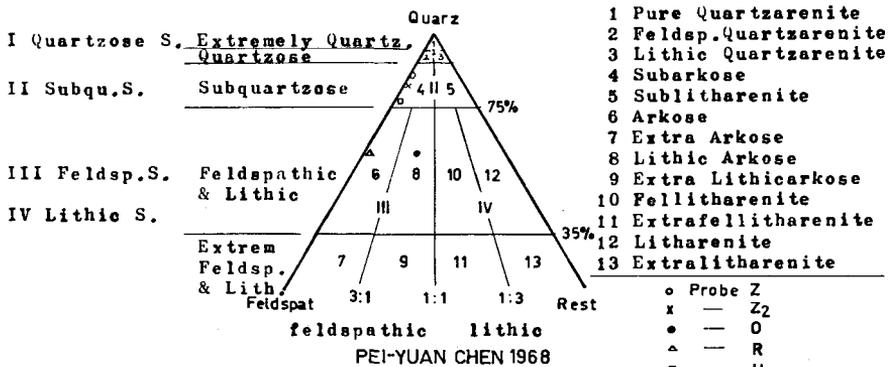
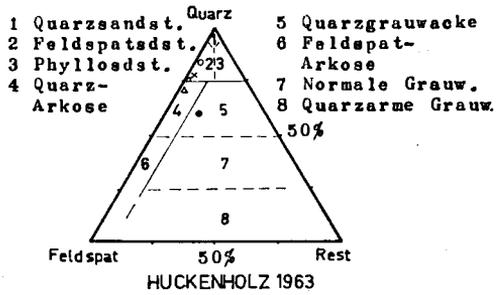
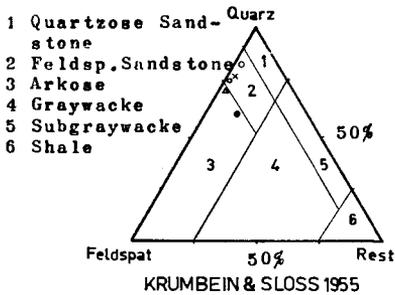
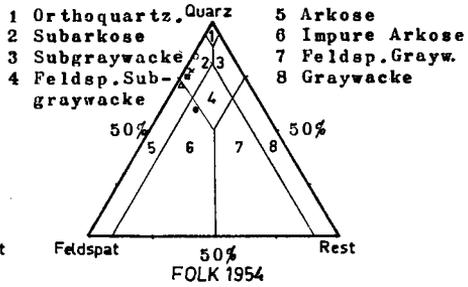
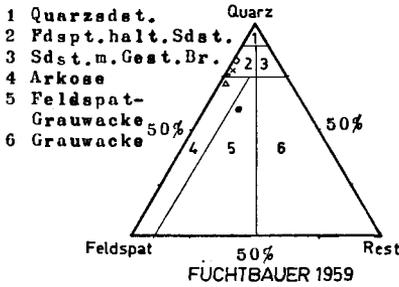


Tabelle 4: Klassifikation einiger ordovizischer Sandsteinproben (Z, Z₂, O, R, U) vom Hohen Trieb, nach der Nomenklatur von FOLK 1954, KRUMBEIN & SLOSS 1955, FÜCHTBAUER 1959, HUCKENHOLZ 1963 und PEI-YUAN CHEN 1968.

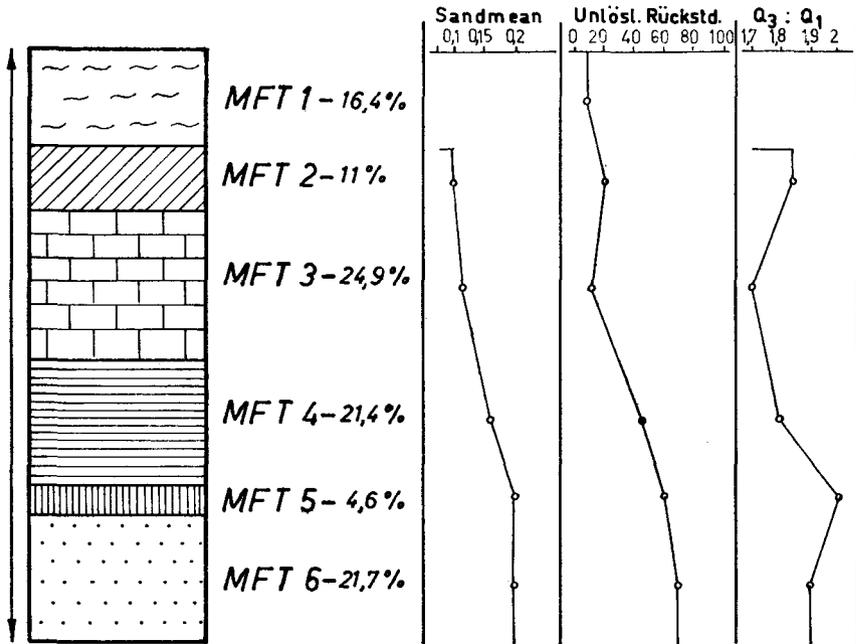


Abb. 1: Der „Ideale“ Zyklus am Hohen Trieb.

Auf den „Idealen“ Zyklus können die Parameter Korngröße, Biogengröße, Häufigkeit, Sortierungsgrad, Schwermineralführung, Modalbestand usw. bezogen werden¹⁾. Abb. 1 zeigt die Beziehungen der Korngröße des klastischen Anteils und des Sortierungsgrades zum „Idealen“ Zyklus. Auffallend ist die Abnahme der durchschnittlichen Sandkorngröße bei Zunahme des Karbonatgehaltes: von einer durchschnittlichen Größe von 0,20 mm in den Karbonatsandsteinen (MFT 6) verringert sich die Korngröße auf 0,12 mm in den Echinodermatenskalken bzw. auf 0,095 mm in den sandigen Biomikriten (MFT 2).

Nicht direkt möglich war hingegen die Erkennung eines Zusammenhanges zwischen einzelnen Korngrößenbereichen und ihrer Häufigkeit (= Zahl/Flächeneinheit). Druck-Lösungserscheinungen und damit verbundene zonenweise Anreicherung von Quarz und Feldspat verfälschten die ursprünglichen Werte. Der Vergleich der Kurven des durchschnittlichen Sanddurchmessers mit dem Anteil des unlöslichen Rückstandes bestätigt wohl eine direkte gegenseitige Abhängigkeit, ein in absoluten Zahlen ausdrückbarer Zusammenhang ist aber nicht gegeben. Eine Abnahme des terrigenen Einflusses drückt sich nicht nur in den geringen prozentuellen Anteilen, sondern auch in einer Verringerung der Korngrößen = bessere Sortierung aus.

¹⁾ Ein Großteil dieser Parameter konnte bei der Untersuchung nicht herangezogen werden, da die Echinodermen durchwegs „rim-cemented“ sind. Außerdem verursachen Druck-Lösungserscheinungen zu große (unbekannte) Abweichungen in der Häufigkeitsangabe. Schwermineralführung und Modalbestand zeigen keine ausgeprägte Maxima.

Die graphische Darstellung der Korngrößenbestimmung des klastischen Anteils der Liegend-Folge (Tafel 4) läßt bei den Proben H und O zwei Maxima erkennen. Entsprechend wird in diesen Bereichen die Sortierung schlechter (bis 3 = „mittelmäßig“ nach FÜCHTBAUER 1959). Die verstärkte, schlecht sortierte Sandeinschüttung bewirkt nunmehr in der Biogenkurve ein starkes Zurücktreten der Echinodermen. Dieser Umschlag in der Sedimentation muß langsam eingetreten sein bzw. hat relativ lange andauert: 26% des „Idealen“ Zyklus nehmen an der Sedimentationsänderung teil¹⁾.

Die Reduktion des organischen Anteils ist eine Folge der veränderten (ungünstigeren) ökologischen Bedingungen (verstärkte Sandeinschüttung). Mit dem Nachlassen der Sandzufuhr sind wiederum die Voraussetzungen für ein Echinodermen-Wachstum gegeben — relativ rasch setzen Echinodermatenkalke ein.

Wie SARNTHEIN 1970 an einem rezenten Beispiel aus dem Indischen Ozean zeigen konnte, scheint das Vorherrschen von Echinodermen gegenüber anderen biogenen Komponenten im Sediment auf Grund optimaler ökologischer Bedingungen direkt unter der Wellenbasis (20—40 m) erklärbar.

2 a. Die Mikrofazies-Schichten der Hangend-Folge (6:30 m, Unteres Silur)

Dieser Abschnitt gliedert sich vom Liegenden ins Hangende in drei Mikrofazies-Schichten. Wiederholungen treten im Gegensatz zur Liegend-Folge nicht auf (Tafel 4).

Mikrofazies-Schicht^{1 2)}: „Biopseudosparit“. Diese Schicht folgt unmittelbar über dem liegenden MFT 3 und besteht aus gut gebankten, braun verwitternden, im Bruch blaugrauen grobkörnigen Kalken.

In einer dolomitisch-mikrosparitischen, durch Limonit dunkel verfärbten Grundmasse finden sich unregelmäßig verteilt Echinodermen (mit „rim-cement“-Ausbildung, etwa 10%), grobskulpturierte, bis 5 mm große Brachiopodenklappen, Bryozoen und Ostracoden. Die Gesamtbiogeführten beträgt im Durchschnitt 15%, verringert sich aber gegen das Hangende auf 10%. Durch stärkere dolomitische Lagen wird bisweilen eine schwache Lamellierung angedeutet. Lose eingestreut finden sich in der Grundmasse Sandkörner mit einer vorwiegenden Rundungsklasse IV nach PETTIGORN 1957 und Gesteinsfragmente, wobei gegen das Hangende der Sandanteil abnimmt (250 c: 15%, 250 a: 4%).

Eingeschaltet ist ein im Streichen auskeilender Sandstein mit örtlicher Biogenanreicherung (Echinodermen, Bryozoen, Brachiopoden, Mollusken) und einem Kohlenstoffgehalt von 10%.

Diese MF-Schicht zeigt gute Übereinstimmung zur MF-Schicht 3 des Cellonetta-Profiles (H. FLÜGEL 1965), erreicht aber hier nur eine Mächtigkeit von 1.50 m (Cellonetta: 4.30 m).

Auffallend ist in beiden Profilen die gleichmäßige Sand- und Biogenabnahme gegen das Hangende.

¹⁾ Die Änderung verläuft analog auch in umgekehrter Richtung!

²⁾ Die Numerierung der MF-Schichten am Hohen Trieb entspricht nicht denen im Cellonetta-Profil!

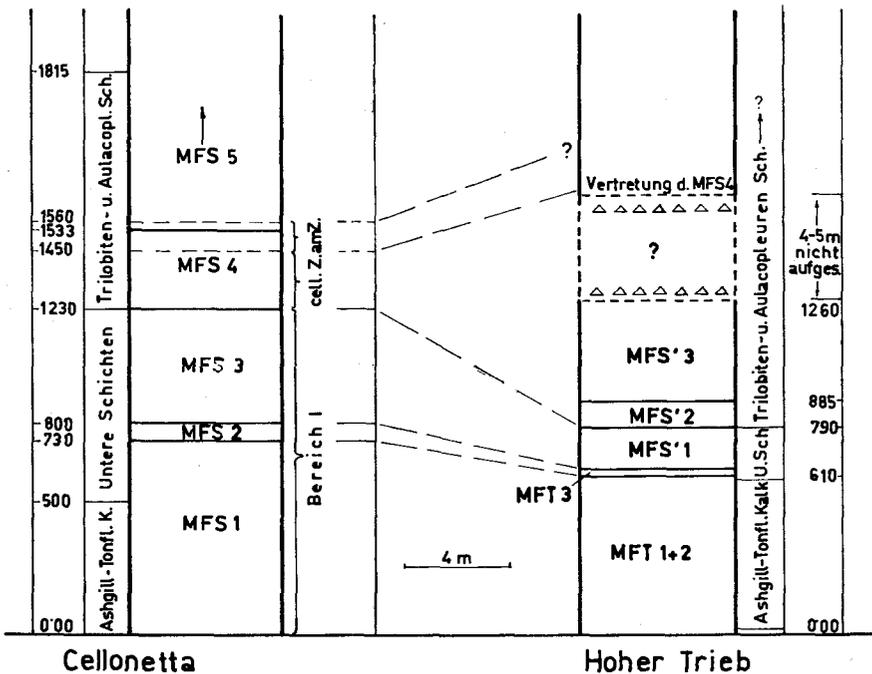
Mikrofazies-Schicht' 2: „Schillsandstein“. Die Schicht besteht aus einer Wechsellagerung von gut gebankten (*dm*-Bereich), dunkelbraunen, Biogen-Detritus-führenden Karbonatsandsteinen und schwarzen Mergelschiefern. Sie erreicht im Profil eine Mächtigkeit von 0.95 *m*.

In einer durch die Zersetzung von FeS_2 (FeS_2 +Limonit: bis 15%) dunkelbraun verunreinigten, dolomitisch (30%)-kalkigen (15%) Matrix finden sich unregelmäßige Biogeneinstreuungen (Bryozoen, Echinodermen, Brachiopoden, Trilobiten) mit einer prozentuellen Abnahme gegen das Hangende (Gesamtbiogene Pr. 249: 17%, Pr. 248 b: 6.5%).

Großen Raum nehmen in der Grundmasse lose eingestreute Sandkörner ein (35%). Sie haben einen mittleren Durchmesser von 0.20 *mm*, die Sortierung ist nach FÜCHTBAUER 1959 als „gut“ bis „mittelmäßig“ zu bezeichnen.

Im selben Niveau kommt es im Cellonetta-Profil ebenfalls zu einer Wechsellagerung von dunklen Kalkbänken und Mergelschiefern (MF-Schicht 4 nach H. FLÜGEL 1965), die sich jedoch mikrofaziell mit denen am Hohen Trieb nur z. T. vergleichen läßt: Unterschiede sind besonders durch die klastische Sandkomponente am Hohen Trieb gegeben. Ihr Fehlen im Cellonetta-Profil erklärt wahrscheinlich den höheren Karbonatgehalt (= tonige Kalke bis Dismikrite). Unterschiedlich ist auch die Mächtigkeit (Hoher Trieb: 1.10 *m*, Cellonetta: 3.0 *m*).

Mikrofazies-Schicht' 3: „Gradierte Sandsteine“. Gut gebankte, dunkelgraue bis schwarze, gradierte Sandsteine kennzeichnen diesen 3.75 *m* mächtigen Abschnitt. Häufig haben die Sandsteine Gesteins- (z. B. Lydittrümmer, Tonschieferfetzen) und Biogendetritus eingelagert. Den unteren



Tab. 5: Korrelation der Untersilur-Schichtfolge des Cellon-Profiles mit der Entwicklung am Hohen Trieb.

Teil dieser Schicht nimmt eine etwa 40 cm mächtige, im Streichen auskeilende Bank mit Wulstschichtung ein. Im Hangenden wird die Folge von Schutt überdeckt und erlaubt daher keine weitere Untersuchung.

Mikrofaziell handelt es sich um dolomitisch-limonitische, selten kieselige, gradierte Sandsteine mit einem Karbonatgehalt unter 40%, die als allochthone Komponenten Gesteinsfragmente (pelitische „rip-up clasts“ und „rolled-up sediment balls“ nach Dorr 1963; Lydit-, Quarzit- und Tonschiefergerölle) und dolomitisierte Echinodermenreste führen. Der Quarz/Feldspat-Sand (Verhältnis 2:1) ist „gut“ gerundet, die Sortierung unterschiedlich.

Eine z. T. abweichende inhomogene Textur in Probe 247 a wird durch die Zerstörung der primären internen Struktur (Wulstschichtung an der Oberfläche!) und fleckige Verteilung des eisenoxydischen Bindemittels verursacht.

Gradierte Sandsteine kommen im Vergleichsprofil der Cellonetta nicht zur Ausbildung. Andererseits können sie auf Grund einer Parallelisierungsmöglichkeit (Tab. 5) des unteren Bereichs der MF-Schicht 4 im Typ-Profil mit der MF-Schicht' 2 am Hohen Trieb sowie der Vertretung der MF-Schicht 4+5 durch die *amorphognathoides*-Zone (auch am Hohen Trieb!) des Typ-Profiles nur durch den oberen Teil der MF-Schicht 4 vertreten werden. Diese gehört jedoch der *celloni*-Zone nach WALLISER 1964 an. Ihr bisheriges Fehlen am Hohen Trieb bzw. das Nichtauftreten von gradierten Sandsteinen am Plöcken kann daher fazielle Unterschiede als Ursache haben (vgl. MOSTLER 1968).

2 b. Lithofazielle Auswertung

Die Mikrofaziesschichten der Hangend-Folge sind durch zunehmenden, terrigenen Einfluß charakterisiert. Ähnlich wie im Liegenden bewirkt die starke Sandeinschüttung auch hier ein Zurücktreten bzw. Fehlen von Biogenen.

Eine direkte Beziehung zwischen Korngröße und Sortierung ist nur in den tieferen, karbonatreichen Partien vorhanden. In den hangenden, gradierten, kalkarmen Sandsteinen ist die durch Gradierung bedingte „mäßige“ Sortierung auf Grund des Dominierens eines feinkörnigen Teilkollektivs (Korngrößen $< 63 = > 30\%$) bemerkenswert.

Wie gezeigt werden konnte, lassen sich die Mikrofaziesschichten der Hangend-Folge z. T. gut mit denen des Typ-Profiles (H. FLÜGEL 1965) korrelieren. Unterschiede zeigen sich hingegen in den Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder: Während es mit dem Einsetzen der Sandkomponente (MFS' 1, MFS' 2) im Vergleich zum kalkreicheren Cellonetta-Profil zu einer Reduktion der Schichtfolge am Hohen Trieb kommt, ist die sandige Vertretung der *celloni*-Zone am Hohen Trieb gegenüber dem Typ-Profil weit mächtiger entwickelt.

III. Bemerkungen zur Stratigraphie und Fazies

Die mediterrane Faunenprovinz des Ordoviziums, zu der auch die Karnischen Alpen gerechnet werden, gliederte SPJELDNAES 1967 in drei Abschnitte: Zagorian, Morgatian und Tafilaltian. Dieser Dreiteilung werden die lithologischen und faunistischen Gegebenheiten besser gerecht als die britische Gliederung. Die Entwicklung am Hohen Trieb gehört dem

sandig-kalkig entwickelten Tafilaltian an. Kennzeichnend für diesen Zeitabschnitt ist eine starke vulkanische Aktivität, während großtektonische Ereignisse mit Ausnahme an der Ordovizium/Silur-Grenze nicht bekannt sind.

1936 sprach sich NEKHOROSHEV für ein mittleres bis oberes ordovizisches Alter der Bryozoen-führenden Schichten aus, betonte aber das Überwiegen von netzartigen Formen der Gattung *Cryptostomata*. Andererseits erwähnen VINASSA DE REGNY & GORTANI 1908, VINASSA DE REGNY 1910, BATHER 1910, VINASSA DE REGNY 1915 und GORTANI 1915 unter anderen von Stua Ramaz, Casera Meledis, der S-Seite des Mt. Zermula, Chiadin di Lanza und Palon die Pizzul kalkige Tonschiefer mit einem Vorherrschen von trepostomen Bryozoen und datieren diese als Caradoc. GAERTNER 1931 faßt diese Vorkommen mit der Typuslokalität und anderen Fundpunkten im Plöckengebiet zur Uggwaserie zusammen. Eigene Begehungen zeigten, daß mit Ausnahme des Ordoviziums von Casera Meledis die oben angeführten Vorkommen als Fortsetzung der Basisanteile des Hohen Trieb-Zuges aufzufassen sind.

Die Annahme einer Vertretung der Himmelberger-Fazies in den etwa 35 m mächtigen Sandsteinen über den Bryozoen-führenden Schiefen ist aus folgenden Gründen wenig wahrscheinlich:

1. Der zeitliche Umfang der Himmelberger Sandsteine (keine Quarzite!) ist nicht genau bekannt;
2. In der Himmelberger Fazies fehlen die Bryozoen-führenden Schiefer;
3. Das Quarz/Feldspat-Verhältnis beträgt 2:1 im Gegensatz zum Hohen Trieb (vorwiegend 5:1);
4. Der Karbonatgehalt in den Himmelberger Sandsteinen erreicht nur Werte um 1%.

Die sandigen Echinodermatenkalke (Proben V, W) über dem liegenden Sandsteinkomplex lieferten:

Ambalodus triangularis
Amorphognathus cf. *ordovicica*
Icriodina sp.
Panderodus gracilis
Ozarkodina pseudotypica

Kalke aus dem oberen Teil der Wechsellagerung führten:

Ambalodus triangularis
Amorphognathus sp. WALLISER 1964
Amorphognathus sp.
Panderodus triangularis

Die Datierung dieser Faunen bleibt auf Grund nur weniger charakteristischer Formen zur Zeit noch offen. *Ozarkodina pseudotypica*, von LINDSTRÖM 1959 aus dem Crug-Kalk von Wales beschrieben, zeigt möglicherweise eine tiefere Einstufung als der hangende „Ashgill-Tonflaserkalk“ an. Dieser lieferte analog dem Tonflaserkalk des Cellonetta-Profiles aus dem gleichen stratigraphischen Niveau:

Acodus sp.
Ambalodus triangularis
Amorphognathus ordovicica
Icriodina irregularis
Oistodus lanceolatus
Panderodus unicostatus
Roundya truncialata
Scandodus rectus u. a.

Die Conodontenfauna des Tonflaserkalkes weist enge Beziehungen zum Keisley-Kalk (RHODES 1953) von Westmoreland auf, der ebenso wie die Kalkbankfauna des oberen Erzhorizontes in Thüringen (KNÜPFER 1967) dem Caradoc/Ashgill-Grenzbereich angehört. Sie bestätigt die von GAERTNER 1931 vorgenommene Einstufung ins untere Ashgill (SERPAGLI 1967).

Die Lage der Ordovizium/Silur-Grenze ist in den Karnischen Alpen bisher nicht geklärt. Während HERITSCH 1928 und GAERTNER 1931 an der Basis des Llandovery eine Lücke annehmen, schließt WALLISER 1964 auf Grund der einheitlichen Faunen des Grenzbereiches (Bereich I) eine solche aus. Mikrofaziell ist dieser Zeitraum dagegen in mehrere Mikrofazies-Zonen sowohl im Cellonetta-Profil als auch am Hohen Trieb gliederbar. Damit besteht die Möglichkeit, stratigraphisch äquivalente Bereiche in beiden Profilen abzugrenzen (Tab. 5):

Eine sichere Vertretung der „Unteren Schichten“ und damit unteres Llandovery sind die Echinodermatenkalke (MF-Schicht 2 nach H. FLÜGEL 1965) im Anschluß an die MF-Schicht 1. Über ihnen folgen im restlichen 6-20 m mächtig aufgeschlossenen Profil Biomikrospareite, Schillsandsteine und gradierte Sandsteine. Sie werden dem oberen Teil der „Unteren Schichten“ und den „Trilobitenschichten“ des Cellon-Profiles gleichgesetzt (= oberes Bereich I und *celloni*-Zone nach WALLISER 1964).

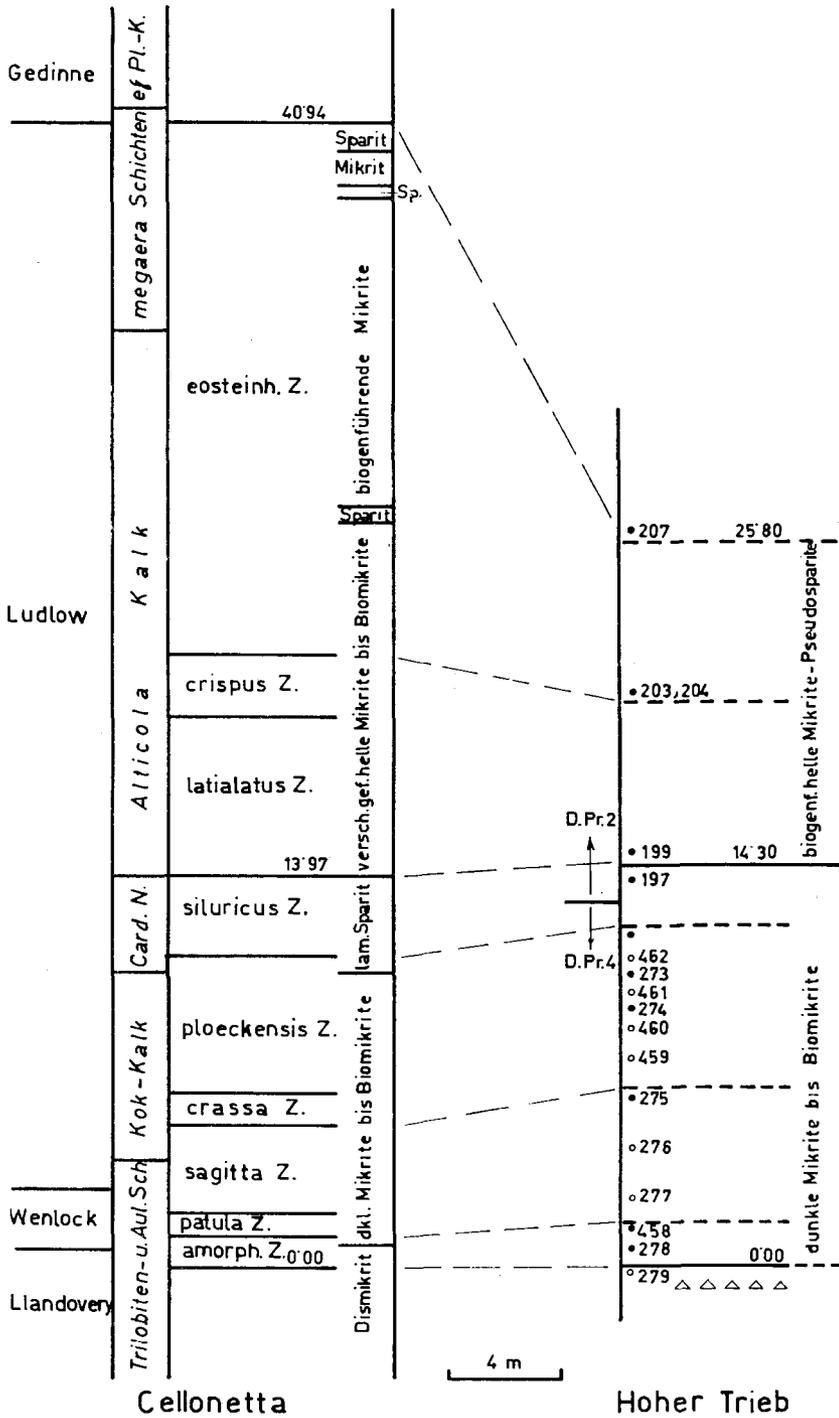
Mächtigkeit und Mikrofazies weichen hier allerdings vom Typ-Profil merklich ab (vgl. S. 279 ff).

IV. Diskussion

Die Ursache der mehrmaligen Einschüttung terrigenen Materials und die damit verbundene Beeinflussung der Karbonatsedimentation kann aus direkten Anzeichen (z. B. Diskordanzen) nicht erklärt werden. Bodenunruhen oder eustatische Schwankungen des Meeresspiegels, die sich beide in transgressiven und regressiven Trends im Sedimentationsbild auswirken, könnten die wechselnde Sandzufuhr erklären.

Im Raume des Hohen Trieb fehlen Eruptiva, die auf eine magmatische Tätigkeit in diesem Zeitabschnitt hinweisen. Eine solche muß jedoch einerseits auf Grund des Vorhandenseins von Porphyroiden in den Sandsteinen der Himmelberger Alm (HERITSCH 1943) und der Plenge Fazies, andererseits nach den Ergebnissen aus dem Paläozoikum der Karawanken (ROLSER 1968) und der Grauwackenzone (FLAJS 1967, MOSTLER 1968) auch für den Raum der Karnischen Alpen angenommen werden.

Die gleichbleibende Schwermineralassoziation der Liegend- und Hangendfolge (nach abnehmender relativer Häufigkeit: Titanit, Zirkon, Rutil, Apatit, Turmalin) gibt einen Hinweis auf saure Gesteine (freigelegte Unterlage ?) als Liefergebiet der Sandsteine (Metamorphite sind auf Grund des Fehlens von Granat und Hornblende weniger wahrscheinlich).



Tab. 6:

Korrelation der Schichtfolge im höheren Silur am Hohen Trieb und im Cellon-Profil.

Auffallend ist in diesem Zusammenhang der relativ hohe Feldspatgehalt.

Dies deutet

a) auf ein Einzugsgebiet in der Nähe von Vulkaniten oder Plutoniten (PEI-YUAN CHEN 1968 vertritt die Meinung, daß „lithic arkoses“ = Probe O, eher „vulkanische“ Sandsteine sind);

b) gewinnt die Vorstellung SPJELDNAES' 1961 an Bedeutung, der im Ordovizium die Faunenverteilung auf die veränderte Pollage zurückführt und dies durch faunistisch erkennbare Klimazonen beweist. Die Faunen der Karnischen Alpen sprechen nach ihm für eine relative Polnähe = Kaltwasser Zone (inwieweit damit das Fehlen von Korallen im Ordovizium der Karnischen Alpen im Gegensatz zu zahlreichen Formen im Silur erklärt werden könnte, kann zur Zeit noch nicht mit Sicherheit entschieden werden).

Insofern besteht aber auch die Möglichkeit einer Abhängigkeit des Feldspatgehaltes von der Wassertemperatur (SPJELDNAES 1961: 61), als Kaltwasser die chemische Zersetzung des Feldspates hemmen, andererseits aber den Transportweg und die Abrasion erhöhen könnte.

Die oben erwähnten Schweremineralien und der hohe Feldspatgehalt sind nicht nur für die ordovizischen und untersilurischen Sandsteine am Hohen Trieb kennzeichnend. Nach PELIZZER & TOMADIN 1962 weisen die Sandsteine der Formation von Fleons (SELLI 1963) eine ähnliche Zusammensetzung auf, werden dort jedoch viel mächtiger (vgl. auch MOSTLER 1968).

Silur

Die Schichtfolge

Das Silur wird am Hohen Trieb durch die Plöckener Fazies (SPITZ 1909) vertreten. An der Gesamtmächtigkeit von 36—37 m (ein 4—5 m mächtiger Abschnitt zwischen den „gradierten Sandsteinen“ = Teil der *celloni*-Zone und der *amorphognathoides*-Zone ist nicht aufgeschlossen) beteiligen sich, lithologisch gut abgrenzbar, vom Liegenden zum Hangenden

kalkig-sandige Schichten (Detailprofil 3 = 6·50 m + 4—5 m)¹⁾
 dunkle, spätige Kalke, z. T. mergelig (Detailprofil 4 = 13 m) und
 helle, biogenführende Mikrite (Detailprofil 2 = 12·80 m).

Im Detailprofil 4 folgen über den sandigen Basisschichten des tiefsten Silur rostbraun verwitternde, im Bruch dunkle, fast schwarze, gut gebankte (*dm*-Bereich), z. T. knollige, spätige Orthocerenkalke, die im Liegend-Teil analog dem Cellonetta-Profil (*amorphognathoides*-Zone) mit dunklen Mergelschiefeln wechsellagern.

¹⁾ Aus faziellen Gründen wurde dieser Abschnitt (= Hangend-Folge, vgl. S. 279) gemeinsam mit dem Ordovizium behandelt.

Mikrofaziell handelt es sich um dunkle Mikrite bis Biomikrite (bis 40% Gesamtbiogenanteil) mit örtlicher dismikritischer Ausbildung. Undeutlich faserige Laminierung und von Calzit erfüllte Wurmröhren weisen auf bioturbate Verwühlung hin. An Biogenen herrschen Echinodermen vor, daneben finden sich Trilobiten- und Brachiopodenreste, Lamellibranchiaten, Ostrakoden und über der *amorphognathoides*-Zone Nautiloiden. Styloolithen und Rückstandstone treten häufig auf. Ab der *sagitta*-Zone wird in Übereinstimmung mit dem Cellonetta-Profil eine stärkere Dolomitisierung auch außerhalb der Rückstandstonpartien beobachtet.

Die Kalke lieferten eine Conodontenfauna der *amorphognathoides*-Zone bis *siluricus*-Zone (nach WALLISER 1964: Llandovery bis höheres Ludlow). Die von WALLISER 1964 im Cellonetta-Profil aufgestellte *patula*- und *crassa*-Zone konnte am Hohen Trieb trotz reicher Probennahme nicht nachgewiesen werden. Auf Grund von Leitformen wurden folgende Zonen erkannt:

amorphognathoides-Zone: *Pterospathodus amorphognathoides*
sagitta-Zone: *Spathognathodus s. sagitta*
 Bereich *crassa*- bis *siluricus*-Zone: *Ozarkodina fundamentata*, *Kockelella variabilis*
ploeckensis-Zone: *Ancoradella cf. ploeckensis*, *Spathognathodus inclinatus posthamatus*

Die Kalke der *siluricus*-Zone (= *Cardiola*-Niveau) sind im Detailprofil 4 infolge Schuttüberdeckung nicht aufgeschlossen, hingegen konnten sie im Detailprofil 2 (nördlich P. 2145) in der gleichen lithologischen Ausbildung wie die liegenden Schichten mit

Kockelella variabilis
Ozarkodina zieglerei tenuiramea
Ozarkodina fundamentata
Spathognathodus inclinatus inflatus

nachgewiesen werden.

Der Übergang des *Cardiola*-Niveaus zu den hangenden Partien ist lithologisch und mikrofaziell gut erfaßbar, conodontenfaunistisch aber weniger deutlich ausgeprägt. Makroskopisch ist der rasche Wechsel (*dm*-Bereich) von dunklen spätigen Kalken in hellgraue, dünnbankige, stark geklüftete Mikrite bis Pseudosparite auffallend. Mit Ausnahme einzelner Bänke, in denen Echinodermen und Filamente vorherrschen (bis 15%), ist die Biogenführung hier gering (meist unter 5%; Nautiloiden, Ostrakoden, Trilobiten). Stärkere Dolomitisierung und Verwühlung wurde hier nicht beobachtet.

Die tiefsten Mikrite zeigen nach

Spathognathodus cf. snajdri
Ozarkodina zieglerei tenuiramea

die Grenze *siluricus/latialatus*-Zone an. Darüber lieferten mikrofaziell gleiche Kalke ausschließlich die bekannten Durchläuferformen des höchsten Silur. Probe 203 und 204 hingegen, etwa 5-5 m nach dem Beginn der hellen Kalke, führten erstmals Leitformen der *eosteinhornensis*-Zone (nach WALLISER 1964: höchstes Ludlow):

Neoprioniodus bicurvatus
Ozarkodina ortuformis
Ozarkodina typica denckmanni
Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis

Die *eastinhornensis*-Zone erreicht am Hohen Trieb eine Mächtigkeit von 6 m. Sie wird durch das Einsetzen plattiger Kalke und durch das Auftreten von *Icriodus woschmidti* lithologisch und faunistisch nach oben begrenzt.

Die beschriebene Silurentwicklung des „Mittleren Kalkzuges“ über der *amorphognathoides*-Zone läßt sich mit der Plöckener Fazies des Cellonetta-Profiles gut vergleichen. Besonders die dunklen, spätigen Kalke zeigen hinsichtlich ihrer faziellen Ausbildung, ihrer zeitlichen Oberkante und ihrer Mächtigkeit gute Übereinstimmung. Am Hohen Trieb fehlen jedoch die hangenden Mergellagen des *Cardiola*-Niveaus, die im Cellonetta-Profil wenige Graptolithen geliefert haben.

Stark vom Typ-Profil im Gelände (Farbgebung!), in der Mächtigkeit und in der Mikrofazies abweichend, sind die Äquivalente des *Alticola*-Kalkes und der *megaera*-Schichten. Sie erreichen hier insgesamt nur eine Mächtigkeit von 11,5 m, dagegen im Cellonetta-Profil 27 m, am Kokberg nach MANZONI 1965 sogar 60 m (= Fazies von Ramaz nach SELLI 1963: 60–80 m). Die reduzierte Mächtigkeit des höchsten Ludlow am Hohen Trieb gegenüber dem mächtigeren Cellon-Profil kann als Schwellenfazies analog GAERTNER 1931: 139 bzw. als Folge rascherer Beckenabsenkung im höchsten Silur, einleitend die unterdevonische Tentakuliten-Knollenkalkfazies, gedeutet werden.

Devon

Die Devonentwicklung erreicht im „Mittleren Kalkzug“ eine Mächtigkeit von etwa 150 m. Davon entfallen auf das

Unterdevon: 90–95 m

Mitteldevon: 20–22 m

Oberdevon: 35 m

Die Schichtfolge

1. Das Unterdevon

Mit BOUČEK, CHLUPÁČ & HORNÝ 1967 wird für die Kalkentwicklung am Hohen Trieb die *uniformis*-Grenze als Silur/Devon-Grenze gewählt. Sie stimmt mit der von GAERTNER 1931 an die Basis der „ $\epsilon\gamma$ -Plattenkalke“ gelegten Silur/Devon-Grenze überein. Etwa 11 m über der Liegend-Grenze der hellen Mikrite zu den dunklen Kalken des oberen Ludlow tritt mit dem Einsetzen gut gebankter (*dm*-Bereich), plattiger Kalke (Pr. 207) erstmals *Icriodus woschmidti* auf. Diese etwa 12 m mächtigen hellen Kalke gleichen mikrofaziell dem mikritischen Typ im Liegenden. Styolithen mit Anreicherung von Dolomit in den Rückstandstonen werden häufig beobachtet. Die Fauna ist durch

Ancyrodella trigonica
Neoprioniodus bicurvatus
Ozarkodina typica denckmanni
Icriodus woschmidti

Eifel		
	tm/tu-Grenze	== Wechsellagerung: ==
Ems	Zlichov	== Biomikrite(tonr.)- 24m == == Pelpseudosparite ==
Siegen	Prag	== Biomikrite == 6 m
		== Rote ==
		Kalkknollenschiefer 34 m (tonreiche Mikrite)
Gedinne	Lochkov	Pelpseudosp.+Mikrite 6 m
		Pelpseudosparite 16 m
		Plattenkalke Mikrite 12 m
	uniformis-Grenze	
Ludlow		Mikrite

Tab. 7: Das Unterdevon am Hohen Trieb

Spathognathodus frankenwaldensis
Spathognathodus steinhornensis remscheidensis
Trichonodella symmetrica
Spathognathodus stygius im höheren Bereich

charakterisiert.

Aus ihrer Datierung (Gedinne bis unteres Siegen = Lochkov) ergibt sich für die im Hangenden folgenden, mikrofaziell mit den „ey-Plattenkalke“ der Plöckener Fazies vergleichbaren Plattenkalke, am Hohen Trieb ein Alter ab dem unteren Siegen. Auch nach H. FLÜGEL 1965 stimmt die mikrofazielle Grenze nicht mit der stratigraphischen überein (allerdings nur um 35 cm und nicht 12 m!).

Im Gelände ist der Übergang der hellen Plattenkalke in die darüberfolgenden, etwa 16 m mächtigen, dunklen Plattenkalke kontinuierlich. Mikrofaziell handelt es sich, sieht man von der beginnenden Einschaltung

toniger, mikritischer Bänke im Hangenden ab, um einen homogenen, Pseudoooid-führenden Pseudosparit (= Pelpseudosparit) mit einer geringen Biogenführung (Echinodermen). Folgende Conodonten sind daraus wichtig:

„*Oneotodus*“ *beckmanni* (sehr häufig)
Belodella resima (häufig)
Spathognathodus wurmi
Spathognathodus stygius
Icriodus pesavis

Datierung: ab Siegen.

Im Hangenden schalten sich zwischen die Plattenkalke anfangs tonige, schwarze Lagen im *cm*-Bereich bzw. hellere, tonreiche Mikrite mit linsiger Auflösung, in denen erstmals Tentakuliten (unbestimmbar) im Schlift beobachtet wurden. Dieser Übergangsbereich ist etwa 6 *m* mächtig. Darüber wird die Färbung vorherrschend ziegelrot, seltener grünlich bis hellbraun. Diese Folge erreicht eine Mächtigkeit von 34 *m*.

Der im Gelände stark hervortretende rötliche Kalk ist nach dem Kohlenstoffgehalt (65%) nach GRÜNDEL & RÖSLER 1963 als Knollenkalk aufzufassen, wird jedoch hier auf Grund der Ausbildung von mechanisch wirksamen Flächenscharen, die einen Winkel von 30° gegenüber dem sedimentären *s* bilden, als „Roter Kalkknollenschiefer“ (= ? Druckflächenschiefer) bezeichnet (Abb. 2). Nur mehr gelegentlich schalten sich in diesen Typ massige, blaugraue Pelpseudosparitbänke des liegenden Kalktyps mit einem unlöslichen Rückstand von 6% ein.



Abb. 2: Kalkknollenschiefer mit eingelagerter Pelpseudosparit-Bank. Der Linsenbau erfaßt nur den Kalkknollenschiefer

Mikrofaziell handelt es sich bei dem Kalkknollenschiefer um einen Mikrit bis Pseudosparit mit Tentakuliten (*Nowakia acuarina* in Pr. 226), Ostrakoden, Trilobiten und Filamenten, wobei der Gesamtbiogenanteil unter 5% liegt.

Die Analyse der Lösungsrückstände beider Typen zeigt nur unwesentliche Unterschiede (H. HÖLLER): während die Pelpseudosparitbänke nach abnehmender Häufigkeit Quarz, Feldspat, Illit und Kaolonit führen, enthalten die tonreichen Partien relativ weniger Feldspat, dafür aber mehr Kaolonit.

Nach oben zu geht diese Folge allmählich in etwa 6 m mächtige, hellbraun anwitternde, grob gebankte, unregelmäßig gefaserte Biomikrite (Echinodermen, Brachipoden, Filamente) über. Spätige Kalke schalten sich auch hier zwischen die tonreicheren Schichten ein. In den obersten Bereich dieses Schichtgliedes fällt zufolge des gemeinsamen Auftretens von *Polygnathus linguiformis* und *Spathognathodus st. steinhornensis* die Siegen/Ems-Grenze. Besonders im Grenzbereich ist das relative Überwiegen von Tentakuliten (unbestimmbar) auffallend. Mit dem Beginn des Ems kommt es zur Entwicklung einer 24 m mächtigen Wechsellagerung dünnbankiger, fleischroter bis hellgrauer Mikrite mit tonigen Zwischenlagen („shales“ im *cm*-Bereich) und dunkler Pelpseudosparitbänke (*dm*-Bereich). Diese Wechsellagerung reicht bis ins Eifel. Die Unterdevon/Mitteldevon-Grenze ließ sich weder lithologisch noch mikrofaziell erfassen. Auf Grund des Fehlens von typischen Ems-Vertretern im Hangenden werden die unteren 18 m dieser Folge noch dem Unterdevon zugerechnet.

2. Das Mitteldevon

Das Mitteldevon erreicht im untersuchten Profil eine Mächtigkeit von 20—22 m.

Die Ems-Eifel-Grenze liegt zwischen den P-pkt. 239 und 242 in einem nicht weiter gliederbaren Bereich (Abb. 3). Die roten dünnbankigen Mikrite des unteren Eifel werden etwa 4 m über Top Ems von blaugrauen spätigen Kalken abgelöst: In einer 4 m mächtigen Wechsellagerung alternieren letztere mit tonreichen Mikriten, die jedoch mengenmäßig stark zurücktreten. Im Hangenden folgt ein etwa 3·70 m mächtiger, dunkler, Radiolarien-führender Lydit, der auf Grund von

Polygnathus angustipennata
Polygnathus exilia
Polygnathus linguiformis
Polygnathus webbi
Polygnathus xyla
Polygnathus procera

in den unmittelbar darüber folgenden schwarzen, 1 m mächtigen Pelpseudospariten (Radiolarien-führend!) in das höchste Eifel eingestuft werden muß. Geringmächtige Kalkbänke innerhalb des Lydits lieferten im Gegensatz zu anderen Punkten (vgl. S. 302) keine stratigraphisch wichtigen Formen.



Abb. 3: Unter-/Mitteldevon Grenzbereich. Probe 240 aus auskeilender, grobkristalliner Kalzitlinse

Das Givet erreicht eine Mächtigkeit von etwa 7—8 m. Lithologisch gliedert es sich in bräunlich verwitternde, dünnbankige, hellgraue Kalke mit Tentakuliten (unbestimmbar) im Liegenden und gut gebankte, dunkelgraue, fast schwarze Kalke (Biomikrite bis Pseudosparite) im hangenden Anteil. Letztere lieferten eine charakteristische Fauna des Grenzbereiches Mitteldevon/Oberdevon:

Polygnathus asymmetrica ovalis
Polygnathus cristata
Polygnathus decorosa
Polygnathus dengleri
Polygnathus normalis
Polygnathus procera

Datierung: tiefe *asymmetrica*-Zone nach ZIEGLER 1962.

3. Das Oberdevon

Das zirka 35 m mächtige Oberdevon läßt folgende lithologische Gliederung erkennen:

1 m über den Kalken der *asymmetrica*-Zone folgen 6-70 m mächtige Tonschiefer („shales“), in denen dünne Lyditbänder und geringmächtige Palmikrite und Mikrite mit einer Conodontenfauna des toI α (Pr. 233), des toI δ (Pr. 232) und des toII α — β (Pr. 231) eingelagert sind.

Den Top der Tonschiefer nehmen 3 m mächtige gut gebankte (cm- bis dm-Bereich) Mikrite ein. Sie leiten über zu einem 16 m mächtigen Mikrit, der in zwei Teilbänke zu 5 m und 11 m gegliedert ist. Der liegende Teil zeigt Flaserstruktur: Bräunliche bis rötliche, wellige Tonhäute \pm parallel ss verwittern langsamer als der Kalk und geben diesem seine charakteristische Zeichnung an der Oberfläche. Mikrofazial liegt ein stylolithenreicher Mikrit vor.

Die Untergrenze dieser Bank entspricht dem toII β —toIII α (*Palmatolepis tenuipunctata*, *P. gl. pectinata*), der oberste Horizont (Pr. 229) dem toIII α (*Palmatolepis gl. pectinata*, *P. perlobata schindewolfi*, *Polygnathus n. nodocostata*, *P. gl. glabra*). Im Hangenden folgen Kalke des höchsten Oberdevons: 4 m unter der Profilobergrenze (Pr. 477 = 4 m über Pr. 229) lieferten mäßig gut gebankte graue Mikrite eine reiche Fauna des toIII β bis toIV (*Palmatolepis gl. elongata*, *P. helmsi*, *P. schleizia*, *Polygnathus diversa*, *P. obliquicostata* = Grenzbereich obere *velifera*-Zone/untere *styriaca*-Zone), 2 m darüber (Pr. 478) charakteristische Vertreter der *styriaca*-Zone (*Palmatolepis gr. gracilis*, *P. perlobata schindewolfi*, *Polygnathus marginvolutus*, *P. styriaca*).

Den Abschluß der Schichtfolge bilden mittelbankige, helle Mikrite (mit etwa 1% Biogenanteil: Ostrakoden, ? Radiolarien) des höchsten Oberdevons (obere *costatus*-Zone, toVI) mit

Palmatolepis gracilis sigmoidalis
Palmatolepis gracilis gracilis
Pseudopolygnathus trigonica
Spathognathodus c. costatus
Spathognathodus c. spinulicostatus
Spathognathodus costatus ultimus
Spathognathodus supremus u. a.

Mit geringer Winkeldiskordanz werden die oberdevonischen Kalke von einem etwa $\frac{1}{2}$ m mächtigen, dunklen, Radiolarien-führenden Lydit überlagert. Er bildet die Basis des Hochwipfelkarbons.

Bemerkungen zur Devonentwicklung

Die Devonkalke des Hohen Trieb werden von HERITSCH 1936 der Rauchkofelfazies zugerechnet. Diese wurde von GAERTNER 1931 am Rauchkofel als kalkige Entwicklung über den Plattenkalken festgestellt und in einen liegenden Teil mit bunten, vorherrschend roten Flaser- und Netzkalken (bisweilen mit zwischengeschalteten „Riffkalkbänken“) und einen höheren oberdevonischen Bereich, der aus bunten Kalken besteht, unterteilt. Übergänge führen von dieser Fazies in die Riffentwicklung.

Wie in der vorliegenden Arbeit gezeigt werden konnte, gliedert sich das Devon am Hohen Trieb ab dem Siegen (= über den Plattenkalken) in Tentakuliten-führende, tonreiche mikritische Knollenkalke mit wechselnder Einschaltung von tonärmeren Partien (= Pelsparitbänke) und in Netz- und Flaserkalke ab dem Oberdevon I. Zusätzlich kommt es im Mitteldevon zur Zwischenschaltung von Mergellagen.

Auffallend ist in den Kalken das Fehlen eines Benthos (Brachiopoden, Lamellibranchiaten, Gastropoden und Korallen). Vorherrschend ist dagegen Plankton: Tentakuliten, Radiolarien und Conodonten. Das Fehlen von Korallen steht im Gegensatz zu ihrem reichlichen Auftreten in den „Riffkalkbänken“ = biostrome Bänke der italienischen Literatur (z. B. Findenig, vgl. JÄGER & PÖLSLER 1968). Diese Bänke können am Hohen Trieb nicht von Riffsedimenten abgeleitet werden: Mikrofaziell handelt es sich um einheitlich ausgebildete, homogene, seltener schwach lamellierte Pelpseudosparite bis Pelmikrite mit geringer Echinodermen- und Radiolarienführung. Inwieweit diese Charakterisierung auch auf die Typus-

lokalität zutrifft bzw. ob eine engere Fassung der Rauchkofelfazies vorgenommen werden muß, kann zur Zeit auf Grund einer fehlenden Neubearbeitung noch nicht entschieden werden, obgleich bereits FRECH 1892:98 vom Rauchkofel Korallen in „Riffbänken“ anführte.

Karbon

a) Kalkige Ausbildung

Die gute stratigraphische Verwertbarkeit der Conodonten ermöglichte in den letzten Jahren in den Karnischen Alpen das Erfassen von Kalkprofilen über die Devon/Karbon-Grenze hinaus (MÜLLER 1959, FERRARI & VAI 1965 bzw. MANZONI 1965, SCHÖNLAUB 1968, GEDIK 1968). Auch am Hohen Trieb konnte an drei Fundpunkten kalkiges Unterkarbon im Anschluß an oberdevonische Flaserkalke nachgewiesen werden (vgl. S. 302). Der Fundpunkt „Kronhofgraben“ wird infolge einer größeren Bedeutung dieser Frage getrennt behandelt (SCHÖNLAUB 1969).

b) Hochwipfelkarbon

Über den petrographischen Bestand der klastischen Serie des Hochwipfelkarbons geben u. a. die Arbeiten von GAERTNER 1931, HERITSCH 1936 sowie KAHLER & PREY 1963 Auskunft. Ihre Beschreibungen stimmen mit den am Hohen Trieb vorgefundenen Verhältnissen überein. Neben den bereits von E. FLÜGEL & GRÄF 1960 bekanntgemachten Vorkommen von dazitischen Gesteinen im Kartierungsgebiet konnten zwei weitere Fundpunkte ¹⁾ festgestellt werden:

1. S P. 1745 am Rücken, der das Zollner Plateau vom Oberen Bischofalm-Kar trennt,

2. zirka 100 m SE des oben angeführten Vorkommens auf der südwestlichen Rinnenseite des Weges von der Oberen Bischofalm zum Zollner Törl.

Oftmals wurde in der Vergangenheit die Ansicht vertreten, daß das Hochwipfelkarbon aus altersmäßig stark heterogenen Anteilen bestehe. Nun stellte es sich aber am Hohen Trieb heraus, daß sich sicher ordovizische (= Bryozoen-führende Tonschiefer an der Basis des „Mittleren Kalkzuges“) ebenso wie silurische Anteile auskartieren lassen und daher der erweiterte Begriff Hochwipfelschichten im Sinne von KAHLER & METZ 1955 außer Karbon noch höchstens Devon umfassen könne.

Dennoch sprechen heute viele Fakten eher für ein ausschließlich karbonenes Alter dieses Komplexes (Tab. 8) und damit für den Ausdruck Hochwipfelkarbon (HERITSCH 1929, FLÜGEL 1959 in FLÜGEL, GRÄF & ZIEGLER):

1. ZIEGLER in FLÜGEL, GRÄF & ZIEGLER 1959 stufte Conodonten-führende Lydite innerhalb des Hochwipfelkarbons in einen Zeitraum zwischen hohen Oberdevon und *Pericyclus*-Stufe ein;

2. Eine Reihe von Kalkprofilen der Unterlage des Hochwipfelkarbons reicht bis ins cu II;

¹⁾ Die Bearbeitung dieser Proben wurde vom Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Graz (Vorstand Prof. Dr. H. HERITSCH) in Aussicht gestellt.

Besteht nunmehr hinsichtlich der stratigraphischen Einordnung dieser Schichten in das Karbon im allgemeinen Übereinstimmung, so divergieren die Ansichten über das Geschehen vor der Ablagerung dieser Sedimente: Ungeklärt ist das Ausmaß einer möglichen Sedimentationslücke zwischen den Kalken und den Schiefeln ebenso, wie eine Auftauchungsperiode noch nicht als erwiesen erscheint. Unterschiedliche Auffassungen herrschen auch hinsichtlich einer Gebirgsbildung (Sudetische Phase) vor oder innerhalb des Hochwipfelkarbons. Andererseits konnte ein Einfluß der bretonischen Phase im Grenzbereich Devon/Karbon in keinem durchgehenden Kalkprofil nachgewiesen werden (GEDIK 1968, SCHÖNLAUB 1969).

B. Silur und Devon in Kieselieferfazies

Die Lydite bzw. Kieseliefer (vgl. F. & H. HERITSCH 1943) des Arbeitsgebietes zeigen in den meisten Fällen eine starke Tektonisierung. An drei verschiedenen Fundpunkten konnte aus ihnen eine kleine Graptolithenfauna gewonnen werden, deren Bestimmung in freundlicher Weise Herr Doz. Dr. H. JAEGER, Berlin, übernahm:

1. Aufschluß 4: Am Weg von der Oberen Bischofalm zum Zollner Plateau vor der Abzweigung zur Kote 1745. Hier handelt es sich um eine stark verfaltete, z. T. mylonitisierte diskordante Einlagerung von Lyditen im Hochwipfelkarbon. Die Diskordanz ergibt sich aus der Lagerung 150/50 E für den Lydit bzw. 105—120/50 N für die Schiefer des Hochwipfelkarbons. Der Aufschluß wurde in etwa 1 m Länge freigelegt.

Ein schlecht erhaltener Graptolithenrest erlaubte hier eine Bestimmung als

Monograptus aequabilis (PRIBYL).

Datierung: Gesamtes Lochkov bis Prag-Stufe = Unterdevon.

2. Aufschluß Oberes Trieb-Kar: Dieser Fundpunkt liegt S P. 1874 und ist zwischen Schuttrinnen, die vom Kleinen Trieb ins obere Trieb-Kar ziehen, geringmächtig aufgeschlossen. Westlich davon streicht Hochwipfelkarbon, einen Rücken bildend, fast bis zum Karboden. Dieser Aufschluß lieferte:

Retiolites geinitzianus BARRANDE

Monograptus vomerinus NICH.

Monograptus spiralis (GEINITZ)

Monograptus priodon BRONN

Datierung: Zone 24—25 möglich, wahrscheinlich aber oberstes Valent, *spiralis*-Horizont, gelegen über der eigentlichen Zone 25.

3. Aufschluß 18: NW P. 1874 auf dem W-Hang des Rückens zwischen Oberen Bischofalm-Kar und Hohen Trieb-Kar in einer Höhe von etwa 1810 m. Stark verfaltete und ausgewalzte Kieseliefer lieferten hier

Monograptus cf. difformis TÖRNQUIST

M. cf. revolutus KURCK

Diplogr. (Petalogr.) ?? sp.

M. triangulatus (HARKNES) ??

Datierung: Zone 19 (= *M. gregarius*-Zone), falls *Petalograptus* und *M. triangulatus* wirklich dabei sind, sonst Zone 18—19 (= oberstes Unterdevon).

Mit der Lokalitätsangabe „Nordrand des Hohen Trieb-Kars“ fanden sich nicht veröffentlichte Graptolithen in der Sammlung des hiesigen Instituts. Sie wurden von E. HABERFELNER (1931, nicht veröffentlicht) als folgende Formen bestimmt:

Monograptus undulatus (ELLES & WOOD)

M. marri (PERNER)

M. cf. flagellaris TÖRNQUIST

Datierung nach HABERFELNER: Zonen 22—24 (oberes Llandovery).

Beziehungen

Besonders der letzte Aufschluß erscheint interessant, da er in unmittelbarer Nähe der Wechsellagerung Kalk-Lydit liegt, die an der Basis nach Conodonten in die *sagitta*-Zone eingestuft wird. Inwieweit hier nun eine Zuordnung zur rein schiefbrig (im Silur!) entwickelten Bischofalm-Fazies im Sinne von H. FLÜGEL 1968 oder eher zur Findenigentwicklung (JAEGER & PÖLSLER 1968) besteht bzw. ob es möglicherweise zu Faziesverzahnungen in diesem Bereich kommt, kann auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht gesagt werden.

III. Tektonischer Aufbau

Südlich der Oberen Bischofalm trennt Hochwipfelkarbon die drei WNW—ESE streichenden Kalkzüge, die hier als

„Nördlicher Kalkzug“ (Silur-Oberdevon)

„Mittlerer Kalkzug“ (Ordovizium-Oberdevon) und

„Südlicher Kalkzug“ (Unterdevon-Unterkarbon)

bezeichnet werden.

Das Gebiet um den Hohen Trieb, das HERITSCH 1936 der Rauchkofeldecke zuordnet, ist durch einen Falten- und Schuppenbau gekennzeichnet, der auch das Hochwipfelkarbon mit einbezieht. Als Zone mit großer tektonischer Wirkung erwies sich hierbei die Linie über den „Spähenkopf“ zum Kleinen Trieb, deren tektonischer Charakter in der isolierten Stellung einzelner Kalkkomplexe, in *m*-mächtigen Kalkblastomyloniten, im Durchspießen von Hochwipfelkarbon in den Kalken und in der mehrfachen Einlagerung Graptolithen-führender silurischer Kieselschiefer (vgl. S. 295) im Hochwipfelkarbon des Rückens zwischen Bischofalm-Kar und Hohen Trieb-Kar zum Ausdruck kommt. Bei dieser Störungzone handelt es sich möglicherweise um den Ausstrich einer Fläche, die, bezogen auf die Hohe Trieb-Antiklinale (italienisches Gebiet), die Position einer *hol*-Fläche einnimmt. Der „Mittlere“- und „Südliche Kalkzug“ wurden hingegen von einer intensiven Verfaltung betroffen. Inwieweit dabei beide Züge einem Faltenystem angehören, kann nicht mit Sicherheit entschieden werden. Schuttüberdeckung verschleiert hier mögliche Zusammenhänge. Auffallend ist hingegen das annähernd gleiche Streichen aller Faltenachsen (106 bis 138, diesen Werten entspricht auch das Generalstreichen im Hochwipfelkarbon!) sowie ihr starkes Pendeln um die Horizontale (bis 30°, vgl. Raumlage der Großfaltenachsen in der geol. Karte).

Zusätzlich sind alle Kalkzüge von kleineren Brüchen durchsetzt (z. B. folgt der Kronhohgraben einer tektonisch vorgezeichneten Linie).

Über das Alter dieser Tektonik lassen sich im Raume der Bischofalm auf Grund des Fehlens von transgressiven jüngeren Ablagerungen keine Angaben machen.

1. Der „Nördliche Kalkzug“

Dieser Zug bildet die Steilabfälle zwischen der Oberen und der Unteren Bischofalm. Zu ihm werden auch die Kalke nordöstlich der Oberen Bischofalm am Weg zur „Ochsenhütte“ gerechnet. Der höchste Punkt ist die Kote 1762 („Spähenkopf“). Der vom hohen Ludlow bis ins Oberdevon reichende Komplex läßt einen Schuppenbau aus drei Kalkeinheiten erkennen, deren trennendes Element Hochwipfelkarbon ist. Zusätzlich sind die einzelnen Einheiten stark verfaultet und durch Längsbrüche zerlegt. Die Gliederung erfolgt von NE nach SW und wird im folgenden als

Einheit A

Einheit B

Einheit C

beschrieben.

Die Einheit A kann als Deckscholle aufgefaßt werden. Geringmächtige oberdevonische Kalke liegen am Weg von der Unteren zur Oberen Bischofalm nahe des nördlichen Karrückens über Hochwipfelkarbon und bilden gegen E den Kammverlauf. Auf der Höhe nordöstlich der Oberen Bischofalm zeigen die grauen, schlecht gebankten, schwach geflaserten, dichten Kalke eine Lagerung von 66—87/19—46 S. Sie führen eine reiche Oberdevon (to III)-Conodontenfauna. In der flachen Überlagerung dieser Kalke durch gut gebankte Sandsteine vermutete HERITSCHE 1929 : 420 das westlichste Vorkommen der Naßfeldfazies.

Die Einheit B ist südwestlich der Materialseilbahn aufgeschlossen und wird durch intensive Zertalung, mächtige Kalkwände und starken Bewuchs charakterisiert. Die Kalke sind um eine etwa 25° gegen SE geneigte Achse verfaultet. Der Faltenkern wird von stark geklüfteten, grauen Echinodermatenkalken gebildet; sie stehen im tieferen Bereich der ersten breiten Rinne westlich der Materialseilbahn an. Mikrofaziell handelt es sich um Pseudosparite, wie sie auch im Profil des „Mittleren Kalkzuges“ im selben stratigraphischen Niveau auftreten. Die Mikrofauna führt neben typischen Durchläuferformen

Ozarkodina typica typica
Spathognathodus primus
Neoprioniodus cf. multiformis
Acrotretella siluriana IRELAND 1961

Datierung: höheres Ludlow.

Darüber folgen, den östlichen und westlichen Faltenschenkel aufbauend, unterdevonische (tiefer als Ems), tonreiche, z. T. rötliche, knollige Kalke mit:

„*Oneotodus*“ *beckmanni*
Belodella devonica
Scolopodus devonicus
Spathognathodus steinhornensis ssp.
Spathognathodus cf. *transitans*
Spathognathodus stygius

Datierung: Siegen.

Rötliche, dünn gebankte Ems-Kalke überlagern dieses Niveau (gut aufgeschlossen u. a. südlich der unteren Brugger-Alm in den topographisch tiefsten Kalken des Baches von der Oberen Bischofalm).

Das geringmächtige Mitteldevon mit dunklen, spätigen Kalken reicht örtlich nahe an die obere Kante des Steilabfalles. Hier, wie im gesamten Arbeitsgebiet, tritt ein wenige *m*-mächtiger, dunkler Lydit im Eifel auf. Darüber folgen tieferdevonische, tonreiche, dünnbankige Mikrite. Sie formen die Kante des Oberen Bischofalm-Kars bzw. die Grabenflanke an der Materialseilbahn.

Die Grenze Kalk-Hochwipfelkarbon westlich der Seilbahn ist eine steilstehende Harnischfläche (136/⊥), an der oberdevonische Kalke des to I abgeschnitten werden. Ebenso wird im W (unter P. 1592) die Einheit B durch einen Störungskontakt vom Hochwipfelkarbon getrennt. Hier reicht das Oberdevon bis ins to V.

Als eine Zone komplizierter Tektonik erwies sich Einheit C. Ein breiter, bewachsener Schuttkegel mündet südlich der unteren Brugger-Alm aus einem Graben, der sich im oberen Teil weitet. Im Graben bildet Hochwipfelkarbon einen niedrigen Rücken. Dieses streicht in der Folge unter die Kalke. Der tektonische Charakter dieser Überlagerung zeigt sich in Kalk-Blastomyloniten. Drei durch Störungen abgrenzbare Schichtfolgen setzen die Einheit C zusammen:

Den tieferen Abschnitt unter dem Laufgraben (quert das Nordgehänge in etwa 1630 *m*) baut eine etwa 140/50 W lagernde, durch Gräben stark gegliederte Folge von Unterdevon bis ins Oberdevon auf (to IIβ—to IIIα), während im Laufgraben gegen die Bischofalm unterdevonische Knollenkalke den nordöstlichen Schenkel einer gestörten Falte bilden.

Das Unterdevon reicht vom Laufgrabenknick bis zur Kote 1762 („Spähenkopf“). Die Beprobung des Laufgrabens ab der Störung ergab folgende Fauna:

Pelekysgnathus serrata]
Spathognathodus i. *inclinatus*
„*Oneotodus*“ *beckmanni*
Belodella devonica
Belodella resima
Ozarkodina typica denckmanni
Icriodus latericrescens ssp.
Lonchodina cf. *greilingi*
Nowakia acuaria

Datierung: Siegen.

Die Kalkwand gegen die Obere Bischofalm führt bereits eine Ems-Fauna (*Polygnathus linguiformis* + *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis*). Über dem Gipfel erscheint geringmächtiges Mitteldevon mit dem Lydit als Leithorizont. Den stratigraphisch höchsten Teil nimmt in dem kleinen Sattel im SW der Oberen Bischofalm Oberdevon mit folgender Fauna ein:

Polygnathus gl. glabra
Polygnathus rhomboidea
Polygnathus gl. pectinata
Polygnathus n. nodocostata
Elsotella prima

Datierung: *rhomboidea*-Zone, to II β .

Gegen das Hohe Trieb-Kar biegen die Kalke um: die Lagerung wechselt von 170/70—80 E gegen 65/80 S. Die höchsten Anteile lieferten eine Ems-Fauna. Die Grenze zum Hochwipfelkarbon ist tektonischer Natur.

Eine isolierte Stellung nimmt die Folge vom Laufgrabenknick gegen das Hohe Trieb-Kar ein. Nach dem Umbiegen zeigt der Lydit ein tm-Alter der umgebenden Kalke an. Darüber folgen flach lagernde, z. T. gestörte oberdevonische Kalke bis zum Ende des Laufgrabens. Sie können Clymenien führen. Die Grenzprobe gegen das Hochwipfelkarbon lieferte folgende Fauna:

Palmatolepis gr. gracilis
Palmatolepis gr. sigmoidalis
Spathognathodus cost. costatus
Falcodus variabilis
Scutula bipennata
Spathognathodus inornatus

Datierung: to V.

Die mitteldevonischen Kalke ziehen ins Gehänge unter dem Laufgraben und werden dort durch eine Störung vom Oberdevon des darunterliegenden Geländeabschnittes getrennt.

2. Der Rücken zwischen „Spähenkopf“ und P. 1874

Dieser Rücken trennt das Obere Bischofalm-Kar vom Hohen Trieb-Kar. Lokal sind in ihm innerhalb des Hochwipfelkarbons Graptolithen-führende, silurische Kieselschiefer und geringmächtige Kalke eingelagert. Bei P. 1874 tritt eine von den übrigen Profilen im Silur abweichende Schichtfolge auf. Andererseits liegen am Kamm in einer Höhe von 1820 m über Sandsteinen des ? Hochwipfelkarbons braune, tonig-sandige Schichten unbekanntes Alters (? Naßfeldschichten).

Die Kalke südlich der Oberen Bischofalm:

Im oberen Teil des Gehanges tritt im SE der Oberen Bischofalm ein etwa 20 m mächtiges Kalkvorkommen auf, das in größere Blöcke zerbrochen ist. Der Störungskontakt gegen das etwa 160/⊥ streichende Hochwipfelkarbon ist nur im NW aufgeschlossen; sonst verläuft die Grenze unter Schuttbedeckung. Bemerkenswert sind geringmächtige, gleich alte

Kalke in der gleichen Höhe an der Hohen Trieb-Karseite des Rückens. Es wird vermutet, daß es sich dabei um die gleichen Kalke handelt. Die Beprobung ergab ein toII- bis toIII-Alter.

Die Kalke bei P. 1874 (vgl. Tab. 1):

Im oberen Trieb-Kar bildet P. 1874 den höchsten Punkt einer etwa 60 m mächtigen, stark verfalteten Schichtfolge. Nördlich dieses Komplexes, durch einen Keil von Hochwipfelkarbon getrennt, folgen weitere Kalke des Unter- und Mitteldevon. Am Wandfuß von P. 1874 zeigt sich folgende stratigraphische Abfolge vom Liegenden ins Hangende:

15 m mächtige, spezialgefaltete Wechsellagerung von dunklen, spätigen, Orthoceren-führenden Kalken und Lyditbänken (unbestimmbare Graptolithenreste) mit wechselnder Mächtigkeit beider Komponenten, jedoch mit einem größeren Karbonatanteil im Liegenden. Die Grenzen Kalk-Lydit sind meist unscharf. Durch die Verwitterung von Pyritkonkretionen aus dem Kalk ist die ganze Folge rostbraun verfärbt.

Die Beprobung lieferte folgende Formen ¹⁾:

Ozarkodina edithae
Spathognathodus s. sagitta

Datierung: *sagitta*-Zone (Grenze Wenlock/Ludlow).

Die hangenden Anteile führten:

Ozarkodina jaegeri
Ozarkodina ortuformis
Spathognathodus st. eosteinhornensis
Neoprioniodus bicurvatus

Datierung: *eosteinhornensis*-Zone (höheres Ludlow).

3 m mächtige hellgraue, „löchrige“, Pyritkonkretionen-führende Biomikrite (Filamente, Echinodermaten, Ostrakoden). An der Basis mit: *Ozarkodina jaegeri* und *Neoprioniodus latidentatus*.

Datierung: *eosteinhornensis*-Zone.

15 m mächtige dunkle bis helle plattige Mikrite mit einer Fauna des Grenzbereiches Silur/Unterdevon. Schliff und Handstück gleichen weitgehend den Proben vom Findenig aus dem gleichen Niveau.

8 m mächtige helle Flaserkalke mit scharfer lithologischer Grenze über den „Plattenkalken“. Sie werden dem tieferen Unterdevon zugerechnet.

5—6 m mächtige, tonreiche, gut gebankte Kalke mit Lyditzwischenlagen (bis *dm*-Bereich). Eine Störung an ihrer Basis schneidet einen Teil des Unterdevons und das gesamte Mitteldevon ab. Probe 284 im oberen Bereich lieferte bereits:

Ancyrodella buckeyensis
Ancyrognathus triangularis
Icriodus alternatus
Palmatolepis del. delicatula
Polygnathus normalis

Datierung: Oberdevon, toIδ.

¹⁾ Es werden nur stratigraphisch wichtige Formen angeführt.

8 m mächtige blaugraue Mikrite der oberen *triangularis*-Zone (Grenze to I/II).

Bemerkenswert ist im Hangenden dieser Folge das nochmalige Auftreten von etwa 2 m mächtigen Lyditen und etwa 4 m mächtigen, tief-oberdevonischen Kalken. Diskordant zu ihrer Lagerung bauen Schiefer des Hochwipfelkarbons den weiteren Rücken zum Kleinen Trieb auf.

3. Der „Mittlere Kalkzug“

Der „Mittlere Kalkzug“ zieht vom Hohen Trieb mit konstanter Lagerung (150—175/46—64 W) gegen den Kronhofgraben, wo er unter Schutt versinkt. Gegen SE streicht er über die Creta Rossa (1775 m) ins obere Chiarso-Tal südlich Stua Ramaz. Kalke derselben Fazies (ebenso mit dem tm-Lydit als Leithorizont) erscheinen weiter im E im Südabfall des Mt. Zermula.

Die Liegendgrenze ist tektonischer Art: Sie ist westlich von P. 1771 in einem scharfen Kontakt Hochwipfelkarbon-ordovizische Schiefer abgeschlossen:

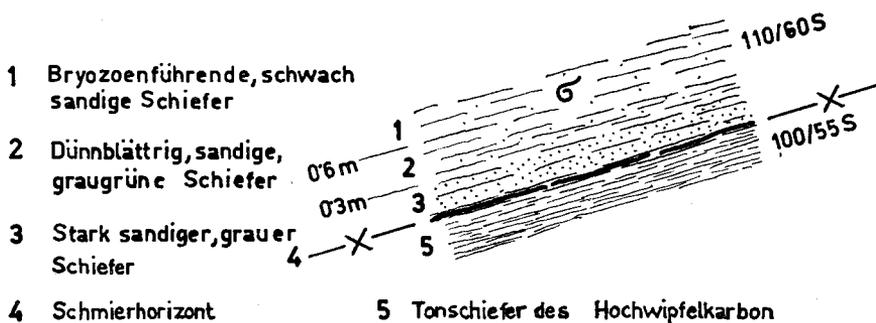


Abb. 4: Kontakt Hochwipfelkarbon-Ordovizium W. P. 1771

Die Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge beträgt hier etwa 270 m und umfaßt mittleres (? oberes) Ordovizium bis hohes Oberdevon (to VI).

4. Der „Südliche Kalkzug“

Der „Südliche Kalkzug“ bildet die Steilabfälle nördlich des Mt. Skarnitz. Gegen SE versinkt er unter Schutt bzw. unter Hochwipfelkarbon (auf italienischem Gebiet erscheint er nicht), gegen NW streicht er zum Kronhofgraben, wo er an steilstehenden Harnischflächen (26—55/56—57 N bzw. 100/74 N mit 42° gegen E geneigter Striemung) durch Hochwipfelkarbon abgeschnitten wird.

Conodontenführung und Detailkartierung zeigen, daß es sich bei diesem Komplex um einen besonders im Bereich der Steilabfälle stark gestörten Isoklinalfaltenbau handelt. Sein Kern besteht aus Kalken des Ems in der Ausbildung des „Mittleren Zuges“ (S. 287ff). Sie treten nur in wenigen Aufschlüssen beiderseits des Weges zum Kronhof-Törl auf. Während den

SW-Schenkel eine Abfolge bis ins höchste Oberdevon, an einigen Lokalitäten bis ins Unterkarbon I aufbaut, reicht die Schichtfolge des nördlichen Schenkels meist nur bis ins to I, am Wandfuß des „Koloß“ hingegen mit *Palmatolepis gl. elongata* und *Palmatolepis termini* bis ins to II β —to III α . Die Steilabfälle nördlich des Karsees gehören zum Großteil dem Oberdevon an. Nur im Bereich des Karsee-Abflusses in den Kalkwänden zieht ein Streifen von Mitteldevon gegen NW und bildet mit dem Eifel-Lydit hier den Faltenkern. Die Kalkeinschaltungen darin führen folgende Fauna:

Polygnathus kockeliana
Polygnathus angusticostata
Polygnathus eiflia
Polygnathus webbi
Polygnathus linguiformis

Datierung: höheres Eifel.

Die Hangendgrenze der Kalke ist im Fortstreichen gegen den Kronhofgraben durch eine starke Überrollung durch Hochwipfelkarbon meist unscharf. An zwei Punkten konnten unterkarbone Kalke nachgewiesen werden:

1. In den höchsten Kalkpartien der Rinne, die bei P. 1518 den Weg quert. Probe 136 führte folgende Fauna:

Gnathodus kockeli
Ellisonia sp.
Nodognathus spicata
Pinacognathus profunda
Polygnathus c. communis
Polygnathus biconstrictus
Polygnathus cf. flabella
Polygnathus p. pura
Polygnathus p. subplana
Pseudopolygnathus tr. inaequalis
Pseudopolygnathus cf. fusiformis
Siphonodella carinthiaca
Siphonodella duplicata
Pseudopolygnathus prima
Spathognathodus stabilis
Spathognathodus valdecavatus

Datierung: cu I (*Siphonodella-tr. inaequalis*-Zone nach VOGES 1959).

2. In den höchsten Kalkanteilen der Rinne vor P. 1596 gegen das Kronhof-Törl. Probe 455 lieferte folgende Fauna:

Dinodus youngquisti
Gnathodus kockeli
Pinacognathus profunda
Polygnathus p. pura
Polygnathus p. subplana
Polygnathus c. communis
Pseudopolygnathus dentilineata
Pseudopolygnathus marginata
Pseudopolygnathus prima
Pseudopolygnathus cf. fusiformis
Siphonodella duplicata

Datierung: cu I (*kockeli-dentilineata*-Zone nach VOGES 1959).

Bemerkenswert ist in der gleichen Rinne eine zirka 8 m mächtige Kalkscholle, die von flachlagerndem Hochwipfelkarbon umgeben wird. Es handelt sich um hellgraue, gut gebankte, geflaserte Oberdevonkalke (to III α).

Bei P. 1592 streichen die Oberdevonkalke des „Südlichen Zuges“ in die Luft aus bzw. versinken unter Schutt. Im Gelände formen sie einen markanten Rücken mit to III an der Basis am Weg und to VI-Kalken in den höchsten Anteilen.

Darüber folgt schwach diskordant gelagert ein Lydit an der Basis des transgressiven Hochwipfelkarbons.

Die Fortsetzung des „Südlichen Kalkzuges“ gegen den Kronhofgraben kann infolge Schuttbedeckung unter dem Weg nicht verfolgt werden. Andererseits hat die erosive Tätigkeit des Kronhofbaches (und des Gletschers) im Graben nochmals Kalke freigelegt. Hier folgt der Bach einer tektonisch vorgezeichneten Linie (Grenze: Kalk—Schiefer). Die Beprobung ergab zum Großteil den Nachweis oberdevonischer Kalke, nur im mittleren Abschnitt treten mitteldevonische Anteile auf. Hier kann infolge starker tektonischer Überprägung nicht entschieden werden, ob der Isoklinalfaltenbau des „Südlichen Kalkzuges“ auch in diesem Gebiet zutrifft. Gegen den nördlichen Ausgang des schluchtartigen Grabens erscheinen invers gelagerte oberdevonische Flaserkalke. Diese gehen in das synklinal verfaltete Detailprofil 6 des Unterkarbons (SCHÖNLAUB 1969) über. Darauf folgt gegen P. 1341 im Kronhofgraben eine normal gelagerte oberdevonische Schichtfolge¹⁾.

IV. Paläontologischer Teil

Einleitung

Im folgenden werden von insgesamt 269 Arten (266 bekannte, eine neue Art, eine neue Art mit fraglicher Gattungszuordnung, eine Form Gen. et sp. indet.) neben stratigraphisch wichtigen Conodonten solche erwähnt, die entweder bisher aus den Karnischen Alpen nicht bekannt waren oder durch bemerkenswerte Beobachtungen auffallen²⁾. Formen, die bei PÖLSLER 1969 a (Findenig = F) und SKALA 1969 (Poludnig = P) dargestellt werden, sind in der alphabetisch geordneten Faunenliste vom Hohen Trieb durch Kreuze bzw. F = dort abgebildetes Foto gekennzeichnet. Auf eine nochmalige Behandlung in diesem Rahmen konnte daher verzichtet werden. Andere häufig auftretende Arten waren dagegen bereits Gegenstand ausführlicher Beschreibungen anderer Autoren.

Aus dem gesamten Arbeitsgebiet sowie aus der näheren und weiteren Umgebung wurden über 600 Proben (mit je 2—3 kg) auf Conodonten nach dem üblichen Verfahren untersucht. Mit Ausnahme des tiefsten Silur

¹⁾ Letztere Kalke können möglicherweise auch als Äquivalent der Hangend-Partien des „Mittleren Kalkzuges“ angesehen werden.

²⁾ Obwohl die Unterkarbon Fauna und ein Teil der oberdevonischen Formen in einer getrennten Arbeit dargestellt werden (SCHÖNLAUB 1969), werden sie hier in der Gesamtfauenliste vom Hohen Trieb geführt.

(= sandige Entwicklung) und Unterdevon lieferten die Kalke stratigraphisch brauchbare Faunen. Auffallend ist in diesem Zusammenhang die Beobachtung, daß mit dem Auftreten von Lyditen oder pyritisch-limonitischen Kalken in verschiedenen stratigraphischen Horizonten (Silur, Mitteldevon, Adorf, Tournai) stets eine Anreicherung von Conodonten festzustellen ist. Es scheint dies die Meinungen von YOUNGQUIST et al. 1951, RHODES 1954, MÜLLER 1956 und LINDSTRÖM 1957 zu bestätigen, wonach gehäuftes Auftreten von Conodonten stark faziell bedingt sei.

Neben den gut erhaltenen, jedoch häufig limonitisch umkrusteten Conodonten fanden sich im Rückstand untergeordnet Brachipoden (besonders im Silur, u. a. *Acrotretella siluriana* IRELAND 1961), Ostracoden, Lamellibranchiaten, Tentakuliten (unbestimmbar), Foraminiferen?, Radiolarien, Trilobitenreste, Gastropoden und Echinodermen.

Die systematische Beschreibung folgt den üblichen Termini. Sämtliche Exemplare werden unter den Probennummern UGP 2567 an der Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität in Graz aufbewahrt.

Tab. 9: Alphabetisches Verzeichnis der Arten am Hohen Trieb (T), Poludnig (P) und Findenig (F). F = dort abgebildetes Exemplar.

	T	P	F
<i>Acodina curvata</i> STAUFFER 1940	+	+	+
<i>Acodina delicata</i> STAUFFER 1940	+		+
<i>Acodina lirata</i> STAUFFER 1940	+		+
<i>Ambalodus triangularis</i> BRANSON & MEHL 1934	F		
<i>Amorphognathus ordovicica</i> BRANSON & MEHL 1934	F		
<i>Ancoradella</i> cf. <i>ploeckensis</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ancyrodella buckeyensis</i> STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Ancyrodella curvata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+	+	+
<i>Ancyrodella gigas</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	
<i>Ancyrodella iodes</i> ZIEGLER 1958	+		+
<i>Ancyrodella lobata</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Ancyrodella nodosa</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Ancyrodella rot. alata</i> GLENISTER & KLAPPER 1966	+		F
<i>Ancyrodella rotundiloba rotundiloba</i> (BRYANT 1921)	+		F
<i>Ancyrodelloides trigonica</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		
<i>Ancyrognathus asymmetrica</i> (ULRICH & BASSLER 1926)	+		+
<i>Ancyrognathus sinelamina</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		
<i>Ancyrognathus triangularis</i> YOUNGQUIST 1945	+	+	F
<i>Angulodus bidentatus</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Angulodus demissus</i> HUDDLE 1934	+		
<i>Angulodus walrathi</i> (HIBBARD 1927)	+		+
<i>Apathognathus lipperti</i> BISCHOFF 1956	+		+
<i>Avignathus orthoptera</i> ZIEGLER 1958	+		
<i>Belodella devonica</i> STAUFFER 1940	+		F
<i>Belodella resima</i> PHILIPP 1965	+		+
<i>Belodella triangularis</i> STAUFFER 1940	+		+
<i>Bryantodus grandis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		
<i>Bryantodus multidens</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		
<i>Bryantodus nitidus</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		+
<i>Bryantodus paeckelmanni</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		
<i>Bryantodus</i> cf. <i>radiatus</i> (HINDE 1879)			(+)
? <i>Carniodus carinthiacus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Carniodus carnicus</i> WALLISER 1964	F		

	T	P	F
<i>Carniodus carnulus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Distacodus stola</i> LINDSTRÖM 1954	+		
<i>Drepanodus altipes</i> HENNINGSMOEN 1948	+		
<i>Drepanodus deltifer</i> LINDSTRÖM 1954	+		+
<i>Elictoagnathus bialata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Elictoagnathus lacerata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Ellisonia</i> cf. <i>nevadensis</i> MÜLLER 1956	+		
<i>Ellisonia</i> sp.	+		+
<i>Elsonella prima</i> YOUNGQUIST 1945	+		
<i>Falcodus angulus</i> HUDDLE 1934	F		
<i>Falcodus variabilis</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Gnathodus cockeli</i> BISCHOFF 1957	F		
<i>Hibbardella plana</i> THOMAS 1949	+		
<i>Hindeodella brevis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		
<i>Hindeodella deflecta</i> HIBBARD 1927	+		+
<i>Hindeodella equidentata</i> RHODES 1953	+	+	+
<i>Hindeodella germana</i> HOLMES 1928	+	+	+
<i>Hindeodella priscilla</i> STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Hindeodella</i> n. sp. WALLISER 1964	+		
<i>Icriodina irregularis</i> BRANSON & BRANSON 1947	F		
<i>Icriodus alternatus</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Icriodus bilatericrescens</i> ssp. ZIEGLER 1956	+		F
<i>Icriodus cornutus</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Icriodus curvatus</i> BRANSON & MEHL 1938	+	+	+
<i>Icriodus latericrescens beckmanni</i> ZIEGLER 1956	+		
<i>Icriodus nodosus</i> (HUDDLE 1934)	+	+	+
<i>Icriodus pesavis</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	F	+	+
<i>Icriodus woschmidti woschmidti</i> ZIEGLER 1960	F	+	
<i>Kockelella variabilis</i> WALLISER 1957	F		F
<i>Ligonodina diversa</i> WALLISER 1957	+		+
<i>Ligonodina egregia</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ligonodina elegans</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ligonodina falciformis</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		+
<i>Ligonodina franconica</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Ligonodina monodontata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+	+	+
<i>Ligonodina salopia</i> RHODES 1953	+		
<i>Lonchodina curvata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		+
<i>Lonchodina detorta</i> WALLISER 1964	+		
<i>Lonchodina discreta</i> ULRICH & BASSLER 1926	+		+
<i>Lonchodina fuegeli</i> WALLISER 1964	+		
<i>Lonchodina greilingi</i> WALLISER 1957	+		+
<i>Lonchodina multidens</i> HIBBARD 1927	+		+
<i>Lonchodina ramulata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		+
<i>Lonchodina torta</i> HUDDLE 1934	+		
<i>Lonchodina valida</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Lonchodina walliseri</i> ZIEGLER 1960	+		
<i>Neoprioniodus alatus</i> (HINDE 1879)	+		+
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+	+	+
<i>Neoprioniodus armatus</i> (HINDE 1879)	+		+
? <i>Neoprioniodus brevirameus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Neoprioniodus costatus costatus</i> WALLISER 1964	+		
<i>Neoprioniodus eccarvatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+	+	+
<i>Neoprioniodus latidentatus</i> WALLISER 1964	+		+
<i>Neoprioniodus multiformis</i> WALLISER 1964	+		F
<i>Neoprioniodus pronus</i> (HUDDLE 1934)	+	+	+
<i>Nothognathella abnormis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Nothognathella condita</i> BRANSON & MEHL 1934	+		
<i>Nothognathella iowaensis</i> YOUNGQUIST 1945	+		+
<i>Nothognathella sublaevis</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Nothognathella typicalis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		
<i>Nodognathus spicata</i> COOPER 1939	F		

	T	P	F
„ <i>Oneotodus</i> “ <i>beckmanni</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		+
<i>Ozarkodina adiutricis</i> WALLISER 1964	F		
<i>Ozarkodina edithae</i> WALLISER 1964	F		
<i>Ozarkodina elongata</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Ozarkodina elegans</i> (STAUFFER 1938)	+	+	+
<i>Ozarkodina fundamentata</i> (WALLISER 1957)	F		
<i>Ozarkodina gaertneri</i> WALLISER 1964	F		
<i>Ozarkodina homarcuata</i> HELMS 1959	+	+	+
<i>Ozarkodina jaegeri</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ozarkodina macra</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Ozarkodina media</i> WALLISER 1957	+	+	+
<i>Ozarkodina regularis</i> BRANSON & MEHL 1934	+		+
<i>Ozarkodina ortuformis</i> WALLISER 1964	F		+
<i>Ozarkodina rhenana</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+		+
<i>Ozarkodina pseudotypica</i> LINDSTRÖM 1959	F		
<i>Ozarkodina typica denckmanni</i> ZIEGLER 1956	+	+	+
<i>Ozarkodina typica typica</i> BRANSON & MEHL 1933	+		
<i>Ozarkodina zieglerei tenuiramea</i> WALLISER 1964	+		
<i>Ozarkodina zieglerei zieglerei</i> WALLISER 1957	+		
<i>Palmatodella delicatula</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Palmatodella unca</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Palmatolepis distorta</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	F
<i>Palmatolepis glabra elongata</i> HOLMES 1928	+	F	+
<i>Palmatolepis glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Palmatolepis glabra pectinata</i> ZIEGLER 1960	+	+	+
<i>Palmatolepis delicatula clarki</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Palmatolepis</i> ? <i>disparalvea</i> ORR & KLAPPER 1968	F		F
<i>Palmatolepis gigas</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	+
<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> MEHL & ZIEGLER 1962	+	+	F
<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> ZIEGLER 1962	+		F
<i>Palmatolepis helmsi</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Palmatolepis linguiformis</i> MÜLLER 1956	+		
<i>Palmatolepis minuta minuta</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> MÜLLER 1956	+	+	F
<i>Palmatolepis proversa</i> ZIEGLER 1958	+		
<i>Palmatolepis punctata</i> (HINDE 1879)	+		F
<i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Palmatolepis quadrantinodosa marginifera</i> ZIEGLER 1960	+	+	+
<i>Palmatolepis</i> cf. <i>regularis</i> COOPER 1931	+	+	F
<i>Palmatolepis rhomboidea</i> SANNEMANN 1955	+	+	F
<i>Palmatolepis rugosa grossi</i> ZIEGLER 1960	+	F	+
<i>Palmatolepis rugosa ampla</i> MÜLLER 1956	F	+	
<i>Palmatolepis rugosa trachytera</i> ZIEGLER 1960	F		
<i>Palmatolepis schleizii</i> HELMS 1963	+		
<i>Palmatolepis subperlobata</i> BRANSON & MEHL 1934	+	+	+
<i>Palmatolepis subrecta</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	F
<i>Palmatolepis tenuipunctata</i> SANNEMANN 1955	+	+	F
<i>Palmatolepis termini</i> SANNEMANN 1955	+		F
<i>Palmatolepis transitans</i> MÜLLER 1956	+	+	F
<i>Palmatolepis triangularis</i> SANNEMANN 1955	+		F
<i>Panderodus acostatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		+
<i>Panderodus compressus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		
<i>Panderodus</i> cf. <i>recurvatus</i> (RHODES 1953)	+		
<i>Panderodus unicosatus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		
<i>Panderodus valgus</i> PHILIPP 1965	+		
<i>Pelekysgnathus plana</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Pelekysgnathus serrata</i> JENTZSCH 1962	F		F
<i>Pinacognathus profunda</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Plectospathodus alternatus</i> WALLISER 1964	+		+
<i>Plectospathodus extensus</i> RHODES 1953	+	+	+
<i>Polygnathus ancyrognathoidea</i> ZIEGLER 1958	+		F

	T	P	F
<i>Polygnathus angusticostata</i> WITTEKINDT 1965	+	F	+
<i>Polygnathus angustipennata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+	F	+
<i>Polygnathus as. asymmetrica</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	+
<i>Polygnathus as. ovalis</i> ZIEGLER & KLAPPER 1964	+		F
<i>Polygnathus biconstrictus</i> GEDIK 1968	F		
<i>Polygnathus communis communis</i> BRANSON & MEHL 1934	F		
<i>Polygnathus cristata</i> HINDE 1879	+	+	+
<i>Polygnathus decorosa</i> s. l. STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Polygnathus dengleri</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	F
<i>Polygnathus diversa</i> HELMS 1959	F		
<i>Polygnathus eiflia</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	F
<i>Polygnathus flabella</i> (BRANSON & MEHL 1938)	F		
<i>Polygnathus foliata</i> BRYANT 1921	+	+	+
<i>Polygnathus glabra bilobata</i> ZIEGLER 1962	+	+	F
<i>Polygnathus glabra glabra</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Polygnathus inornata</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Polygnathus kluepfeli</i> WITTEKINDT 1965	F		
<i>Polygnathus kockeliana</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		F
<i>Polygnathus ling. linguiformis</i> HINDE 1879	+	+	+
<i>Polygnathus marginvolutus</i> GEDIK 1968	F		
<i>Polygnathus n. nodocostata</i> BRANSON & MEHL 1934	F	+	+
<i>Polygnathus normalis</i> MILLER & YOUNGQUIST 1947	+	+	+
<i>Polygnathus obliquicostata</i> ZIEGLER 1962	+		
<i>Polygnathus ordinata</i> BRYANT 1921	+		F
<i>Polygnathus pennata</i> HINDE 1879	+		+
<i>Polygnathus procera</i> SANNEMANN 1955	+	+	+
<i>Polygnathus pura pura</i> VOGES 1959	F		
<i>Polygnathus pura subplana</i> VOGES 1959	F		
<i>Polygnathus pseudofoliata</i> WITTEKINDT 1965	+	F	+
<i>Polygnathus radina</i> COOPER 1939	F		
<i>Polygnathus styriaca</i> ZIEGLER 1957	F		
<i>Polygnathus symmetrica</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Polygnathus varca</i> STAUFFER 1940	+	+	+
<i>Polygnathus vogesi</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Polygnathus cf. variabilis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		+
<i>Polygnathus webbi</i> STAUFFER 1938	+	+	+
<i>Prioniodella aequidens</i> ULRICH & BASSLER 1926	+	+	+
<i>Prioniodella schneideri</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		
<i>Prioniodinla smithi</i> (STAUFFER 1938)	+	+	+
<i>Pseudopolygnathus brevipennata</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Pseudopolygnathus dentilineata</i> E. R. BRANSON 1934	F		
<i>Pseudopolygnathus fusiiformis</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Pseudopolygnathus cf. marburgensis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	F		
<i>Pseudopolygnathus marginata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Pseudopolygnathus micropunctata</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	F		
<i>Pseudopolygnathus prima</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Pseudopolygnathus triangula inaequalis</i> VOGES 1959	F		
<i>Pseudopolygnathus triangula triangula</i> VOGES 1959	F		
<i>Pseudopolygnathus trigonica</i> ZIEGLER 1962	F		F
<i>Pseudopolygnathus</i> ? n. sp.	F		
<i>Pterospathodus amorphognathoides</i> WALLISER 1964	F		
<i>Roundya aurita</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Roundya brevipennata</i> SANNEMANN 1955	+		
<i>Roundya franca</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Roundya plana</i> HELMS 1959	+		
<i>Roundya separata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		
<i>Roundya triangularis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+		+
? <i>Roundya trichonodelloides</i> WALLISER 1964	+		
<i>Roundya truncialata</i> WALLISER 1964	+		
<i>Roundya wildungenensis</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1956	+		+
<i>Scaphignathus velifera</i> ZIEGLER 1962	F		

	T	P	F
<i>Schmidognathus peracuta</i> ZIEGLER 1965	F		
<i>Schmidognathus pietzneri</i> ZIEGLER 1965	F		
<i>Scandodus rectus</i> LINDSTRÖM 1954	+		
<i>Scolopodus devonicus</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		
<i>Scutula bipennata</i> SANNEMANN 1955	+		
<i>Scutula sinepennata</i> ZIEGLER 1958	+		
<i>Scutula venusta</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Siphonodella carinthiaca</i> n. sp.	F		
<i>Siphonodella cooperi</i> HASS 1959	F		
<i>Siphonodella crenulata</i> (COOPER 1939)	F		
<i>Siphonodella duplicata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Siphonodella isosticha</i> COOPER 1939	F		
<i>Siphonodella lobata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Siphonodella obsoleta</i> HASS 1959	F		
<i>Siphonodella quadruplicata</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Siphonodella sulcata</i> (HUDDLE 1934)	F		
<i>Spathognathodus aculeatus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Spathognathodus amplus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	+		
<i>Spathognathodus</i> cf. <i>asymmetricus</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958 ..	+		
<i>Spathognathodus bidentatus</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957	+	+	F
<i>Spathognathodus bohlenanus</i> HELMS 1959	F		
<i>Spathognathodus cooperi</i> HASS 1959	F		
<i>Spathognathodus costatus costatus</i> (E. R. BRANSON 1934)	+		F
<i>Spathognathodus costatus spinulicostatus</i> (E. R. BRANSON 1934) ...	F		
<i>Spathognathodus costatus ultimus</i> BISCHOFF 1957	F		
<i>Spathognathodus frankenwaldensis</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958 ..	+	+	
<i>Spathognathodus inclinatus inclinatus</i> (RHODES 1953)	+	+	+
<i>Spathognathodus inclinatus inflatus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Spathognathodus inclinatus posthamatus</i> WALLISER 1964	+		
<i>Spathognathodus inornatus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Spathognathodus pennatus procerus</i> WALLISER 1964	F		
<i>Spathognathodus primus</i> (BRANSON & MEHL 1933)	F	+	
<i>Spathognathodus sagitta sagitta</i> WALLISER 1964	F		
<i>Spathognathodus sann. sannemanni</i> BISCHOFF & ZIEGLER 1957 ...	F		
<i>Spathognathodus stabilis</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		F
<i>Spathognathodus steinhornensis steinhornensis</i> ZIEGLER 1956	+	+	F
<i>Spathognathodus steinh. eosteinhornensis</i> WALLISER 1964	+		
<i>Spathognathodus steinh. remscheidensis</i> ZIEGLER 1960	+	+	F
<i>Spathognathodus strigosus</i> (BRANSON & MEHL 1934)	F		
<i>Spathognathodus stygius</i> FLAJS 1967	+		F
<i>Spathognathodus supremus</i> ZIEGLER 1962	F		
<i>Spathognathodus transitans</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+	+	+
<i>Spathognathodus valdecavatus</i> (GEDIK 1968)	F		
<i>Spathognathodus werneri</i> ZIEGLER 1962	+		+
<i>Spathognathodus wurmi</i> BISCHOFF & SANNEMANN 1958	+		F
<i>Trichonodella excavata</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+	+	+
<i>Trichonodella inconstans</i> WALLISER 1957	+	+	+
<i>Trichonodella symmetrica</i> (BRANSON & MEHL 1933)	+		+
<i>Tripodellus flexuosus</i> SANNEMANN 1955	+		+
<i>Tripodellus robustus</i> BISCHOFF 1956	+		+
Gen. et sp. indet.	F		

Beschreibung der Arten

Genus *AMBALODUS* BRANSON & MEHL 1933

Ambalodus triangularis BRANSON & MEHL 1933

Taf. 1, Fig. 1, 2

- 1933 *Ambalodus triangularis* n. sp.-BRANSON & MEHL, S. 127, Taf. 10, Fig. 35—37.
 1967 *Ambalodus triangularis triangularis* BRANSON & MEHL-KNÜPFER, S. 20—21, Taf. 9, Fig. 2, 3, 4 (cum syn.).
 1967 *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL-FLAJS, Taf. 3, Fig. 3—4.
 1967 *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL-SERPAGLI, S. 48—49, Taf. 10, Fig. 4, 5 (cum syn.).

Bemerkungen: Diese Art zeichnet sich durch eine große Variationsbreite aller Merkmale aus. Auch am Hohen Trieb konnten neben schlanken, hohen Formen solche mit einer plattformartigen Verbreiterung der Äste beobachtet werden. Dabei können die Enden gerundet oder spitz, die Zähnen verschmolzen oder isoliert ausgebildet sein und \pm stark nach rückwärts zeigen.

Formen, die der Unterart *A. triangularis indentatus* RHODES 1953 (von BERGSTRÖM 1964 als Synonym zu *A. triangularis* gestellt) ähneln, konnten in unserem Material nicht beobachtet werden.

Verbreitung: Am Hohen Trieb ab Wechsellagerung Echinodermatensandstein, Ashgill-Tonflaserkalk.

Llandeilo (BERGSTRÖM 1964) bis Bereich I (Grenze Ordovizium/Silur nach WALLISER 1964).

Genus *AMORPHOGNATHUS* BRANSON & MEHL 1933

Amorphognathus ordovicica BRANSON & MEHL 1933

Taf. 1, Fig. 10, 11

- 1933 *Amorphognathus ordovicica* n. sp.-BRANSON & MEHL, S. 127, Taf. 10, Fig. 38.
 1964 *Amorphognathus* n. sp.-WALLISER, S. 27—28, Taf. 4, Fig. 1, Taf. 10, Fig. 25—27.
 1967 *Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL-KNÜPFER, S. 22, Taf. 10, Fig. 1—5 (cum syn.).
 1967 *Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL-SERPAGLI, S. 50—51, Taf. 10, Fig. 1—3 (cum syn.).

Bemerkungen: Die zahlreich vorliegenden Bruchstücke zeigen wohl die Merkmale dieser Art, jedoch kann infolge der unvollständigen Erhaltung nicht entschieden werden, ob der „blade-forme“-Typ nach BERGSTRÖM 1964 oder der „platt-forme“-Typ überwiegt.

Verbreitung: Am Hohen Trieb ab Wechsellagerung Echinodermatensandstein, Tonflaserkalk (Bereich I nach WALLISER 1964). Nach KNÜPFER 1967 Grenzbereich Caradoc/Agshill in Thüringen.

Genus *CARNIODUS* WALLISER 1964

? *Carniodus carinthiacus* WALLISER 1964

Taf. 1, Fig. 12

- 1964 ? *Carniodus carinthiacus* n. gen., n. sp.-WALLISER, S. 31—32, Taf. 6, Fig. 8 Taf. 27, Fig. 20—26, Abb. 4 u.
 1967 ? *Carniodus carinthiacus* WALLISER-FLAJS, Taf. 4, Fig. 2, 3.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit der ausführlichen Originalbeschreibung überein.

Verbreitung: *amorphognathoides*-Zone (nach WALLISER 1964) am Hohen Trieb.

Genus *ICRIODINA* BRANSON & BRANSON 1947

Icriodina irregularis BRANSON & BRANSON 1947

Taf. 1, Fig. 3

- 1947 *Icriodina irregularis* n. sp.-BRANSON & BRANSON, S. 551, Taf. 81, Fig. 3—11, 18, 19.
 1960 *Icriodina irregularis* BRANSON & BRANSON-REMACK-PETITOT, S. 242, Beil. 3.
 1962 *Icriodina* BRANSON & BRANSON-WALLISER, S. 282, Fig. 1, Nr. 2.
 ? 1967 *Icriodina irregularis* BRANSON & BRANSON-REXROAD, S. 33—34, Taf. 2, Fig. 18—21.
 ? 1967 *Icriodina* sp.-SERPAGLI, S. 75, Taf. 29, Fig. 3.

Bemerkungen: REXROAD 1967 gibt eine Neufassung der Gattungsdiagnose, da es sich nach ihm beim Originalmaterial von BRANSON & BRANSON nur um Bruchstücke einer im gesamten aus 4 Spornen bestehenden Form handeln soll. Unser Material zeigt hingegen Übereinstimmung in der Beschreibung und mit der Abbildung des Holotyp; Ansatzpunkte für Seitensporne konnten darin nicht beobachtet werden.

Verbreitung: Am Hohen Trieb Wechsellagerung Echinodermatensandstein, Tonflaserkalk (Bereich I nach WALLISER); tieferes Llandovery nach REXROAD 1967

Genus *ICRIODUS* BRANSON & MEHL 1934

Icriodus pesavis BISCHOFF & SANNEMANN 1958

Taf. 1, Fig. 24

- 1958 *Icriodus pesavis* n. sp.-BISCHOFF & SANNEMANN, S. 96—97, Taf. 12, Fig. 1—4, 6, 7.
 1968 *Icriodus pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN-SCHULZE, S. 191, Taf. 16, Fig. 5, 8.

Bemerkungen: Das einzige vorliegende Exemplar zeigt den charakteristischen vogelfußähnlichen Umriß dieser Art. Während der seitlich gebogene Hintersporn und die beiden nach vorne gerichteten Seitensporne einzelstehende kräftige Zähnen tragen, verläuft am Mittelsporn eine Reihe von kleinen Knötchen, die, seitlich versetzt, von jeweils zwei kräftigen Knötchen begleitet werden. Das vorderste Knötchen steht, ebenso wie das hinterste am Treffpunkt der Seitensporne, isoliert und ist besonders kräftig entwickelt. Auf der Aboralseite korrespondieren tiefe Furchen den 4 Spornen.

Verbreitung: Am Hohen Trieb etwa 30 m über der Basis Gedinne mit dem Einsetzen Tentakuliten-führender Kalke (= Siegen).

Nach BISCHOFF & SANNEMANN 1958 sowie SCHULZE 1968: unteres Siegen.

Icriodus woschmidti woschmidti ZIEGLER 1960

Taf. 1, Fig. 25

- 1960 *Icriodus woschmidti* n. sp.-ZIEGLER, S. 185—186, Taf. 15, Fig. 16—18, 20—22.
 non 1962 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-JENTZSCH, S. 967, Taf. 1, Fig. 17—23.
 1962 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-WALLISER, S. 284, Fig. 1, Nr. 34.
 1964 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-WALLISER, S. 38—39, Taf. 9, Fig. 22, Taf. 11, Fig. 14—22.
 non 1967 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-ADRICHEM BOOGAERT, S. 182, Taf. 2, Fig. 1, Taf. 1, Fig. 21.
 ? 1968 *Icriodus woschmidti* ZIEGLER-SCHULZE, S. 191—193, Taf. 16, Fig. 9, Abb. 14.

Beschreibung: In der Aufsicht ist der Conodont leicht nach innen gebogen und trägt auf der Basis 5 zur Längsachse quergestellte Rippen, von denen die mittlere am längsten ist. Zwischen den Rippen sind tiefe Kerben ausgebildet, deren Breite etwa den Querreihen entspricht. Am Grunde der Kerben verbindet ein schwach angedeuteter Grat die einzelnen Rippen. Hinter der letzten folgt ein scharfer, jedoch etwas erniedrigter Grat, der nur undeutlich eine Differenzierung in zwei einzelstehende Zähnen (= juvenile Form?) erkennen läßt. Die Seitenflächen erreichen etwa in der halben Länge des Conodonten ihre größte Ausweitung. Nach einer Einschnürung strebt die Außenfläche der Spitze des Hauptspornes zu, der einen scharfen, im Vergleich zur Höhe des Hinterendes stark reduzierten Grat fast senkrecht zur Mittelachse des Conodonten trägt. Auf der Innenseite ist dagegen, nach vorne gerichtet, ein Nebensporn ausgebildet, der aber keinerlei Ornamentierung erkennen läßt. Die gesamte Unterseite wird von einer tiefen Basalhöhle eingenommen.

Beziehungen: Nach CARLS & GANDL 1969 bestehen enge Beziehungen zur Unterart *I. woschmidti transiens*, die aber durch zahlreichere (5—8) Querreihen, engere und seichtere Vertiefungen zwischen den Rippen sowie den geringeren Grad der Verschmelzung der Knötchen unterschieden werden kann. Das von SCHULZE 1968 abgebildete Exemplar dürfte dieser neuen Unterart nahekommen.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1960 bleibt *I. woschmidti* auf das Unter-Gedinne beschränkt.

Genus *KOCKELELLA* WALLISER 1967*Kockelella variabilis* WALLISER 1957

Taf. 1, Fig. 16

- 1957 *Kockelella variabilis* n. sp.-WALLISER, S. 35, Taf. 1, Fig. 3—10.
 1964 *Kockelella variabilis* WALLISER-WALLISER, S. 40, Taf. 16, Fig. 1—15 (cum syn.).
 1967 *Kockelella variabilis* WALLISER-FLAJS, Taf. 4, Fig. 15, Taf. 5, Fig. 1.

Bemerkungen: Der ausführlichen Originalbeschreibung ist nichts hinzuzufügen.

Das Exemplar auf Taf. 1, Fig. 16 ist ein typischer Vertreter mit vorne hohem Blatt, weit ausgedehnter Basalgrube und gegeneinander auf der Oralseite divergierenden Zahnreihen. Kennzeichnend für jüngere Formen ist nach WALLISER 1964 die reduzierte Basalgrube.

Verbreitung: *crassa-* bis *siluricus-*Zone nach WALLISER 1964.

Genus *OZARKODINA* BRANSON & MEHL 1934*Ozarkodina pseudotypica* LINDSTRÖM 1959

Taf. 1, Fig. 4

1959 *Ozarkodina pseudotypica* n. sp.-LINDSTRÖM, S. 441—442, Taf. 4, Fig. 17—18, Abb. 3: 4.

Beschreibung: Das einzige vorliegende Exemplar zeigt gute Übereinstimmung mit der von LINDSTRÖM beschriebenen Form. Der Hauptzahn ist stark nach hinten geneigt, seitlich ebenso wie die Zähnchen des Vorder- und Hinterastes abgeflacht und mit scharfen Kanten versehen. Seine basale Verlängerung ist auf der Innenseite im Vergleich zur Außenseite stärker aufgebogen. Während die Äste in der Aufsicht in einer Ebene liegen, sind die Aboralkanten gleichmäßig, ähnlich *Ozarkodina typica* BRANSON & MEHL, gebogen. Ihre Seitenflächen sind eben und ohne Wulst. Die Oralkante des Vorderastes ist etwas höher als der Hinterast und wird von 7 seitlich komprimierten, deutlich nach hinten gerichteten und an der Basis verschmolzenen Zähnchen gebildet. Gegen den Hauptzahn nehmen sie gleichmäßig an Höhe zu. Der Hinterast ist nur teilweise erhalten und wird von 4 unterschiedlich großen Zähnchen aufgebaut.

Auf der Unterseite verläuft von den Enden eine schmale Basalrinne, die sich im Bereich des Hauptzahnes ungleichmäßig weitert.

Beziehungen: Durch die flache, langgezogene Basalrinne und der unregelmäßigeren Bezählung der Äste unterscheidet sich *Ozarkodina rhodesi* von dieser Form.

Verbreitung: Einmaliges Auftreten in den stratigraphisch tiefsten Kalken am Hohen Trieb.

Nach LINDSTRÖM 1959 im Crug-Kalk von Wales (Grenzbereich Caradoc/Ashgill).

Genus *PALMATOLEPIS* ULRICH & BASSLER 1926*Palmatolepis ? disparalvea* ORR & KLAPPER 1968

Taf. 2, Fig. 3, 13

p 1957 *Palmatolepis transitans* MÜLLER-BISCHOFF & ZIEGLER, S. 81—82, Taf. 16, Fig. 24 (non Fig. 23, 25—27 = *P. transitans*).

p 1958 *Palmatolepis transitans* MÜLLER-ZIEGLER, S. 66, Taf. 2, Fig. 2 (non Taf. 1, Fig. 9, 11—13, Taf. 2, Fig. 1, 3, 8 = *P. transitans*).

1968 *Palmatolepis ? disparalvea* n. sp.-ORR & KLAPPER, S. 1071—1072, Taf. 140, Fig. 1—11.

Bemerkungen: ORR & KLAPPER 1968 bezweifeln auf Grund der ungewöhnlichen Ausbildung der Basalgrube sowie des Fehlens eines differenzierten Zentralknötchens die Zugehörigkeit dieser Form zur Gattung *Palmatolepis*. Auch am Hohen Trieb konnte diese Form aus dem Mittel-/Oberdevon-Grenzbereich (gemeinsam mit *Polygnathus cristata*, *P. decorosa* s. l., *P. ordinata*, *P. dengleri*, *Palmatolepis transitans*, *P. punctata*, *Schmidtnathus pietzneri*, *Sch. peracuta*, *Spathognathodus sann. sannemanni* u. a.) gewonnen werden. Sie stimmt mit der ausführlichen Beschreibung bei ORR & KLAPPER überein, zeigt jedoch hinsichtlich des Plattformumrisses im Gegensatz zur Meinung der oben zitierten Autoren durch das Fehlen eines Lobus Beziehungen zu *Palmatolepis transitans* (vgl. Taf. 2, Fig. 3). Daneben treten allerdings auch Formen mit deutlich abgesetzten Seitenlappen (z. B. Taf. 2, Fig. 13) analog ORR & KLAPPER auf.

In diesem Zusammenhang erscheint es interessant, daß sowohl Vertreter von *Polygnathus* (*P. decorosa* s. l.) als auch von *Schmidtnathus* (*Sch. hermanni*, *Sch. pietzneri*) in diesem Bereich in dem es zu einer durchgreifenden Veränderung der Conodontenfauna kommt, durch eine große asymmetrische Basalgrube mit einer Falte auf der Außenseite, ähnlich *Palm. ? disparalvea*, charakterisiert sind.

Verbreitung: Am Hohen Trieb *hermanni-cristata*-Zone (ZIEGLER 1965). „Problematical interval“ (entspricht *hermanni-cristata*-Zone) nach ORR & KLAPPER 1965.

Genus *PELEKYSGNATHUS* THOMAS 1949

Pelekysgnathus serrata JENTZSCH 1962

Taf. 1, Fig. 30

- 1962 *Pelekysgnathus serrata* n. sp.-JENTZSCH, S. 970—971, Taf. 2, Bild 7, 8, Taf. 3, Bild 6, 9, 15.
 1967 *Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH-VAN BOOGAERT, S. 183, Taf. 2, Fig. 34, 35.
 1969 *Pelekysgnathus serrata elongata* n. ssp.-CARLS & GANDL, S. 191—192, Taf. 19, Fig. 15—19.
 1969 *Pelekysgnathus serrata elata* n. ssp.-CARLS & GANDL, S. 192—193, Taf. 19, Fig. 10—14.

Beschreibung: In der Aufsicht ist das Blatt gerade und setzt sich aus 6—8 seitlich zusammengepreßten Zähnnchen unterschiedlicher Länge zusammen, die bis auf die freien, dreieckigen Spitzen miteinander verschmolzen sind. Nur der letzte und in wenigen Fällen der vorderste Zahn zeigen eine isolierte Stellung. Die Anordnung der Zähnnchen am Blatt ist überwiegend fächerartig: während die vordersten und zugleich kleinsten senkrecht stehen oder nach vorne weisen, sind die größeren rückwärtigen nach hinten geneigt. Das letzte und zugleich größte Zähnnchen ist stärker nach rückwärts geneigt als die vor ihm stehenden. Über die ganze Unterseite erstreckt sich eine tiefe Basalgrube, die vorne als tiefe, schmale Rinne beginnt und sich dann gegen hinten tropfenförmig weitet, um im letzten Drittel die stärkste Ausdehnung zu erreichen. In der Aufsicht erscheint sie schwach asymmetrisch.

Beziehungen: Diese Art unterscheidet sich durch die charakteristische Zahnanordnung und die Ausbildung der Basalgrube von allen anderen Formen. Auch in unserem reichen Material konnten Unterschiede in der Fächerstellung der Zähnnchen beobachtet werden, doch erscheint eine Abtrennung in zwei neue Unterarten durch CARLS & GANDL 1969 aus stratigraphischen Gründen (gleichzeitiges Auftreten beider Formen in der gleichen Probe) nicht zwingend.

Verbreitung: In der fast 100 m mächtigen Unterdevonentwicklung am Hohen Trieb tritt diese Art stets im gleichen Niveau in Begleitung von *Icriodus latericrescens* ssp., *Scolopodus devonicus* und *Nowakia acuaria* (RICHTER 1854), zirka 15 m unter der ersten Ems-Fauna auf. Das Liegende dagegen wird durch *Spathognathodus wurmi*, *S. stygius*, *Ancyrodelloides* sp. u. a. charakterisiert. Mit Vorbehalt ergibt sich daraus am Hohen Trieb eine zeitliche Einstufung in das höhere Siegen.

CARLS & GANDL 1969 geben demgegenüber eine zeitliche Verbreitung vom höheren Unter-Gedinne bis ins tiefere Siegen (? Mittel-Siegen) an, während eine genauere zeitliche Einstufung innerhalb des Tentakuliten-Knollenkalkes (JENTZSCH 1962) nicht möglich ist.

Genus *POLYGNATHUS* HINDE 1879*Polygnathus styriaca* ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 18

- 1957 *Polygnathus styriaca* n. sp.-ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, S. 47—48, Taf. 1, Fig. 12, 13 (non Fig. 11 = *P. vogesi* ZIEGLER 1962).
 non 1959 *Polygnathus* cf. *styriaca* ZIEGLER-VOGES, S. 294—295, Taf. 34, Fig. 36—41 (= *P. vogesi* ZIEGLER 1962).
 1962 *Polygnathus styriaca* ZIEGLER-ZIEGLER, S. 94, Taf. 10, Fig. 23—25, Taf. 11, Fig. 1—4.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit der Originalbeschreibung überein. Ergänzend ist hinzuzufügen, daß die Innenhälfte der Plattform stets stärker ornamentiert ist als die nur selten mit einer Knötchenreihe versehene Außenhälfte.

Verbreitung: *styriaca*-Zone nach ZIEGLER 1962.

Genus *PSEUDOPOLYGNATHUS* BRANSON & MEHL 1934*Pseudopolygnathus* cf. *marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Taf. 2, Fig. 7, 8

- 1956 *Pseudopolygnathus marburgensis* n. sp.-BISCHOFF & ZIEGLER, S. 162, Taf. 11, Fig. 9, 11—13.
 non 1957 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER-ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 21 (= *Ps. trigonica* ZIEGLER 1962).
 non 1959 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER-ZIEGLER, Tab. 1 (Pallaresa Nr. 5).

Bemerkungen: Durch den Plattformumriß sowie durch die große, die ganze Unterseite einnehmende flache Basalgrube zeigt das vorliegende, unvollständige Exemplar Beziehungen zum Holotyp. Unterschiede liegen hingegen in der Plattformornamentierung, die hier aus kurzen Quergraten bzw. kleinen Höckern besteht.

Verbreitung: Am Hohen Trieb: to V. Nach ZIEGLER 1962: to V.

Genus *SPATHOGNATHODUS* BRANSON & MEHL 1941*Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL 1933)

Taf. 1, Fig. 17

- 1933 *Spathodus primus* n. sp.-BRANSON & MEHL, S. 46, Taf. 3, Fig. 25—30.
 1964 *Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL)-WALLISER, S. 80—82, Taf. 8, Fig. 14, Taf. 22, Fig. 9—25, Taf. 23, Fig. 1—4, Abb. 8 (cum syn.).
 1967 *Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL)-FLAJS, Taf. 5, Fig. 4.

Bemerkungen: Das auf Tafel 1 abgebildete Exemplar entspricht nach WALLISER 1964 dem Typ k der Entwicklungsreihe dieser Form: sie ist durch zwei am Blattvorderende die übrige Zahnreihe an Höhe überragende Zähnechen, eine unregelmäßige Blattoberkante und eine geschwungene Aboralkante des Blattes gekennzeichnet. Die kleine, zungenförmig ausgeweitete Basalgrube liegt etwa in der Blattmitte.

Verbreitung: Nach WALLISER 1964 tritt dieser Typ in der tieferen *costeinhornensis*-Zone auf.

Spathognathodus cf. *snajdri* WALLISER 1964

Taf. 1, Fig. 29

- 1964 *Spathognathodus snajdri* n. sp.-WALLISER, S. 84, Taf. 9, Fig. 2, Taf. 21, Fig. 14 bis 15, Taf. 22, Fig. 1—4.

Bemerkungen: Durch das breite, flache Gewölbe und das abrupt am Hinterende der glatten Basalgrube endende Blatt zeigt diese Form Ähnlichkeiten zur Originalbeschreibung, weicht jedoch durch das gleichzeitige Ansetzen des Gewölbes am Blatt und durch die gedrungene Gestalt davon etwas ab. Von *S. crispus* unterscheidet sich diese Art durch das einheitliche Gewölbe und die isoliert stehenden Zähnchen.

Verbreitung: Am Hohen Trieb über dem Vorkommen mit *Spathognathodus incl. inflatus*, gemeinsam mit *Ozarkodina ziegleri tenuiramea* = *siluricus*-Zone nach WALLISER 1964.

Literaturverzeichnis

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van (1967): Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. — Leidse Geol. Medelingen, 39, 129—192, 3 Taf., 68 Abb., 6 Tab., Leiden.
- BATHER, F. A. (1910): Ordovician Cystidea from the Carnic Alps. — Rivista Italiana di Paleontologia, 16, 38—54, Taf. 2, Pavia.
- BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigsschichten (Kärnten). — Verh. Geol. Bundesanst., 1960, 253—261, 1 Abb., 1 Tab., Wien.
- BERGSTRÖM, S. M. (1964): Remarks on some Ordovician conodont faunas from Wales. — Acta Universitatis Lundensis, Sectio II, Nr. 3, 1964, 1—66, 22 Abb., 5 Tab., Lund
- BISCHOFF, G. & SANNEMANN, D. (1958): Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenswald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, 87—110, 4 Taf., Wiesbaden.
- BOUČEK, B., CHLUPÁČ, I. & HORNÝ, R. (1967): The proposal of a new delimitation of the Siluro-Devonian boundary. — Intern. Symp. on the Devonian System, 863—866, 1 Abb., Calgary.
- BRANSON, E. B. & BRANSON, C. C. (1947): Lower Silurian conodonts from Kentucky. — J. Paleont., 21, 549—556, Taf. 81, 82, 1 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. (1934): Conodont studies. — Missouri Univ.-Studies, 8, 1—299, 24 Taf., Columbia.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. (1938): The conodont genus *Icriodus* and its stratigraphic distribution. — J. Paleont., 12, 156—166, 1 Taf., Tulsa/Oklahoma.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G. (1941): New and little known Carboniferous conodont genera. — J. Paleont., 15, 97—106, 1 Taf., Tulsa/Oklahoma.
- CARLS, P. & GANDL, J. (1969): Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 132, 155—218, 6 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- DOTT, R. H. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 47, 104—128, 19 Abb., 3 Tab., Tulsa/Oklahoma.
- DUFF, P. McL. D., HALLAM, A. & WALTON, E. K. (1967): Cyclic Sedimentation. — Developments in Sedimentology, 10, 280 S., 91 Abb., Amsterdam-London-New York (Elsevier).
- FERRARI, A. & VAI, G. B. (1966): Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Mt. Zermula (Alpe Carniche). — Giorn. Geol., 33 (1965), 389—416, 5 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Bologna.
- FLAJS, G. (1967): Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 1966, 157—212, 5 Taf., 8 Abb., Wien.
- FLÜGEL, E. & GRÄF, W. (1960): Aufnahmen 1959 auf Kartenblatt Kötschach (197), Karnische Alpen. — Verh. Geol. B. A., A 20—A 22, Wien.
- FLÜGEL, H. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchungen des Silurs des Cellon-Lawinerisses (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1965, 289—297, Wien.

- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. — Mitt. naturw. Ver. f. Stmk., 87, 25—60, 5 Taf., 6 Abb., 2 Tab., Graz.
- FLÜGEL, H., GRÄF W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 153—167, 3 Abb., Stuttgart.
- FOLK, R. L. (1954): The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. — J. Geol., 62, 344—359, Chicago.
- FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. — Giorn. Geol., 33, 1965, 493—523, 1 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Bologna.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. — 514 S., 3 geol. Karten, 16 Taf., 86 Abb., 2 Kartenskizzen, 8 Profiltafeln, Halle (Niemeyer).
- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. — Erdöl und Kohle, 12, 605—704, Hannover.
- GAERTNER, H. R. von (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschrift Akad. Wiss. math.-naturw. Kl., 102, 113—199, 5 Taf., 16 Abb., Wien.
- GEDIK, I. (1968): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Inaugural-Dissert., Univ. Bonn, 100 S., 7 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Bonn.
- GENTILI, G. & PELIZZER, R. (1964): Le rocce eruttive del Paleozoico Carnico. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 83, 1—57, 4 Taf., 26 Abb., 12 Tab., Rom.
- GEYER, G. (1894): Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen. — Verh. k. k. Geol. Reichsanst., 1394, 102—119, Wien.
- (1901): Geologische Spezialkarte und Erläuterungen, Blatt Oberdrauburg—Mauthen, Wien.
- GORTANI, M. (1905): Relazione sommaria delle escursione geologiche fatte in Carnia della Società geologica Italiana nei giorno 21—26 agosto 1905. — Boll. Soc. Geol. Italiana, 24, 66—76, Rom.
- (1910): Osservazioni geologiche sui terreni paleozoici dell'alta valle di Gorto in Carnia. — Rend. R. Acc. Sci., 1910, 9 S., Bologna.
- (1915): Rivisione del rivelamento geologico nel nucleo centrale carnico. — Boll. Com. d'Ital., 44, 309—314, Rom.
- (1921): Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 34, 142—197, Pisa.
- GRÜNDEL, J. & RÖSLER, H. J. (1963): Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. — Geologie, 12, 1009—1038, 23 Abb., 5 Tab., Berlin.
- HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 137, 303—338, 6 Abb., Wien.
- (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfeldfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. — Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. Abt. I, 138, 413—423, 4 Abb., Wien.
- (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. — 205 S., 4 Karten- und Profiltafeln, Graz.
- (1943): Das Paläozoikum. In F. HERITSCH & O. KÜHN: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. — 681 S., 14 Abb., Berlin, Gebrüder Borntraeger.
- HUCKENHOLZ, H. (1963): A contribution to the classification of sandstones. — Geol. Fören. Stockh. Förh., 85, 156—172, Stockholm.
- IRELAND, H. W. (1961): New phosphatic brachiopods from the Silurian of Oklahoma. — J. Paleont., 35, 1137—1142, Taf. 137, Tulsa/Oklahoma.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P. (1968): Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1967, 1 Abb., 149—155, Wien.
- JENTZSCH, I. (1962): Conodonten aus dem Tentakuliten-Knollenkalk (Unterdevon) in Thüringen. — Geologie, 11, 961—985, 4 Taf., Berlin.
- JONGMANS, W. J. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. — Berg- und Hüttenm. Mh. 86/5, Wien.

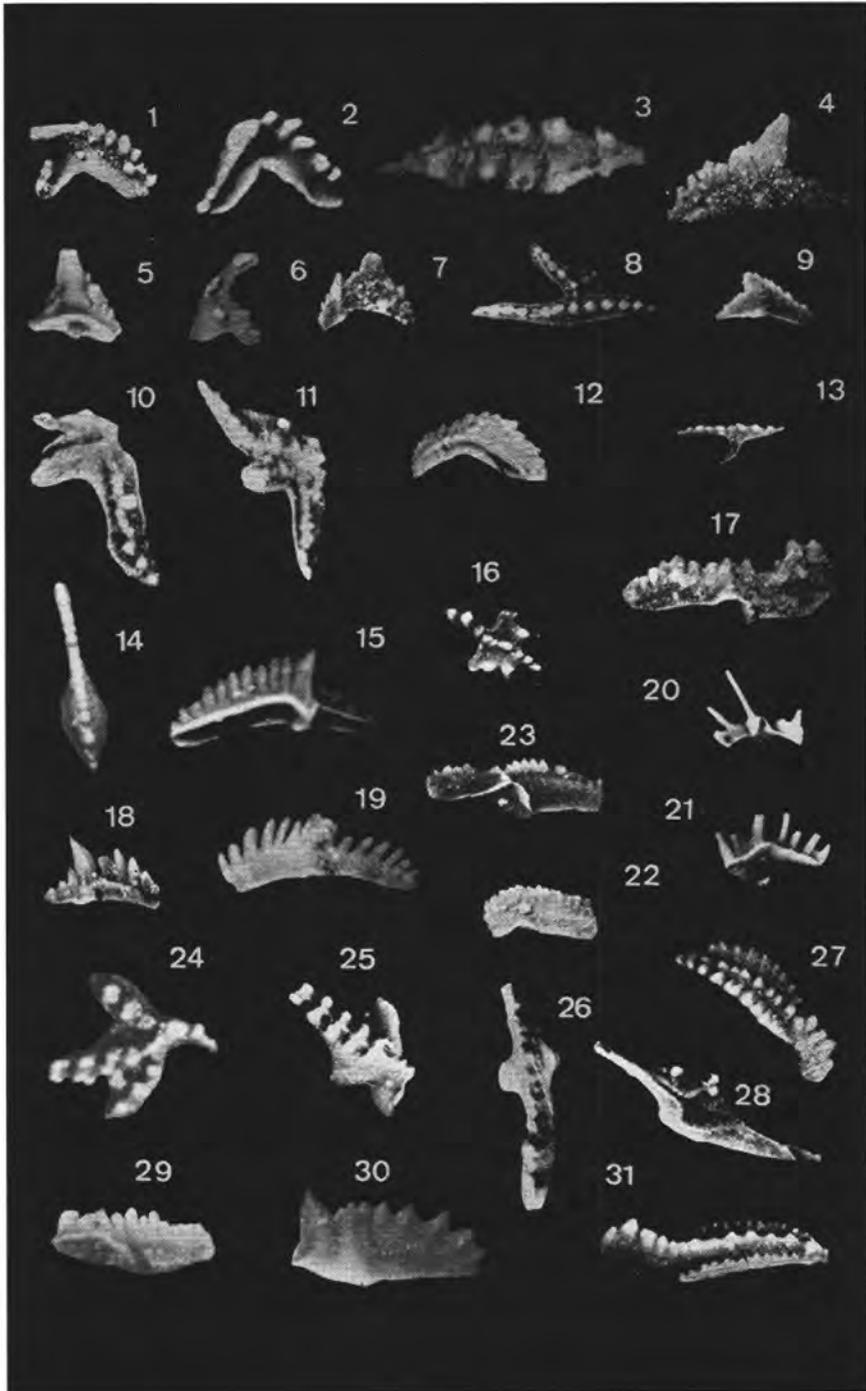
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. — Geol. B. A., 115 S., 5 Taf., 26 Abb., 3 Tab., Wien.
- KAHLER, F. & METZ, K. (1955): Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. — Verh. Geol. B. A., H 4, 1955, 253—260, Wien.
- KNÜPFER, J. (1967): Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Gräfenthaler Schichten) in Thüringen. — Freib. Forsch., C 220, 119 S., 19 Taf., 8 Abb., Leipzig.
- KRAUSE, P. G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. — Verh. k. k. Geol. R. A., 1906, 64—68, Wien.
- KÜPPER, H. (1927): Jungpaleozoische Sedimentation und Orogenese im Bereiche der Karnischen Alpen. — N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beilagenband 57, Abt. B, 43—86, 4 Abb., Stuttgart.
- LINDSTRÖM, M. (1957): Two Ordovician conodont faunas found with zonal graptolites. — Geol. Fören. Stockh. Förh., 79, 161—178, Stockholm.
- (1959): Conodonts from the Crug limestone (Ordovician, Wales). — Micropaleontology, 5, 427—452, 4 Taf., 3 Abb., New York.
- MANZONI, M. (1965): Fauna a conodonti del Siluriano e Devoniano delle Alpi Carniche (N. 1: M. Cocco, M. Lodin, M. Zermula, Val Bombaso, alta valle del Degano). — Giorn. Geol. (2), 33, 179—203, 1 Taf., 3 Tab., Bologna.
- METZ, K. (1932): Über eine Fauna aus den Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. — Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 69, Nr. 21, 243, Wien.
- MOSTLER, H. (1968): Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). — Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, 89—150, 41 Abb., Wien.
- MÜLLER, K. J. (1956): Die Gattung *Palmatolepis*. Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, I. — Abh. senckenb. naturf. Ges., 494, 1—70, 11 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Frankfurt.
- MÜLLER, K. J. (1959): Nachweis der *Pericyclus*-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 90—94, Stuttgart.
- NEKHOROSHEV, W. (1936): Neue Funde von silurischen Bryozoen. — Transact. Centr. Geol. Prosp. Inst., 61, 1—12 (russ.), 12—40 (deutsch), 2 Tab., Moskau.
- ORB, R. W. & KLAPPER, G. (1968): Two new conodont species from Middle-Upper Devonian boundary beds of Indiana and New York. — J. Paleont., 42, 1066—1075, 2 Taf., 2 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- PEI-YUAN CHEN (1968): A modification of sandstone classification. — J. Sed. Petrol., 38, 54—60, 2 Abb., Tulsa/Oklahoma.
- PELIZZER, R. & TOMADIN, L. (1962): Grauwacke e non tufi diabasici le rocce costituenti la gogaija dei Fleons-Cresta Verde nella Catena Paleocarnica. — Accad. Naz. dei Lincei, Ser. 8, 32, 1—8, 4 Abb., 1 Tab., 1 geol. Karte, Rom.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): Sedimentary rocks. — (2. Aufl.), 718 S. (Edit. Harper & Brothers), New York.
- PÖLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest—Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). — Carinthia II, 77, 37—58, 4 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Klagenfurt.
- (1969 a): Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, Wien.
- (1969 b): Stratigraphie und Tektonik im N-Abfall des Findenigkofel (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, 3 Taf., 6 Abb., 7 Tab., 1 geol. Karte, Wien.
- REXROAD, C. B. (1967): Stratigraphy and Conodont Paleontology of the Brassfield (Silurian) in the Cincinnati Arch Area. — Dept. Nat. Res., Indiana Geol. Survey Bull., 36, 1—64, 2 Taf., 4 Abb., Bloomington.
- RHODES, F. H. T. (1953): Some British Lower Paleozoic conodont faunas. — Phil. Trans. Royal Soc. London, 237, 261—334, 4 Taf., 20 Abb., London.
- (1954): The zoological affinities of the conodonts. — Biol. Rev. Cambridge Phil. Soc., 29, 419—452, 4 Abb., Cambridge.
- ROLSER, J. (1968): Über biostratigraphisch belegtes Silur und altpaläozoischen Vulkanismus in Trögrern (Karawanken). — Der Karinthin, 59, 53—56, Klagenfurt.

- SARNTHEIN, M. (1970, im Druck): Sedimentologische Hinweise auf die Untergrenze der Wellenwirkung im Persischen Golf. — Geol. Rundsch., 59, Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1968): Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raume Bischofalm—Hoher Trieb (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 1968, 159—164, Wien.
- (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). — Jb. Geol. B. A., 112, 3 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Wien.
- SCHULZE, R. (1968): Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — N. Jb. Geol. Pal., Abh. 130, 133—245, 5 Taf., 18 Abb., 18 Tab., 1 Karte, Stuttgart.
- SELLI, R. (1963): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — Giorn. Geol., (2), 30, 1—121, 7 Taf., Bologna.
- SERPAGLI, E. (1967): I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. — Boll. Soc. Paleont. Italiana, 6, 30—111, Taf. 6—31, 8 Abb., Modena.
- SPJELDNAES, N. (1961): Ordovician climatic zones. — Norsk Geol. Tidsskr., 41, 45—77, 7 Abb., Bergen.
- (1967): The paleogeography of the Tethyan region during the Ordovician. — Syst. Assoc. Pub., 7, Aspects of Tethyan Biogeography (Edit. C. G. Adams & D. V. Ager), 45—57, 6 Abb.
- STACHE, G. (1874): Die Paläozoischen Gebiete der Ostalpen. — Jb. k. k. Geol. R. A., 24, 135—272, Taf. 6—8, Wien.
- STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Täler der Drau, Isel, Gail und Möll und der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. — Jb. k. k. Geol. R. A., 7, 405—459, 3 Abb., 3 Profiltaf., Wien.
- THOMAS, L. A. (1949): Devonian-Mississippian formations of southeastern Iowa. — Geol. Soc. Amer., Bull., 60, 403—437, 4 Taf., New York.
- ULRICH, E. O. & BASSLER, R. S. (1926): A classification of the toothlike fossils, conodonts, with description of American Devonian and Mississippian species. — U. S. Nat. Mus., Proc., 68, 1—63, 11 Taf., Washington.
- VINASSA DE REGNY, P. (1910): Fossili ordoviciani del nucleo centrale Carnico. — Mem. Acc. Gioenia, 3, 48 S., 3 Taf., Catania.
- (1915): Ordoviciano e Neosilurico nei gruppi del Germula e del Lodin. — Boll. R. Com. Geol., 44, 1914, 295—308, 1 Taf., Rom.
- VINASSA DE REGNY, P. & GORTANI, M. (1908): Nuove ricerche geologiche sul nucleo centrale delle Alpi Carniche. — Atti della R. Acad. dei Lincei, Rendiconti, 1908, Rom.
- VOGES, A. (1959): Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., 33, 266—314, 3 Taf., 5 Abb., Stuttgart.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 85, 28—53, 3 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden.
- (1962): Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandium) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — 2. internat. Arbeitstagung Silur/Devon-Grenze, Bonn-Bruxelles 1960, 281—287, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1964): Conodonten des Silurs. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 41, 106 S., 32 Taf., 10 Abb., 2 Tab., Wiesbaden.
- WELLER, J. M. (1957): Paleocology of the Pennsylvanian Period in Illinois and adjacent states. — Treatise on Marine Ecology and Paleocology, 2. Paleocology, Geol. Soc. Amer. Mem., 67, 325—364 (Edit.: H. S. Ladd).
- ZIEGLER, W. (1958): Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, 7—77, 12 Taf., 7 Abb., 10 Tab., Wiesbaden.
- (1959): Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung (Montagne Noire, Massiv von Mouthoumet, Spanische Pyrenäen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 289—309, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.

- ZEGLER, W. (1960): Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). — *Paläont. Z.*, 34, 169—201, 3 Taf., 2 Abb., 3 Tab., Stuttgart.
- (1962): Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 38, 166 S., 14 Taf., 18 Abb., 11 Tab., Wiesbaden.
- (1965): Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel/Ober-Devon. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 9, 647—676, 6 Taf., 4 Abb., 5 Tab., Krefeld.

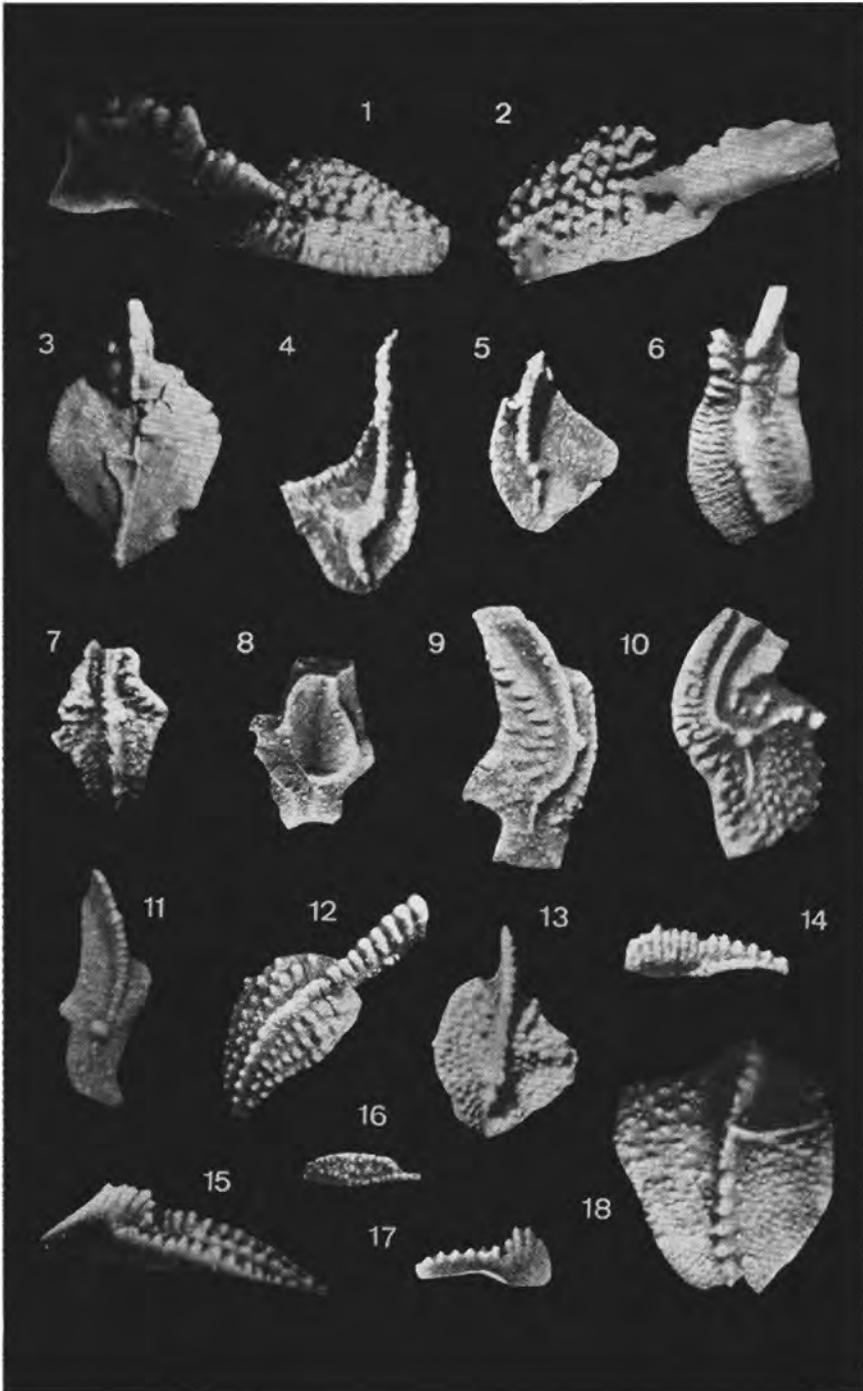
Tafel 1

- Fig. 1—2: *Ambalodus triangularis* BRANSON & MEHL 1933; Fig. 2: Form mit plattformartiger Verbreiterung der Äste; Hoher Trieb 252, 258 B.
- Fig. 3: *Icriodina irregularis* BRANSON & BRANSON 1947; Normalform ohne Ansatzpunkte für Seitensporne; Hoher Trieb 35 B.
- Fig. 4: *Ozarkodina pseudotypica* LINDSTRÖM 1959; Hoher Trieb 262.
- Fig. 5: *Carniodus carnulus* WALLISER 1964; Hoher Trieb 279.
- Fig. 6: ? *Neoprioniodus brevirameus* WALLISER 1964; Hoher Trieb 36 B.
- Fig. 7: *Carniodus carnicus* WALLISER 1964; Form mit spitz zulaufenden Enden der Äste; Hoher Trieb 278.
- Fig. 8: *Pteropathodus amorphognathoides* WALLISER 1964; charakteristische Form mit Seiten- und Hinterast; Hoher Trieb 278.
- Fig. 9: *Ozarkodina edithae* WALLISER 1964; Hoher Trieb 275.
- Fig. 10—11: *Amorphognathus ordovicica* BRANSON & MEHL 1933; unvollständige Exemplare; Hoher Trieb 252 A, 36 B.
- Fig. 12: ? *Carniodus carinthiacus* WALLISER 1964; Hoher Trieb 278.
- Fig. 13: *Spathognathodus pennatus procerus* WALLISER 1964; Exemplar mit geknicktem Seitenast; Hoher Trieb 278.
- Fig. 14: *Spathognathodus sagitta sagitta* WALLISER 1964; Hoher Trieb 275.
- Fig. 15: *Ozarkodina gaertneri* WALLISER 1964; Hoher Trieb 278.
- Fig. 16: *Kockelella variabilis* WALLISER 1957; kleine Form mit ausgedehnter Basis; Hoher Trieb 274.
- Fig. 17: *Spathognathodus primus* (BRANSON & MEHL 1933); Form aus der *eastern-hornensis*-Zone; Hoher Trieb 48.
- Fig. 18: *Ozarkodina adiutricis* WALLISER 1964; charakteristische Form mit kräftigem Hauptzahn; Hoher Trieb 278.
- Fig. 19: *Ozarkodina jaegeri* WALLISER 1964; Hoher Trieb 383.
- Fig. 20—21: *Ozarkodina ortuformis* WALLISER 1964; Fig. 21: extremes Exemplar, *O. ortus* nahestehend; Hoher Trieb 203, 288.
- Fig. 22: *Ozarkodina fundamentata* (WALLISER 1957); Hoher Trieb 197.
- Fig. 23: *Spathognathodus inclinatus inflatus* WALLISER 1964; Form mit weit aufgeblähter Basalgrube; Hoher Trieb 198.
- Fig. 24: *Icriodus pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN 1958; Hoher Trieb 216.
- Fig. 25: *Icriodus woschmidti* ZIEGLER 1960; gedrungene Form mit verschmolzenen Zahnreihen; Hoher Trieb 207.
- Fig. 26: *Spathognathodus sannemanni sannemanni* BISCHOFF & ZIEGLER 1957; Hoher Trieb 159.
- Fig. 27—28: *Schmidognathus pietzneri* ZIEGLER 1965; Fig. 28: Unterseite mit stark erweiterter Basalgrube; Hoher Trieb 159.
- Fig. 29: *Spathognathodus* cf. *snajdri* WALLISER 1964; Exemplar mit flacher, halbkreisförmiger Basalgrube; Hoher Trieb 198.
- Fig. 30: *Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH 1962; Form mit fächerartiger Zähnenanordnung und tropfenförmiger Basalgrube; Hoher Trieb 107.
- Fig. 31: *Polygnathus kluepfeli* WITTEKINDT 1965; Hoher Trieb 102.



Tafel 2

- Fig. 1—2: *Schmidtnognathus peracuta* ZIEGLER 1965; Hoher Trieb 159.
- Fig. 3, 13: *Palmatolepis? disparalvea* ORE & KLAPPER 1968; Fig. 3: Form mit typischer Basalgruben-Falte ohne Lobus; Fig. 13: charakteristische Form mit asymmetrischer Plattform; Hoher Trieb 159.
- Fig. 4: *Palmatolepis delicatula clarki* ZIEGLER 1962; Hoher Trieb 396.
- Fig. 5: *Palmatolepis delicatula delicatula* BRANSON & MEHL 1934; Hoher Trieb 232.
- Fig. 6: *Polygnathus obliquicostata* ZIEGLER 1962; Hoher Trieb 395.
- Fig. 7—8: *Pseudopolygnathus cf. marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER 1956; Fig. 8: unvollständig erhaltene Aboralseite der Fig. 7; Hoher Trieb 430.
- Fig. 9: *Palmatolepis rugosa ampla* MÜLLER 1956; Form mit deutlich nach hinten gerichteten Innenlappen; Hoher Trieb 456.
- Fig. 10: *Palmatolepis rugosa trachytera* ZIEGLER 1960; Hoher Trieb 123.
- Fig. 11: *Palmatolepis helmsi* ZIEGLER 1962; Form mit schwach entwickelten Innenlappen; Hoher Trieb 477.
- Fig. 12: *Polygnathus nodocostata nodocostata* BRANSON & MEHL 1934; Hoher Trieb 360.
- Fig. 14: *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER 1926; kleineres Exemplar; Hoher Trieb 477.
- Fig. 15, 17: *Scaphignathus velifera* ZIEGLER 1962; Fig. 15: typische, adulte Form, Fig. 17: juveniles Exemplar; Hoher Trieb 395.
- Fig. 16: *Polygnathus diversa* HELMS 1959; charakteristische, kleine Form in der Aufsicht; Hoher Trieb 477.
- Fig. 18: *Polygnathus styriaca* ZIEGLER 1957; ausgewachsene, stark beknotete Form mit einer gespaltenen Radialleiste; Hoher Trieb 478.



GEOLOGISCHE KARTE DER UMGEBUNG DES HOHEN TRIEB

Profilserie 1-4

NNE

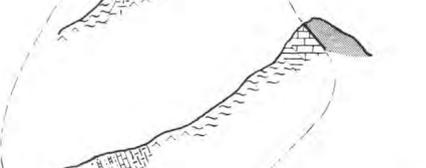
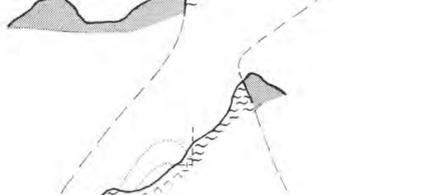
SSW

1

2

3

4

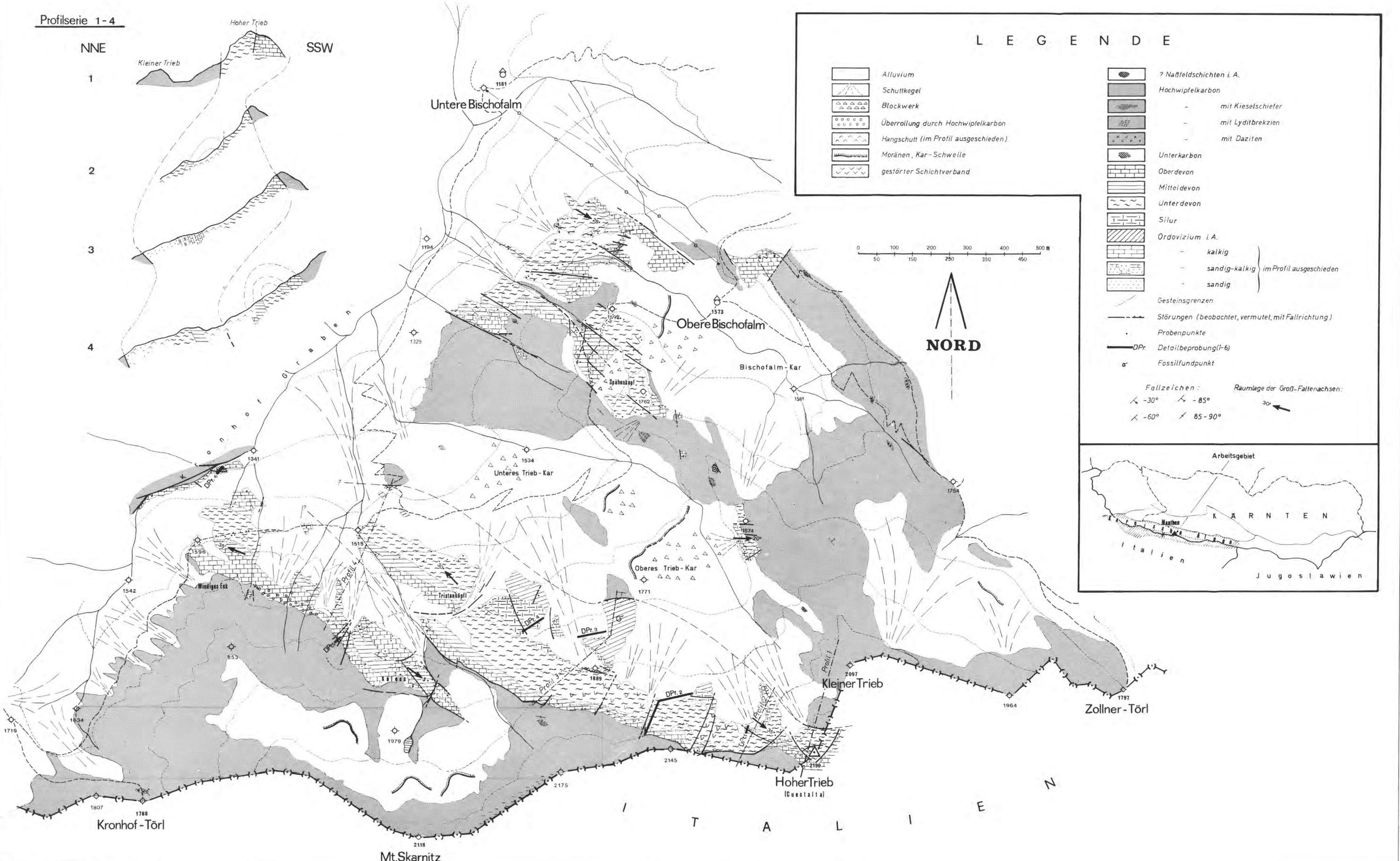
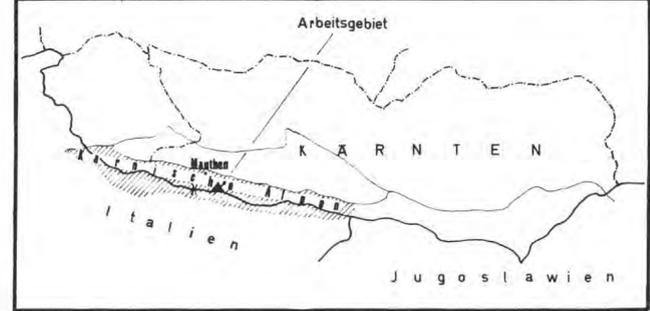
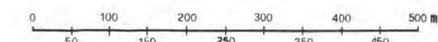


LEGENDE

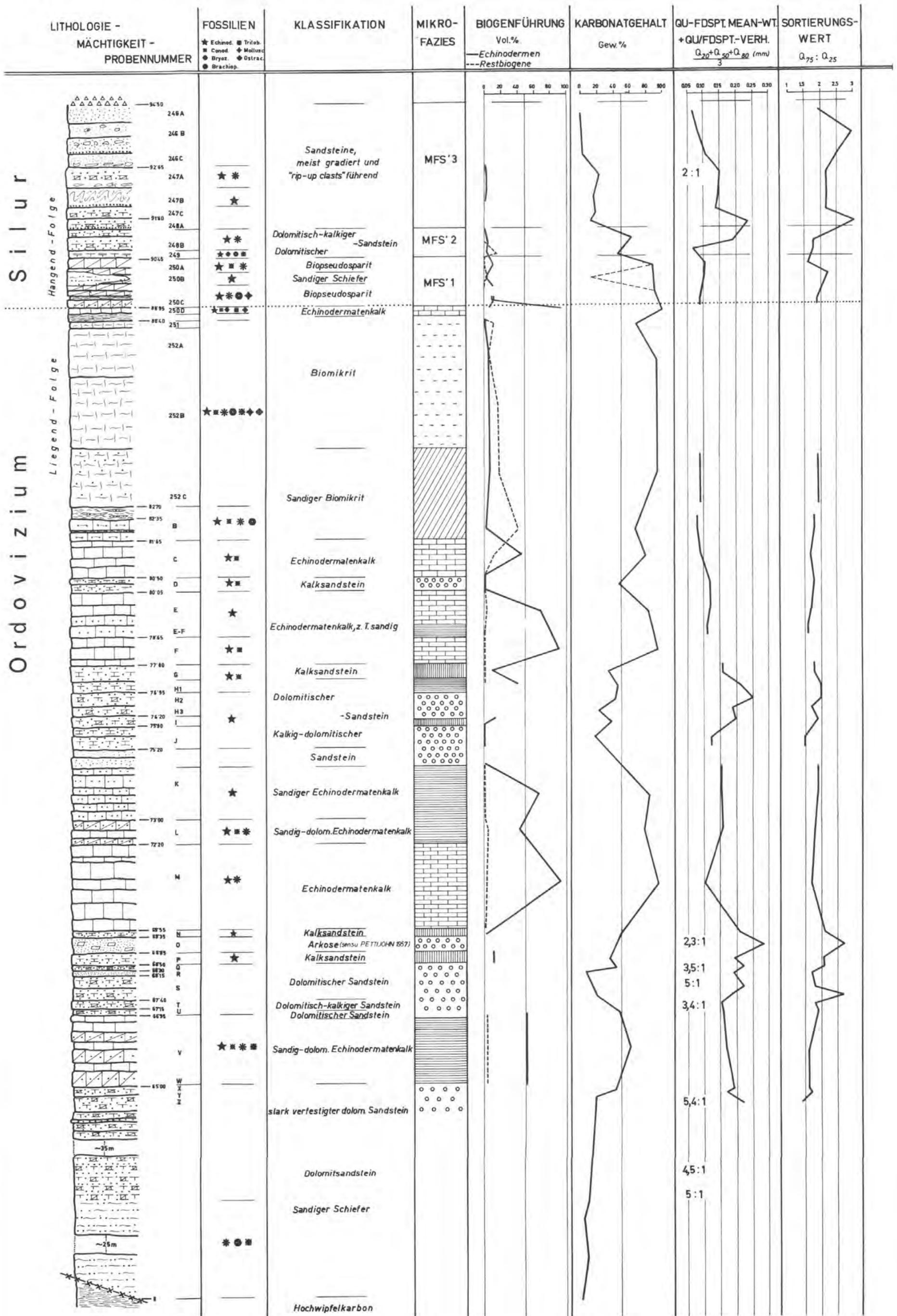
	Alluvium		? Naßfeldschichten i. A.
	Schuttkegel		Hochwipfelkarbon
	Blockwerk		- mit Kieselschiefer
	Überrollung durch Hochwipfelkarbon		- mit Lyditbrekzien
	Hangschutt (im Profil ausgeschieden)		- mit Dazit
	Moränen, Kar-Schwelle		Unterkarbon
	gestörter Schichtverband		Oberdevon
			Mitteldevon
			Unterdevon
			Silur
			Ordovizium i. A. kalkig
			- sandig-kalkig
			- sandig
			Gesteinsgrenzen
			Störungen (beobachtet, vermutet, mit Fallrichtung)
			Probenpunkte
			DPr Detailbeprobung (1-6)
			Fossilfundpunkt

Fallzeichen: \swarrow -30° \searrow -85° \nwarrow -60° \nearrow 85-90°

Raumlage der Groß-Faltenachsen: \swarrow 30°



Die Lithofazies im Ordovizium und im tiefsten Silur am Hohen Trieb



Jb. Geol. B. A.	Bd. 112	S. 321—354	Wien, Oktober 1969
-----------------	---------	------------	--------------------

Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich)

Von Hans Peter SCHÖNLAUB *)

mit 1 Abb., 2 Tab. und 3 Tafeln

Gliederung

Zusammenfassung	321
Riassunto	321
Abstract	322
Einleitung	322
Das kalkige Unterkarbon des Kronhofgrabens	323
Die Conodontenfauna und ihre Beziehungen	326
Vergleich zu anderen Gebieten.....	328
Systematische Beschreibung	328

Zusammenfassung

SW P. 1341 ist im Kronhofgraben eine durchgehende, invers gelagerte, kalkige Schichtfolge vom Oberdevon ins Unterkarbon (Tournai) mit einem Lydit im Hangenden aufgeschlossen. Die Grenze Devon/Karbon läßt sich hier mit Hilfe einer reichen Conodontenfauna (max. über 16.000 Exemplare/kg) exakt festlegen.

Mikrofaziell schließen die Kalke des Unterkarbon eng an das Oberdevon an. Es handelt sich um biogenführende Mikrite (Ostracoden, Cephalopoden, Echinodermen, ? Radiolarien). Folgende Zonen konnten nachgewiesen werden:

kockeli-dentilineata-Zone: etwa 70 cm mächtig;

Siphonodella-triangula inaequalis-Zone: 30 cm mächtig;

Siphonodella-triangula triangula-Zone: 20 cm mächtig und

Siphonodella crenulata-Zone: Kalklinsen im hangenden, etwa 2 m mächtigen Lydit.

Auf Grund des Reichtums an Siphonodellen zeigt die Entwicklung im Kronhofgraben größere Beziehungen zur nordamerikanischen Gliederung (HASS 1959, COLLINSON, SCOTT & REXROAD 1962, REXROAD & SCOTT 1964, KLAPPER 1966).

Siphonodella carinthiaca n. sp. wird hier erstmals bekanntgemacht.

Riassunto

A SW del P. 1341, nel Kronhofgraben, affiora una serie calcarea continua rovesciata con un livello di lidite al tetto; essa si estende dal Devoniano sup. al Carbonifero inf. (Tournaisiano). Il limite Devoniano-Carbonifero può essere definito esattamente per mezzo della ricca fauna a conodonti (più di 16.000 esemplari per kg). Per quanto concerne la

*) Adresse des Autors: Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz.

microfacies i calcari del Carbonifero inf. corrispondono ai calcari del Devoniano sup.: si tratta di micriti che contengano organismi (ostracodi, cefalopodi, echinodermi, ? radiolari). Sono state confermate le seguenti zone:

- zona a *kockeli-dentilineata*: circa 70 cm di spessore;
- zona a *Siphonodella-triangula inaequalis*: 30 cm di spessore;
- zona a *Siphonodella-triangula triangula*: 20 cm di spessore;
- zona a *Siphonodella crenulata*: lenti calcaree al tetto, lidite di circa 2 m di spessore.

Per la grande ricchezza di Siphonodella la successione nel Kronhofgraben presenta stretti rapporti con la suddivisione degli autori nordamericani (HASS 1959, COLLINSON, SCOTT & REXROAD 1962, REXROAD & SCOTT 1964, KLAPPER 1966).

Siphonodella carinthiaca n. sp. viene introdotta qui per la prima volta.

Abstract

A continuous reversed limestone sequence from the Upper Devonian to Lower Carboniferous (Tournaisian) with overlying chert is exposed in the Kronhofgraben (Carnic Alps) SW of P. 1341. The Devonian/Carboniferous boundary is exactly fixed by means of a rich conodont fauna (more than 16.000 specimens/kg). The Lower Carboniferous limestone which are biomierites (ostracoda, cephalopoda, echinodermata, ? radiolaria) are closely related to the Upper Devonian in lithofacies and biofacies. The following zones were proved:

- kockeli-dentilineata*-Zone (VOGES 1959): circa 70 cm;
- Siphonodella-triangula inaequalis*-Zone: 30 cm;
- Siphonodella-triangula triangula*-Zone: 20 cm;
- Siphonodella crenulata*-Zone in limestone lenses intercalated in 2 m of chert.

On the strength of the abundance of specimens of *Siphonodella* the development in the Kronhofgraben shows closer relations to the North American divisions (HASS 1959, COLLINSON, SCOTT & REXROAD 1962, REXROAD & SCOTT 1964, KLAPPER 1966).

Siphonodella carinthiaca n. sp. is described for the first time.

Einleitung

Den ersten Hinweis auf eine kalkige Sedimentation im Unterkarbon der Karnischen Alpen gab GAERTNER 1931, der auf der „Grünen Schneid“ eine Goniatitenfauna der *Gattendorfa*-Stufe finden konnte. MÜLLER 1959, bestätigte mit Conodonten ihr unterkarbones Alter, wobei er die *Pericyclus*-Stufe (*anchoralis*-Zone) nachweisen konnte. 1966 wurde von FERRARI & VAI am Mt. Zermula eine durchgehende Kalkentwicklung bis ins Visé festgestellt, wobei das Unterkarbon etwa 25 m mächtig ist. Die Darstellung der Conodontenfauna erfolgte durch MANZONI 1966. Bei der Bearbeitung des Gebietes zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (SCHÖNLAUB 1968) konnte nunmehr auch hier an mehreren Stellen im Hangenden der Oberdevon-Kalke Unterkarbon in Verbindung mit Lyditen festgestellt werden. Dieses Ergebnis ergänzt die Untersuchungen von GEDIK 1968 im Plöckengebiet an weiteren Fundpunkten unterkarbonischer Kalke. Die jüngsten Faunen haben hier ein *anchoralis*-Alter ¹⁾.

¹⁾ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K. J. MÜLLER, Bonn, vom 30. 9. 1968, ist die Arbeit bereits zum Druck eingereicht worden. Für die Möglichkeit, in das fertige Manuskript bzw. Dissertation Einsicht nehmen zu können, möchte ich mich bei Herrn GEDIK aufrichtig bedanken.

Das kalkige Unterkarbon des Kronhofgrabens

Von den drei gefundenen Unterkarbonvorkommen des Hohen Trieb-Gebietes erwies sich der Fundpunkt etwa 100 m SW P. 1341 im Kronhofgraben bei der Einmündung des Baches von den Köderköpfen (Österr. Karte 197/4, 1 : 25.000) für stratigraphische Untersuchungen am besten geeignet.

Der obere Kronhofgraben (ab P. 1341) folgt einer NE—SW-Störung, an der der südlichste Kalkzug (160/40 W) des Hohen Trieb längs steilstehender Harnischflächen (60—90/70 N) von Hochwipfelkarbon getrennt wird. Während die westliche Flanke des Kronhofgrabens aus Schiefern, Sandsteinen und hier häufig auftretenden Lyditbreccien besteht, sind die unterdevonischen bis unterkarbonen Kalke der E-Seite isoklinal verfaultet.

Das Unterkarbon-Profil tritt infolge dieser Verfaltung im Liegenden oberdevonischer Netz- und Flaserkalke auf. Der stratigraphisch höchste Anteil wird von einem, teilweise intern verfaulteten, etwa 2 m mächtigen, schwarzen Lydit aufgebaut. Er stellt den Kern einer stark gestörten Synklinale mit einer etwa 30° gegen NW geneigten Faltenachse dar. Im nördlichen Faltenschenkel folgen daher im Liegenden des Lydites nochmals Kalke, die nach unten zu in normal gelagerte oberdevonische Netzkalke übergehen (vgl. Aufschlußbild). Die Gesamtmächtigkeit des Unterkarbonkalkes + Unterkarbonlydit beträgt etwa 3,5 m.

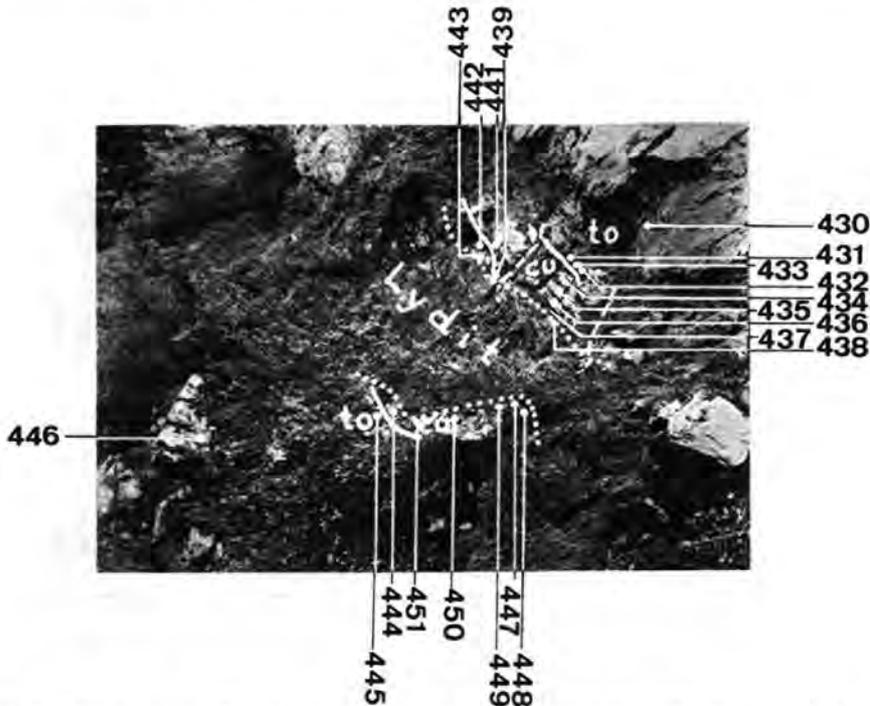
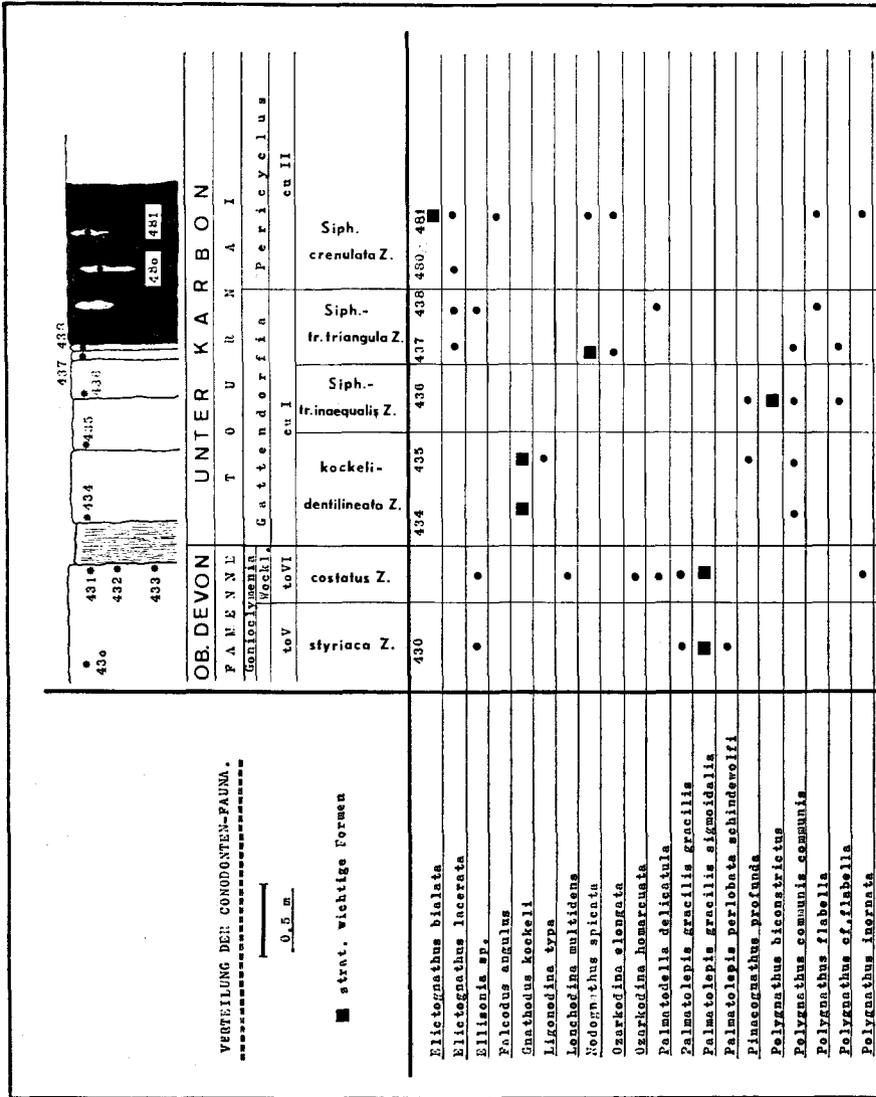


Abb. 1. Oberdevon und Unterkarbon im Kronhofgraben SW P. 1341 (Die Lage der Proben 480, 481 und 466 ist nicht ersichtlich).



Tab. 1: Verteilung der Conodonten-Fauna im Oberdevon/Unterkarbon-Profil des Kronhofgrabens

<i>Polygnathus marginolatus</i>	■								
<i>Polygnathus radina</i>					•		•	•	•
<i>Polygnathus pura pura</i>					•		•	•	•
<i>Polygnathus pura subplana</i>					•	•	•		
<i>Polygnathus cf. styriaca</i>					•				
<i>Polygnathus symmetrica</i>							•		
<i>Prionidina alata</i>	•								
<i>Prionidina smithi</i>	•								
<i>Pseudopolygnathus brevipennata</i>	■								
<i>Pseudopolygnathus dentilinata</i>					■	■			
<i>Pseudopolygnathus fusiformis</i>					•	•			
<i>Pseudopolygnathus micropunctata</i>	•								
<i>Pseudopolygnathus triangula inaequalis</i>						■			
<i>Pseudopolygnathus triangula triangula</i>							■	■	■
<i>Pseudopolygnathus trigonica</i>					■				
<i>Pseudopolygnathus marginata</i>						•			
<i>Pseudopolygnathus prima</i>						■			
<i>Siphonodella carinthiaca</i>						■			
<i>Siphonodella cooperi</i>								•	•
<i>Siphonodella crenulata</i>							•	•	■
<i>Siphonodella duplicata</i>							•	•	•
<i>Siphonodella isosticha</i>								•	•
<i>Siphonodella lobata</i>							■	■	■
<i>Siphonodella obsolata</i>								•	•
<i>Siphonodella quadruplicata</i>								•	•
<i>Siphonodella sulcata</i>						■			
<i>Spathognathodus aculeatus</i>					■				
<i>Spathognathodus amplus</i>					•				
<i>Spathognathodus bohlenanus</i>	•								
<i>Spathognathodus cooperi</i>							•		•
<i>Spathognathodus costatus costatus</i>					■				
<i>Spathognathodus costatus spinulicostatus</i>					■				
<i>Spathognathodus costatus ultimus</i>					■				
<i>Spathognathodus inornatus</i>	•								
<i>Spathognathodus stabilis</i>	•	•				•	•	•	•
<i>Spathognathodus strigosus</i>	■								
<i>Spathognathodus supremus</i>					■				
<i>Spathognathodus valdecavatus</i>							•	•	•
<i>Tripodellus robustus</i>					•				

Das Oberdevon gliedert sich in Netz- und Flaserkalke des to III—IV, die allmählich in schlechter gebankte, graublaue, etwa 5 m mächtige, undeutlich gefaserte Mikrite des höchsten Oberdevon mit einer reichen Conodontenfauna übergehen. An Biogenen finden sich Schalenbruch von Brachiopoden, Ostracoden, Trilobiten, Cephalopoden, seltener Crinoiden und Filamenten. Styloolithenbildung und Kluftspatit treten häufig auf.

Die Grenze Devon/Karbon läßt sich mit Hilfe von Conodonten exakt festlegen. Meist wird sie durch ein etwa 25 cm mächtiges, dunkles, tonig-limonitisches Schieferband gebildet. Am Bach fehlen die Schiefer: Hier verläuft die Grenze in einer Schichtfuge zwischen Kalken der *costatus*-Zone und der *kockeli-dentilineata*-Zone. Eine Winkeldiskordanz ist nicht zu erkennen. Ähnliche Grenzverhältnisse wurden auch von GEDIK 1968 im Plöckengebiet beobachtet.

Die Kalke des Unterkarbons sind besser gebankt, als die des Oberdevons, anfangs im $\frac{1}{2}$ m-Bereich, später im dm-Bereich. Mikrofaziell schließen sie eng an das höchste Oberdevon an. Es handelt sich um biogenführende Mikrite mit einem Vorherrschen von Ostracoden, Cephalopoden, Crinoiden und möglicherweise umkristallisierten Radiolarien. Styloolithen und dunkle Rückstandstone mit gelegentlichen Dolomitnestern bzw. Anreicherung von pyritisch-limonitischer Substanz in der Grundmasse sind häufig.

Konkordant über den Kalken der *Siphonodella-tr. triangula*-Zone folgt ein gebankter Lydit. In ihm eingeschaltet fanden sich (teilweise im Bachbett) mehrere kleine nur kurz anhaltende Kalklinsen und -bänke mit einer überaus reichen Conodontenfauna. Bemerkenswert ist das konstante Auftreten dieser Lydite im gesamten Arbeitsgebiet im Hangenden oberdevonischer Kalke (SCHÖNLAUB 1968). Auch am Findenig (etwa 12 km östlich des Hohen Trieb) treten Lydite an der Basis des Hochwipfelkarbons auf. Sie überlagern hier jedoch tieferes Oberdevon (to II, JAEGER & PÖLSLER 1968). Die Lydite zeigen im Schriff eine wechselnd starke, lagenweise Anreicherung von graphitischer Substanz, die auch größere Spalten quer zum ss ausfüllt. In der Grundmasse finden sich häufig um 0.2 mm große Radiolarien meist unregelmäßig verteilt, deren Umriß nur selten verformt ist. Unregelmäßig verstreut treten teilweise gut erkennbare Pyrite auf, die örtlich bereits in Eisenhydroxid umgesetzt sein können (vgl. auch F. & H. HERITSCH 1943 und PAPP 1962, S. 87).

Die Conodontenfauna und ihre Beziehungen

Das unmittelbar Hangende der Schiefer, die die Devon/Karbon-Grenze bilden, sind Kalke der Oberen *costatus*-Zone (ZIEGLER 1962). Folgende Oberdevon-Formen überschreiten im untersuchten Profil die Devon/Karbon-Grenze nicht:

- Falcodus variabilis*
- Lonchodina multidentis*
- Ozarkodina homarcuata*
- Palmatolepis gracilis gracilis*

Palmatolepis gracilis sigmoidalis
Prionodina smithi
Pseudopolygnathus trigonica
Scutula bipennata
Scutula venusta
Spathognathodus costatus costatus
Spathognathodus costatus spinulicostatus
Spathognathodus costatus ultimus
Spathognathodus supremus
Tripodellus robustus

Wichtig ist, daß die Gattung *Palmatolepis* im Unterkarbon nicht mehr anzutreffen ist (vgl. BISCHOFF 1957, MÜLLER 1959, VOGES 1960).

Die Kalke des Unterkarbon lassen eine Zonen-Gliederung nach VOGES 1959 erkennen:

a) *kockeli-dentilineata*-Zone:

Mächtigkeit: etwa 70 cm. Typische Vertreter sind *Gnathodus kockeli* und *Pseudopolygnathus dentilineata*. Stärker vertreten allerdings sind *Polygnathus communis communis* und *P. pura subplana*, im höheren Bereich (Probe 435) kommen *P. pura pura*, *Pseudopolygnathus fusiformis*, *Pinacognathus profunda* und *Siphonodella sulcata* hinzu.

b) *Siphonodella-tr. inaequalis*-Zone:

Erstmals kommt es in diesem 30 cm mächtigen Bereich zum gehäuften Auftreten von Arten der Gattung *Siphonodella*. Neben *S. duplicata* findet sich die neue Art *S. carinthiaca*. Neu tritt *Pseudopolygnathus tr. inaequalis* und *Ps. prima* auf. Häufige Elemente in der artenreichen (14) Probe 436 sind *Polygnathus c. communis*, *P. biconstrictus* und *Spathognathodus valdeca-vatus*, seltener *P. cf. flabella*, *P. p. subplana*, *Pseudopolygnathus fusiformis* und *Spathognathodus stabilis*.

c) *Siphonodella-tr. triangula*-Zone:

Diese Zone erreicht eine Mächtigkeit von 20 cm im Kalkprofil. Ihr gehören die Proben 437 und 438 an. Diese lieferten eine individuenreiche Fauna, hauptsächlich der Gattung *Siphonodella* und der neu dazugekommenen Art *Pseudopolygnathus tr. triangula*. Untergeordnet fanden sich Vertreter von *Elictognathus* und *Spathognathodus*.

d) *Siphonodella crenulata*-Zone:

Die etwa 20 cm mächtigen Kalklinsen im Lydit (geschätzte Mächtigkeit 2 m, da synklynal verfalltet) ergaben die individuenreichste Fauna des Untersuchungsgebietes. Verteilt auf 18 Arten, jedoch mit 85% der Gattung *Siphonodella* angehörend, fanden sich in 1 kg gelösten Kalkes über 16.000 Conodonten. Neben *Siphonodella*-Arten wurden in der Hauptsache *Elictognathus lacerata*, *E. bialata*, *Polygnathus radina* und erstmals im Unterkarbon des Profiles *P. inornata* gefunden. *Pseudopolygnathus tr. triangula*, *Polygnathus p. pura* und Vertreter von *Spathognathodus* traten untergeordnet auf.

VERGLEICH ZU ANDEREN GEBIETEN

	Mitteleuropa	N-Amerika
cu II β	<i>anchoralis</i> -Zone	<i>Gnathodus semiglaber</i> - <i>Ps. multistriata</i> -Zone
cu II α	Obere <i>Siph. crenulata</i> -Z. (+ <i>Gn. semiglaber</i>) Untere <i>Siph. crenulata</i> -Z. (- <i>Gn. ssp.</i>)	<i>Siph. isosticha</i> -. <i>Siph. cooperi</i> -Zone <i>Siph. quadruplicata</i> - <i>Siph. crenulata</i> -Zone
cu I	<i>Siph.-tr. triangula</i> -Z. <i>Siph.-tr. inaequalis</i> -Z. <i>kockeli-dentilineata</i> -Z.	<i>Siphonodella duplicata</i> -Zone <i>Siphonodella sulcata</i> -Zone <i>Gnathodus</i> sp. B.- <i>Gn. kockeli</i> -Zone

Tab. 2. Korrelation des tieferen Unterkarbons zwischen N-Amerika (Mississippi valley) und Mitteleuropa (nach KLAPPER 1966 und CANIS 1968).

Während die Zonengliederung von VOGES 1959 im tieferen Unterkarbon (*kockeli-dentilineata*-Zone bis *Siphonodella-tr. triangula*-Zone) auf die Entwicklung in den Karnischen Alpen gut anwendbar ist, zeigen die Äquivalente der *Siphonodella crenulata*-Zone auf Grund des Reichtums an *Siphonodellen* größere Beziehungen zur nordamerikanischen Gliederung (HASS 1959, COLLINSON, SCOTT & REXROAD 1962, REXROAD & SCOTT 1964). Die übrigen bis jetzt bekannten karnischen Unterkarbon-Vorkommen, die alle nicht in Verbindung mit Lyditen stehen, führen eine ärmere Fauna; Vergleiche ergaben maximal 1—2% der Menge von Probe 481. Erst in der *anchoralis*-Zone nimmt die Fossilführung zu. Es ist auffallend, daß im gesamten Arbeitsgebiet mit dem Auftreten von Lyditen oder stärker pyritisch-limonitischen Kalken in verschiedenen stratigraphischen Horizonten (Silur, Mitteldevon, Adorf) stets eine Anreicherung von Conodonten gegeben ist. Es scheint dies die Meinungen von YOUNGQUIST et al. 1951, RHODES 1954, MÜLLER 1956 und LINDSTRÖM 1957 zu bestätigen, wonach gehäuftes Auftreten von Conodonten stark faziell bedingt sei.

Nach REXROAD & SCOTT 1964, KLAPPER 1966 und CANIS 1968 haben unsere stratigraphisch jüngsten Kalke und damit ein Großteil des Lydites ein *Siphonodella isosticha*-*Siphonodella cooperi*- (amerikanische Gliederung) bzw. oberes *Siphonodella crenulata*-Alter (Deutschland, VOGES 1959). Bemerkenswert erscheint jedoch bei dieser Einstufung (cu II α) das Fehlen von Vertretern der Gattung *Gnathodus*.

Systematische Beschreibung

Für die systematische Beschreibung wurden die gebräuchlichen nomenklatorischen Begriffe nach BISCHOFF & ZIEGLER (1957) und ZIEGLER (1962) für das Oberdevon, sowie BISCHOFF (1957) und VOGES (1959) für das Unterkarbon übernommen.

Das Vorkommen der einzelnen Arten bezieht sich auf die Nummern der Abbildung, während für das Profil und die Faunenliste nur die Proben 430 bis 438, 480 und 481 berücksichtigt wurden.

Sämtliche Exemplare werden unter den Probennummern UGP 2568 an der Lehrkanzle für Paläontologie und Historische Geologie der Universität in Graz aufbewahrt.

Genus *ELICTOGNATHUS* COOPER 1939

vgl. REXROAD & SCOTT 1964, S. 24, KLAPPER 1966, S. 25

Elictognathus bialata (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 2

- 1934 *Solenognathus bialata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 273, Fig. 11.
 1959 *Elictognathus bialata* (BRANSON & MEHL) — VOGES, S. 277—278, Taf. 33, Fig. 18, 19.
 1966 *Elictognathus bialata* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 25—26, Taf. 5, Fig. 14 (cum syn.).
 1968 *Elictognathus bialata* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 535—536, Taf. 74, Fig. 15, 17 (cum syn.).

Vorkommen: 481.

Bemerkungen: Die Ausbildung einer blattähnlichen Zahnreihe oder eines scharfen Grates am Rande der Innenleiste unterscheidet diese Art von allen übrigen der Gattung (s. ausführliche Beschreibung bei VOGES 1959, S. 277—278).

Verbreitung: *Siph.-tr. triangula*-Zone bis *Siph.crenulata*-Zone (VOGES 1959).

Elictognathus lacerata (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 1

- 1934 *Solenognathus lacerata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 271, Taf. 22, Fig. 5, 6.
 1959 *Elictognathus lacerata* (BRANSON & MEHL) — HASS, S. 386—387, Taf. 49, Fig. 1—8, 12.
 1966 *Elictognathus lacerata* (BRANSON & MEHL) — MANZONI, S. 473, Taf. 59, Fig. 14, 15.
 1966 *Elictognathus lacerata* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 26—27, Taf. 5, Fig. 18—21 (cum syn.).
 1968 *Elictognathus lacerata* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 536, Taf. 74, Fig. 16, 31 (cum syn.).

Vorkommen: 437, 438, 444, 466, 480, 481 (sehr selten).

Bemerkungen: Das vorliegende Material zeigt im Sinne von HASS 1959 (S. 387) die große Variabilität bezüglich des Verlaufes der Blattoberkante. Eine Trennung von Formen mit gerader Blattoberkante (*Elictognathus costata*) von solchen mit wechselnder Zahnhöhe wird somit nicht vorgenommen (vgl. KLAPPER 1966, S. 26).

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siph.-tr. inaequalis*-Zone bis untere *Siph.crenulata*-Zone.

Genus *FALCODUS* HUDDLE 1934

vgl. KLAPPER 1966, S. 27

Falcodus angulus HUDDLE 1934

Taf. 3, Fig. 13

- 1934 *Falcodus angulus* n. sp. — HUDDLE, S. 87—88, Taf. 7, Fig. 9.
 1957 *Falcodus angulus* HUDDLE — BISCHOFF, S. 20.
 1966 *Falcodus angulus* HUDDLE — KLAPPER, S. 27, Taf. 5, Fig. 1, 4.

Vorkommen: 481.

Beschreibung: Das schmale Blatt wird aus unterschiedlich hohen, jedoch bis auf die freien Spitzen miteinander verschmolzenen Zähnen zusammengesetzt. Vor der kleinen Basalgrube biegt der Vorderast, bisweilen verdreht, stark nach unten, während die Unterkante des Hinterastes nach der Basalgrube anfangs gerade, gegen das Hinterende aber schwach abwärts gebogen ist. Eine schwache Leiste verläuft parallel der Unterkante des Vorder- und Hinterastes; sie ist im Bereich der Basalgrube am stärksten entwickelt. Das Blatt erreicht über der Basalgrube und am Hinterende seine größte Höhe.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: cu II α — β .

Genus *GNATHODUS* PANDER 1856

1856 *Gnathodus* n. gen. — PANDER, S. 33.

Gnathodus kockeli BISCHOFF 1957

Taf. 1, Fig. 1, 2

1957 *Gnathodus kockeli* n. sp. — BISCHOFF, S. 25, Taf. 3, Fig. 27—32.

1959 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — VOGES, S. 281—282, Taf. 33, Fig. 26, 27.

1961 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — SCOTT & COLLINSON, S. 124, Taf. 1, Fig. 28.

1962 *Gnathodus* n. sp. B — COLLINSON, SCOTT & REXROAD, S. 10, chart 3.

1964 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — HIGGINS in HIGGINS et al., Zag. 5, Fig. 27.

1966 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — MANZONI, S. 475.

1967 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — VAN BOOGAERT, S. 179, Taf. 2, Fig. 17, 18.

1968 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — CANIS, S. 538, Taf. 74, Fig. 12, 22.

1968 *Gnathodus* sp. B COLLINSON, SCOTT & REXROAD — CANIS, S. 540, Taf. 74, Fig. 6, 14.

1968 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — GEDIK, S. 31, Taf. 7, Fig. 5—7.

1968 *Gnathodus kockeli* BISCHOFF — MANZONI, S. 659—660, Taf. 62, Fig. 2, 4.

Vorkommen: 434, 435, 442, 450.

Beschreibung: Die reiche Fauna zeigt alle Übergänge in der Ausbildung des Gewölbes und der Ornamentierung: Es wurden Formen mit halbkugelförmigem, in der Seitenansicht sehr steilem Gewölbe neben sehr flachen beobachtet. Die Ornamentierung kann sowohl aus Knotenreihen beiderseits des Kammes als auch aus unregelmäßig angeordneten Knoten bestehen. Neben kräftigen, gedrungenen Formen wurden häufig solche mit zartem, fast durchscheinendem Gewölbe gefunden.

Bemerkungen: *Gnathodus* n. sp. B COLLINSON, SCOTT & REXROAD liegt innerhalb der oben angeführten Variationsbreite dieser Art und hat dieselbe stratigraphische Verbreitung. Daneben wurden in der Fauna Formen mit nicht ornamentiertem, glattem Gewölbe beobachtet (? *Gnathodus* sp. A COLLINSON, SCOTT & REXROAD), die hier als juvenile Exemplare aufgefaßt werden.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *kockeli-dentilineata*-Zone bis vereinzelt in die *Siph.-tr. triangula*-Zone.

Genus *NODOGNATHUS* COOPER 1939

Bemerkungen: Die Gattung *Nodognathus* COOPER vermittelt zwischen *Polygnathus* und *Pseudopolygnathus* einerseits und *Spathognathodus* andererseits.

Nodognathus spicata COOPER 1939

Taf. 3, Fig. 11, 12

1939 *Nodognathus spicata* n. sp. — COOPER, S. 397, Taf. 40, Fig. 32—34.1959 *Nodognathus spicata* COOPER — HASS, S. 387, Taf. 48, Fig. 23, 24.1968 *Spathognathodus laterigranosus* n. sp. — GEDIK, S. 83—84, Taf. 3, Fig. 7—12.1968 *Nodognathus spicata* COOPER — MANZONI, S. 660.

Vorkommen: 437.

Bemerkungen: Nach COOPER 1939 und HASS 1959 stellt diese Art eine Übergangsform zwischen *Spathognathodus* und juvenilen Arten der Gattung *Pseudopolygnathus* dar. Unsere Exemplare stimmen mit der Beschreibung und den Abbildungen bei HASS gut überein. Auf der Oralseite der Basalgrube ist je ein Zähnchen entwickelt. Das Blattvorderende trägt etwas höhere Zähnchen als der übrige Teil. Auf Grund des geringen Materials kann nicht entschieden werden, ob die Aufrechterhaltung dieser Gattung zu Recht besteht.

Verbreitung: Nach HASS 1959: *Gnathodus punctatus*- bis *Siph. cooperi*-Zone, etwa cu II α der deutschen Gliederung.

Genus *OZARKODINA* BRANSON & MEHL 1933*Ozarkodina elongata* E. R. BRANSON 1934

Taf. 3, Fig. 5

1934 *Ozarkodina elongata* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 323, Taf. 28, Fig. 25.1956 *Ozarkodina elongata* BRANSON — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 152, Taf. 13, Fig. 18, 21.1957 *Ozarkodina elongata* BRANSON — BISCHOFF, S. 40.1961 *Ozarkodina elongata* BRANSON — FREYER, S. 58, Taf. 3, Fig. 63.1968 *Ozarkodina elongata* BRANSON — CANIS, S. 542, Taf. 74, Fig. 9.

Vorkommen: 437, 481.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare zeigen mit der Beschreibung bei E. R. BRANSON gute Übereinstimmung. Neben geraden Formen treten auch solche auf, die in der Aufsicht nach innen gebogen sind. Auch hinsichtlich der Bezählung liegt eine größere Variationsbreite vor.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: Oberdevon bis cu III.

Genus *PINACOGNATHUS* BRANSON & MEHL 19481934 *Pinacodus* n. gen. — BRANSON & MEHL, S. 269.1948 *Pinacognathus* nov. nom. — BRANSON & MEHL, S. 527.*Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 6

1934 *Pinacodus profundus* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 269, Taf. 22, Fig. 1.1965 *Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL) — SPASSOV, S. 162, Taf. 2, Fig. 11.

- 1966 *Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 27—28, Taf. 5, Fig. 22 (cum syn.).
 1968 *Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 543, Taf. 73, Fig. 23.
 1968 *Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 47—48, Taf. 1, Fig. 2—4.
 1968 *Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL) — MANZONI, S. 666.

Vorkommen: 435, 436.

Bemerkungen: Es liegen nur wenige Exemplare dieser Art vor, die aber gut mit den Beschreibungen der zitierten Autoren übereinstimmen.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siph.-tr. inaequalis*-Zone bis *Siph.-tr. triangula*-Zone.

Genus *POLYGNATHUS* HINDE 1879

- 1879 *Polygnathus* n. gen. — HINDE, S. 359.

Polygnathus biconstrictus GEDIK 1968

Taf. 1, Fig. 8, 9

- 1968 *Polygnathus biconstrictus* n. sp. — GEDIK, S. 50—51, Taf. 4, Fig. 1, 2, 4—7.
 1968 *Polygnathus styriaca* (ZIEGLER) — MANZONI, S. 669, Taf. 61, Fig. 12, 13, non Fig. 1 (= *Polygnathus styriaca*).

Vorkommen: 436, 439, 444, 449, 451, 452.

Beschreibung: In der Aufsicht ist der Kamm und die Plattform ungefähr in der Mitte stark nach innen und etwas nach unten gebogen. Während der Außenrand in konvexem Bogen das spitze Hinterende erreicht, macht der Innenrand anfangs eine konvexe Biegung, um dann konkav dem Hinterende zuzustreben. Die Plattform ist stets etwas länger als das Blatt. Sie setzt in einem spitzen Winkel im unteren Drittel des Blattes an, erreicht rasch die Höhe des an dieser Stelle durch eine Depression erniedrigten, aus verschmolzenen Zähnen bestehenden Kammes und ist gegen das Hinterende zu flach eingemuldet. Im vorderen Teil der Plattform sind beiderseits des Kammes je eine Radialleiste ausgebildet, die aus verschmolzenen Knoten oder einem Höcker bestehen, die schräg auf den Kamm gerichtet sind, diesen aber nicht erreichen. Besonders bei kleineren Exemplaren liegt der Punkt, den die Radialleisten auf den Kamm zustreben, viel weiter rückwärts. Hinter den Radialleisten verlaufen Rippen von den Rändern aus im rechten Winkel auf den Kamm, ohne diesen jedoch zu erreichen. Die Unterseite zeigt Ähnlichkeit mit *Polygnathus c. communis*. Im vorderen Teil ist eine kleine, längliche Basalgrube ausgebildet, an die sich unmittelbar eine Längsdelle anschließt.

Bemerkungen und Beziehungen: Extreme Vertreter können oft schwer von berippten Formen von *Polygnathus c. communis* unterschieden werden. Dies ist dann der Fall, wenn die hochgebogenen Vorderränder von *P. c. communis* etwas eingeschnürt sind und so eine Radialleiste vortäuschen. KLAPPER 1966 (S. 19—20) stellt derartige Formen zu *Polygnathus inornata*. Charakteristisch für *Polygnathus biconstrictus* sind jedoch deutlich entwickelte

Radialleisten. Von *Polygnathus c. carina* unterscheidet sich *P. biconstrictus* durch die berippte Plattform, der Biegung und durch die Depression der Oberkante des Kammes.

Verbreitung: *Siph.-tr. inaequalis*-Zone.

Polygnathus communis communis BRANSON & MEHL 1934

Taf. 1, Fig. 11—13

- 1934 *Polygnathus communis* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 293, Taf. 24, Fig. 1—4.
 1959 *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL — VOGES, S. 288—290, Taf. 34, Fig. 1—7.
 1959 *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL *bifurcata* n. var. — HASS, S. 390, Taf. 48, Fig. 11, 12.
 1966 *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL — MANZONI, S. 478.
 1968 *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL — MOUND, S. 505, Taf. 69, Fig. 12, 13, 18 (cum syn.).
 1968 *Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL — CANIS, S. 543—544, Taf. 72, Fig. 12, 14—17 (cum syn.).
 1968 *Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL — GEDIK, S. 52—53, Taf. 4, Fig. 3 a, b, 11, 12 a—c.

Vorkommen: 434, 435, 436, 437, 432, 439, 440, 442, 444, 450, 452.

Erweiterte Diagnose s. VOGES (1959): Eine Unterart von *Polygnathus communis* mit länglicher, konkaver Plattform, deren Oberfläche glatt oder nur mit auf die Ränder beschränkten, schwachen Knoten oder kurzen Rippen versehen ist. Radialleisten sind nicht entwickelt. Die Unterseite ist durch eine kleine Basalgrube mit der dahinter liegenden spezifischen Eindellung gekennzeichnet.

Beschreibung: s. VOGES 1959 (S. 289). An Stelle von Knoten auf den Plattformrändern sensu VOGES wurden auf den Exemplaren des karnischen Unterkarbons auch kurze, schwache Rippen beobachtet.

Bemerkungen: Die Abgrenzung gegen schlanke Formen von *Polygnathus p. subplana* erfolgt durch das Vorhandensein der Eindellung, die bei letzterer Form nicht ausgebildet ist. Das Fehlen von Radialleisten unterscheidet diese Form von *Polygnathus biconstrictus*.

Polygnathus communis bifurcata HASS 1959 wird im Sinne von VOGES 1959 als Mißbildung aufgefaßt und mit der Nominatunterart synonymisiert. Solche Erscheinungen treten auch in unserem Material auf.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: Obere *velifera*-Zone (?) bis cu III Die beknoteten und berippten Formen treten im Kronhofgraben erst im tiefen Unterkarbon auf, während die glatten Vertreter bereits im Oberdevon vorkommen.

Polygnathus flabella BRANSON & MEHL 1938

Taf. 2, Fig. 25

- 1938 *Polygnathus flabella* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 147, Taf. 34, Fig. 48.
 1938 *Polygnathus lanceolata* E. R. BRANSON — BRANSON & MEHL, S. 148, Taf. 34, Fig. 42.
 1959 *Polygnathus* cf. *flabella* (BRANSON & MEHL) — VOGES, S. 290, Taf. 34, Fig. 8 bis 11.

1966 *Polygnathus flabella* (BRANSON & MEHL) — MANZONI, S. 478—479, Taf. 59, Fig. 13.

1968 *Polygnathus* cf. *flabellus* BRANSON & MEHL — GEDIK, S. 53—54, Taf. 5, Fig. 28.

1968 *Polygnathus flabella* (BRANSON & MEHL) — MANZONI, S. 667, Taf. 62, Fig. 16, 17.

Vorkommen: 438, 481.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit der Originalabbildung bei BRANSON & MEHL überein. Die berippte Plattform ist im Verhältnis zur Länge relativ breit, die Vorderränder sind stark hochgebogen, erreichen aber nicht die Höhe wie bei *Polygnathus inornata*. Nicht-ornamentierte Plattformteile wurden in unserem Material nicht beobachtet. Die Unterseite ist wie bei *P. inornata*.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siph.-tr. inaequalis*-Zone bis *Siph. triangula triangula*-Zone.

Polygnathus cf. *flabella* BRANSON & MEHL 1938

Taf. 3, Fig. 26

Vorkommen: 436, 452, 437.

Bemerkungen: Es liegen einige Exemplare vor, die den Abbildungen bei VOGES 1959 (Taf. 34, Fig. 10, 11) nahekommen. In der Aufsicht haben diese Formen einen bikonvexen Plattformumriß, wobei die Außenkante stärker gekrümmt ist als der Innenrand. Die Plattform ist mit schwachen Rippen bedeckt, im mittleren und hinteren Teil im Querschnitt flach, in der Seitenansicht jedoch nach unten gebogen. Das Blatt ist kurz, es setzt sich als gekrümmter Kamm mit stark verschmolzenen Knoten auf die Plattform fort.

Die Unterseite ist wie bei *Polygnathus inornata* ausgebildet. Die Basalgrubenränder sind aber im Gegensatz zu letzterer Form nur schwach erhaben.

Beziehungen: *Siphonodella sulcata* ähnelt dieser Form stark, wird jedoch durch die schlankere Gestalt, den unregelmäßigen Verlauf der Blattoberkante sowie der größeren Basalgrube unterschieden.

Polygnathus marginvolutus GEDIK 1968

Taf. 3, Fig. 27—29

1961 *Polygnathus* n. sp. B — HELMS, S. 697, Taf. 4, Fig. 25—27.

1968 *Polygnathus marginvolutus* n. sp. — GEDIK, S. 58—60, Taf. 5, Fig. 2—8.

Vorkommen: 430.

Beschreibung: In der Aufsicht ist diese Art schwach nach innen gebogen. Das freie Blatt ist sehr kurz, es setzt sich aus bis auf die freien Spitzen miteinander verschmolzenen Zähnchen zusammen. Die herzförmige, dünne Plattform besteht aus zwei ungleich hoch am Blatt ansetzenden Hälften. Die Oberfläche der Plattform ist glatt, nur die Ränder zeigen eine starke Riefung, die kurz hinter dem Ansetzen der Plattform beginnt und sich bei den meisten Exemplaren bis zum Hinterende fortsetzt.

Im vorderen Bereich sind die Ränder am stärksten hochgebogen, wobei sich bisweilen eine beginnende Einrollung zeigt, während stärker gewölbte Exemplare einen flacheren Plattformquerschnitt haben.

Auf der Unterseite ist ein Kiel von unterschiedlicher Höhe entwickelt, der im Bereich des Umknickens der Plattform sehr niedrig wird. Eine Basalgrube fehlt.

Beziehungen: Umriß der Plattform, Riefung der Ränder und Fehlen einer Basalgrube unterscheiden diese Art von allen übrigen. Ähnlichkeiten bestehen in der Aufsicht flacher Formen mit beknoteten Vertretern von *Polygnathus communis communis*, doch unterscheidet sich *P. marginvolutus* durch das Fehlen einer Basalgrube und der für *P. c. communis* charakteristischen Eindellung. Auch ist letztere im allgemeinen viel schlanker. Wie schon HELMS 1961 (S. 697) vermutet, handelt es sich bei dieser Form nicht um „Juvenilstadien einer adult möglicherweise anders gearteten Form“. Auch in unserem Material konnten keine Übergänge festgestellt werden.

Verbreitung: Auf Grund der Begleitfauna (*Palmatolepis gr. gracilis*, *P. gr. sigmoidalis*, *P. perlobata schindewolfi*, *Pseudopolygnathus brevipennata*, *P. micropunctata*, *Spathognathodus bohlenanus* und *S. aculeatus*) wird diese Form ins to V gestellt. Bestätigt wird diese Einstufung von GEDIK 1968, wonach *Polygnathus marginvolutus* für die Obere *styriaca*-Zone leitend sein soll.

Polygnathus inornata E. R. BRANSON 1934

Taf. 1, Fig. 18, 19

- 1934 *Polygnathus inornata* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 309, Taf. 25, Fig. 8, 26, Taf. 24, Fig. 5, 7.
- 1938 *Polygnathus lobata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 146, Taf. 34, Fig. 44—47.
- 1966 *Polygnathus inornata* E. R. BRANSON — MANZONI, S. 479.
- 1967 *Polygnathus inornata* E. R. BRANSON — VAN BOOGAERT, S. 184, Taf. 2, Fig. 39, 40.
- 1968 *Polygnathus inornata* BRANSON — CANIS, S. 544, Taf. 72, Fig. 25 (cum syn.).
- ? 1968 *Polygnathus* cf. *inornatus* E. R. BRANSON — GEDIK, S. 56, Taf. 4, Fig. 16, 17.
- 1968 *Polygnathus* n. sp. C — GEDIK, S. 65—66, Taf. 4, Fig. 24.
- p 1968 *Polygnathus inornata* s. l. E. R. BRANSON — MANZONI, S. 668, Taf. 61, Fig. 9, non Fig. 6 (= *Siphonodella sulcata*).
- 1968 *Siphonodella* cf. *sulcata* (HUDDLE) — MANZONI, S. 673—674, Taf. 61, Fig. 10.

Vorkommen: 481.

Bemerkungen: Diese Form wurde nur in den stratigraphisch höchsten Profilbereichen gefunden. Alle Exemplare stimmen gut mit den Beschreibungen der zitierten Autoren überein. Kennzeichnend sind das kurze freie Blatt, die stark hochgebogenen Plattformränder am Vorderende sowie bisweilen eine Andeutung von Rostralleisten. Häufig zeigt die Plattform im vorderen Bereich eine Einschnürung der ansonsten mehr oder weniger parallelen Ränder. Auf der Unterseite ist eine relativ große Basalgrube ausgebildet.

Verbreitung: Nach BISCHOFF & ZIEGLER 1956: ab to V. Nach VOGES 1959: bis in die *Scaliognathus-anchoralis*-Zone. Nach BISCHOFF 1957: bis ins cu III.

Polygnathus pura pura VOGES 1959

Taf. 1, Fig. 16

- 1957 *Polygnathus communis* BRANSON & MEHL — BISCHOFF, S. 42, Taf. 2, Fig. 23, 25, 26.
 1959 *Polygnathus pura pura* n. ssp. — VOGES, S. 291—292, Taf. 34, Fig. 21—26.
 ? 1966 *Polygnathus pura pura* VOGES — MANZONI, S. 479—480, Taf. 60, Fig. 3.
 1968 *Polygnathus purus purus* VOGES — GEDIK, S. 62—63, Taf. 4, Fig. 20, 21.
 1968 *Polygnathus pura pura* VOGES — MANZONI, S. 668, Taf. 62, Fig. 5, 6.

Vorkommen: In sämtlichen Unterkarbon-Proben, ausgenommen 434.

Bemerkungen: Die vorliegenden, zahlreichen Exemplare stimmen mit der Original-Beschreibung bei VOGES 1959 überein. Häufig wurde ein verschiedenes Ansetzen der Plattformhälften beobachtet.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: Oberer Teil der *kockeli-dentilineata*-Zone bis *Siphonodella-tr. triangula*-Zone.

Polygnathus pura subplana VOGES 1959

Taf. 1, Fig. 15

- 1959 *Polygnathus pura subplana* n. ssp. — VOGES, S. 292—293, Taf. 34, Fig. 27—33.
 1966 *Polygnathus pura subplana* VOGES — MANZONI, S. 480, Taf. 59, Fig. 1 (non Fig. 12 = *Pol. c. communis*).
 1968 *Polygnathus purus subplana* VOGES — GEDIK, S. 63—64, Taf. 4, Fig. 13—15.
 1968 *Polygnathus pura subplana* VOGES — MANZONI, S. 669, Taf. 62, Fig. 7.

Vorkommen: 434—436, 439—443, 444, 450—452.

Bemerkungen: Die Unterart entwickelt sich aus *Polygnathus c. communis*. Im Profil sind in stratigraphisch tieferen Schichten Übergänge zwischen *P. c. communis* und *P. p. subplana* zu erkennen. Kennzeichnend für *P. c. communis* ist die Eindellung auf der Plattformunterseite hinter der Basalgrube (VOGES 1959). Für die Abtrennung von der Nominatunterart sind die Depression der Oberkante des Kammes im vorderen Abschnitt, die konvexe Plattform und die freieren Zähnnchen auf der Plattform maßgebend.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *kockeli-dentilineata*-Zone bis vereinzelt in die *Siphonodella-tr. triangula*-Zone.

Polygnathus radina COOPER 1939

Taf. 1, Fig. 7

- 1939 *Polygnathus radina* n. sp. — COOPER, S. 403, Taf. 39, Fig. 5, 6.
 1951 *Polygnathus radina* COOPER — HASS, Taf. 1, Fig. 5, 6.
 1959 *Polygnathus radina* COOPER — HASS, S. 391, Fig. 6, 7, 10.
 1959 *Polygnathus radina* COOPER — VOGES, S. 293—294, Taf. 34, Fig. 34, 35.
 ? 1968 *Polygnathus radina* COOPER — CANIS, S. 545, Taf. 72, Fig. 13.

Vorkommen: 438, 466, 480, 481, 436.

Bemerkungen: Diese Form liegt in zahlreichen Exemplaren aus dem höheren Profilabschnitt vor. Abgesehen von der runden Basalgrube entspricht sie der Beschreibung von HASS 1959 und den ergänzenden Bemerkungen von VOGES 1959 (S. 294).

Verbreitung: Nach VOGES 1959: Oberer Teil der *Siph.-tr. triangula-* Zone. Nach HASS 1959 (N-Amerika): *Siph. cooperi*-Zone. In den Karnischen Alpen tritt sie gemeinsam mit *Siphonodella cooperi* auf.

Polygnathus vogesi ZIEGLER 1962

Taf. 1, Fig. 10

- p 1957 *Polygnathus styriaca* n. sp. — ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, S. 47—48, Taf. 1, Fig. 11 (non Fig. 12, 13 = *P. styriaca*).
 1959 *Polygnathus* cf. *styriaca* ZIEGLER — VOGES, S. 294, Taf. 34, Fig. 36—41.
 p 1959 *Polygnathus styriaca* ZIEGLER — ZIEGLER, Tab. 2 (non Tab. 1 = *P. styriaca*).
 1962 *Polygnathus vogesi* n. sp. — ZIEGLER, S. 94—95, Taf. 11, Fig. 5—7.

Vorkommen: 434, 442.

Bemerkungen: Die ausschließlich aus dem Unterkarbon vorliegenden wenigen Exemplare stimmen gut mit der Diagnose bei ZIEGLER 1962 und der Beschreibung bei VOGES 1959 überein. Nicht geklärt sind zur Zeit die Beziehungen zu *Polygnathus communis carina* HASS.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: Hohes Oberdevon (to V) bis *anchoralis*-Zone.

Polygnathus symmetrica E. R. BRANSON 1934

Taf. 1, Fig. 27; Taf. 2, Fig. 23

- 1934 *Polygnathus symmetrica* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 310, Taf. 25, Fig. 11.
 1966 *Polygnathus symmetrica* BRANSON — KLAPPER, S. 21, Taf. 4, Fig. 7, 9, Taf. 6, Fig. 1, 5 (cum syn.).

Vorkommen: 437.

Bemerkungen: KLAPPER 1966 gibt als Unterscheidungsmerkmal zwischen *Polygnathus symmetrica* und *P. longipostica* die Plattformvorderänder an, die bei letzterer Form stärker aufgebogen sind.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: to VI. Nach BISCHOFF & ZIEGLER 1956: cu II.

Genus *PSEUDOPOLYGNATHUS* BRANSON & MEHL 1934

Pseudopolygnathus brevipennata ZIEGLER 1962

Taf. 1, Fig. 4—6

- 1962 *Pseudopolygnathus brevipennata* n. sp. — ZIEGLER, S. 98—99, Taf. 12, Fig. 1—7.
 1968 *Pseudopolygnathus brevipennata* ZIEGLER — SCHULZE, S. 219, Taf. 20, Fig. 8.
 1968 *Pseudopolygnathus brevipennata* ZIEGLER — MANZONI, S. 669—670.

Vorkommen: 430.

Bemerkungen: Die zahlreichen Exemplare stimmen gut mit der Beschreibung und den Abbildungen von ZIEGLER 1962 überein. Zusätzlich ist zu erwähnen, daß juvenile Exemplare sehr große Ähnlichkeit mit *Spathognathodus stabilis* zeigen. Sie sind durch schwache, seitliche Wülste über der Basalgrube (= beginnende Plattformentwicklung) zu unterscheiden.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: to V des Rheinischen Schiefergebirges. Nach SCHULZE 1968: to V des Seeberggebietes/Karawanken.

Pseudopolygnathus ? n. sp.

Taf. 3, Fig. 22—25

Vorkommen: 446.

Beschreibung: Das Hinterende der kleinwüchsigen Art, bei der das Blatt fehlt, ist in der Aufsicht schwach nach innen gebogen. Im vorderen Bereich der Plattform sind beiderseits der Knotenreihe zwei symmetrische Seitenlappen ausgebildet, die granuliert, unregelmäßig beknotet oder schwach berippt sein können. Gegen den Kamm zu ist meist eine Vertiefung zu beobachten. Nach rückwärts setzt sich die Plattform in schmalen Leisten beiderseits des Kammes zum spitzen oder gerundeten Hinterende fort. Manche Formen zeigen eine randliche Verstärkung durch Knoten. Der Kamm setzt sich aus 5 bis 6, meist einzelstehenden Knoten zusammen. Er überragt das Vorderende der Plattform nur wenig und zieht zum schwach nach innen versetzten Hinterende. Die gesamte Unterseite wird von der Basalgrube eingenommen, durch die, den Verlauf des Kammes nachzeichnend, eine tiefe Rinne zieht.

Beziehungen: Die Ausbildung der großen Basalgrube macht eine Zuordnung zur Gattung *Pseudopolygnathus* wahrscheinlich. Übergänge zu anderen Arten der Gattung *Pseudopolygnathus* bestehen nicht; die Fauna enthält sowohl juvenile als auch adulte Exemplare. Möglicherweise gab diese Form Anlaß zur Entwicklung von *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER aus dem to V.

Verbreitung: Die neue Art wurde an verschiedenen Fundpunkten aus dem weiteren Arbeitsgebiet gefunden. Auf Grund des gemeinsamen Auftretens mit *Scaphignathus velifera* ZIEGLER kann eine Einstufung in den Bereich to III bis to IV angenommen werden.

Pseudopolygnathus dentilineata E. R. BRANSON 1934

Taf. 3, Fig. 30, 31

- 1934 *Pseudopolygnathus dentilineata* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 317, Taf. 26, Fig. 22.
 1957 *Pseudopolygnathus dentilineata* E. R. BRANSON — BISCHOFF, S. 50, Taf. 4, Fig. 29—32, 34.
 1959 *Pseudopolygnathus dentilineata* E. R. BRANSON — VOGES, S. 300—301, Taf. 34, Fig. 49, 50, Abb. 5.
 1965 *Pseudopolygnathus dentilineata* BRANSON — BUDINGER, S. 74—75.
 1966 *Pseudopolygnathus dentilineata* E. R. BRANSON — MANZONI, S. 480.
 1966 *Pseudopolygnathus dentilineata* BRANSON — KLAPPER, S. 14—15, Taf. 5, Fig. 10, 11 (cum syn.).
 1967 *Pseudopolygnathus dentilineata* BRANSON — VAN BOOGAERT, S. 185, Taf. 3, Fig. 8.
 1968 *Pseudopolygnathus dentilineata* BRANSON — CANIS, S. 546, Taf. 73, Fig. 10, 29—30.
 1968 *Pseudopolygnathus dentilineatus* E. R. BRANSON — GEDIK, S. 68, Taf. 6, Fig. 14.
 1968 *Pseudopolygnathus dentilineata* E. R. BRANSON — MANZONI, S. 670, Taf. 61, Fig. 11, 18, 19.

Vorkommen: 435, 436, 439, 444, 452.

Bemerkungen: Die Art unterscheidet sich von allen übrigen der Gattung durch die starke Asymmetrie der Plattform, wobei eine Hälfte immer

vor der anderen ansetzt. Die Ornamentierung kann aus einer einzigen Knotenreihe oder aus Rippen bestehen. BISCHOFF 1957, VOGES 1959 und KLAPPER 1966, faßten eine Reihe amerikanischer Arten als Synonyma auf. *Pseudopolygnathus dentilineata* unterscheidet sich von *P. prima* durch die größere Basalgrube.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Obere *styriaca*-Zone bis cu I.

Pseudopolygnathus fusiformis BRANSON & MEHL 1934

Taf. 1, Fig. 14

- 1934 *Pseudopolygnathus fusiformis* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 298, Taf. 23, Fig. 1—3.
- 1959 *Pseudopolygnathus* cf. *fusiformis* BRANSON & MEHL — VOGES, S. 295, Taf. 34, Fig. 42—46.
- 1964 *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL — REXROAD & SCOTT, S. 38—39, Taf. 2, Fig. 21—23 (cum syn.).
- non 1966 *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL — MANZONI, S. 481, Taf. 60, Fig. 4, 5.
- 1967 *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL — VAN BOOGAERT, S. 185, Taf. 3, Fig. 7.
- 1968 *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL — CANIS, S. 546, Taf. 73, Fig. 19, 20.
- 1968 *Pseudopolygnathus fusiformis* BRANSON & MEHL — GEDIK, S. 69—70, Taf. 5, Fig. 20—23.
- 1968 *Pseudopolygnathus* cf. *fusiformis* BRANSON & MEHL — MANZONI, S. 670, Taf. 61, Fig. 15, Taf. 62, Fig. 3.

Vorkommen: 435, 436, 439.

Bemerkungen: Diese Art ist durch eine nach beiden Enden spitz zulaufende, schmale Plattform charakterisiert, ein Merkmal, welches mit VOGES 1959 nur bei juvenilen Exemplaren anzutreffen ist. Adulte Formen haben dagegen vordere, gerundete Plattformhälften. Die wenigen Exemplare aus dem Karnischen Unterkarbon umfassen nur Formen mit gerundetem Plattformteil.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siph.-tr. inaequalis*-Zone bis *Siph. triangula triangula*-Zone.

Pseudopolygnathus marginata (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 2, Fig. 24

- 1934 *Polygnathus marginata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 294—295, Taf. 23, Fig. 25—27.
- 1964 *Polygnathus marginata* BRANSON & MEHL — REXROAD & SCOTT, S. 37, Taf. 2, Fig. 29.
- 1966 *Pseudopolygnathus marginata* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 13, Taf. 1, Fig. 1—6 (cum syn.).
- 1968 *Pseudopolygnathus marginata* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 546—547, Taf. 73, Fig. 14, 22.
- 1968 *Pseudopolygnathus marginata* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 72—73, Taf. 6, Fig. 12, 16—19, 21, 22.

Vorkommen: 447.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen mit den Beschreibungen der zitierten Autoren überein. Die Plattform erreicht nur selten das Hinterende.

Verbreitung: Nach CANIS 1968: Kinderhookian (cu I bis cu II α).

Pseudopolygnathus micropunctata BISCHOFF & ZIEGLER 1956

Taf. 1, Fig. 17

1956 *Pseudopolygnathus micropunctata* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 163, Taf. 11, Fig. 7, 8, 10.

1962 *Pseudopolygnathus micropunctata* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER, S. 101.

Vorkommen: 430.

Bemerkungen: Die in der Seitenansicht stark gewölbten Exemplare stimmen mit der Original-Beschreibung überein.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Obere *velifera*-Zone bis *styriaca*-Zone.

Pseudopolygnathus prima BRANSON & MEHL 1934

Taf. 1, Fig. 23, 24

1934 *Pseudopolygnathus prima* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 298, Taf. 24, Fig. 24, 25.

1966 *Pseudopolygnathus prima* BRANSON & MEHL — KLAPPER, S. 14, Taf. 4, Fig. 8 (cum syn.).

1968 *Pseudopolygnathus prima* BRANSON & MEHL — CANIS, S. 547, Taf. 73, Fig. 12, 17, 32.

1968 *Pseudopolygnathus prima* BRANSON & MEHL — MANZONI, S. 671, Taf. 61, Fig. 16, 17.

Vorkommen: 436.

Bemerkungen: Diese Art ist durch die asymmetrische Plattform, die Entwicklung eines Laterallobus, das frühere Ansetzen der rechten Plattformhälfte (gleichgültig, ob rechts innen oder außen ist, da keine spiegelbildliche Symmetrie!) und durch die groben und unregelmäßigen Transversalrippen auf beiden Plattformhälften gekennzeichnet. Durch das ungleiche Ansetzen der Plattformhälften unterscheidet sich *Pseudopolygnathus prima* von *Ps. triangula inaequalis*.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: cu I.

Pseudopolygnathus triangula inaequalis VOGES 1959

Taf. 1, Fig. 25, 26

1959 *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* n. ssp. — VOGES, S. 302, Taf. 34, Fig. 51—58, Abb. 5.

1965 *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* VOGES — BUDINGER, S. 75, Taf. 1, Fig. 10, 11, Abb. 22.

1966 *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* VOGES — MANZONI, S. 481.

1968 *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* VOGES — CANIS, S. 547, Taf. 73, Fig. 6, 11.

- 1968 *Pseudopolygnathus inaequalis* VOGES — GEDIK, S. 72, Taf. 6, Fig. 5—8, 10, 11, 13.
 ? 1968 *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* VOGES — MANZONI, S. 671—672, Taf. 61, Fig. 7, 8.

Vorkommen: 436, 437, 440, 443, 448, 449, 451, 452.

Bemerkungen: Die untersuchten Exemplare liegen innerhalb der Variationsbreite dieser Unterart (VOGES 1959: 302, Taf. 34, Fig. 51—58). Zusätzlich ist noch die große Basalgrube schon bei juvenilen Exemplaren zu erwähnen, die die ganze Unterseite der Plattform einnimmt und bereits die charakteristische Falte zeigt. Die Erscheinung der konstanten Größe der Basalgrube während der Ontogenie erläutern MÜLLER & CLARK (1967) sowie CLARK & MÜLLER (1968). Sie definieren diesen Typ von Basalgruben als „pit“ im Gegensatz zu „basal cavity“, bei der die Größe mit dem Wachstum des Conodonten zunimmt.

Die Unterart unterscheidet sich von *Pseudopolygnathus dentilineata* und *Ps. prima* durch das gleichzeitige, wenn auch in unterschiedlicher Höhe, Ansetzen der beiden Plattformhälften am Blatt.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siph.-tr. inaequalis*-Zone.

Pseudopolygnathus triangula triangula VOGES 1959

Taf. 1, Fig. 20—22

- 1959 *Pseudopolygnathus triangula triangula* n. ssp. — VOGES, S. 304—305, Taf. 35, Fig. 7—13, Abb. 5.
 1961 *Pseudopolygnathus triangula triangula* VOGES — FREYER, S. 894, Taf. 2, Fig. 6, 7.
 non 1964 *Pseudopolygnathus triangula* VOGES — REXROAD & SCOTT, S. 42, Taf. 2, Fig. 28.
 non 1966 *Pseudopolygnathus triangula triangula* VOGES — MANZONI, S. 482—483, Taf. 60, Fig. 9.
 1966 *Pseudopolygnathus triangula triangula* VOGES — KLAPPER, S. 13, Taf. 1, Fig. 15—22.
 1968 *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* VOGES — GEDIK, S. 75—76, Taf. 6, Fig. 3, 9.

Vorkommen: 437, 438, 444, 447, 466.

Bemerkungen: Die Nominatunterart unterscheidet sich von *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* durch die reduzierte Basalgrube. Nur in juvenilen Formen tritt eine relativ große Basalgrube (= „pit“ sensu CLARK & MÜLLER 1968) auf. In stratigraphisch jüngeren Faunen wurde eine Verfeinerung der Berippung beobachtet.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siph.-triangula triangula*-Zone und Untere *Siphonodella crenulata*-Zone.

Pseudopolygnathus trigonica ZIEGLER 1962

Taf. 1, Fig. 3

- 1957 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER in FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 21.
 1959 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER, Tab. 1 Nr. 5.
 1962 *Pseudopolygnathus trigonica* n. sp. — ZIEGLER, S. 101—102, Taf. 12, Fig. 8—13.

Vorkommen: 431, 432, 433.

Bemerkungen: Die zahlreichen Exemplare stimmen gut mit der Original-Beschreibung von ZIEGLER überein. Es konnten sämtliche Wachstumsstadien beobachtet werden.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Mittlere- bis Obere *costatus*-Zone.

Genus *SIPHONODELLA* BRANSON & MEHL 1944

1934 *Siphonognathus* n. gen. — BRANSON & MEHL, S. 295.

1944 *Siphonodella* nov. nom. — BRANSON & MEHL, S. 528.

Bemerkungen: Die Gattung *Siphonodella* tritt im Unterkarbon des Arbeitsgebietes arten- und individuenreich auf. In den letzten Jahren befaßten sich mehrere Autoren mit der vertikalen Reichweite der verschiedenen Arten (HASS 1959, VOGES 1959, COLLINSON, SCOTT & REXROAD 1962, REXROAD & SCOTT 1964, KLAPPER 1966, CANIS 1968). Auf die guten Parallelisierungsmöglichkeiten zwischen westeuropäischen und nordamerikanischen Vertretern wiesen COLLINSON et al. 1962 hin.

Im allgemeinen wird *Siphonodella* durch den Besitz gut entwickelter Rostralleisten und eines Rostrums von *Polygnathus* unterschieden. Diese Merkmale können jedoch auch bei einigen Vertretern von *Polygnathus* auftreten (*P. inornata*, *P. perplexa*, *P. hassi*, *P. nodocostata* sensu HELMS 1961). Weitere Unterschiede zeigen die beiden Gattungen in der Ausbildung der Plattformunterseite: Während bei *Siphonodella* entweder der Kiel fehlt oder sehr flach und breit entwickelt ist und eine Basalgrube, wenn überhaupt vorhanden, klein und länglich ist, besitzt *Polygnathus* einen starken, schmalen Kiel und meist eine rundliche Basalgrube.

Eine Übergangsform zwischen beiden Gattungen liegt in *Siphonodella sulcata* vor.

Die Bestimmung der vorliegenden *Siphonodella*-Fauna erfolgte nach KLAPPER 1966, ausgenommen *Siphonodella duplicata* und *Siphonodella crenulata*, für die die Diagnose von KLAPPER zu eng gefaßt erschien und die erweiterten Beschreibungen nach HASS 1959 und CANIS 1968 angewendet wurden.

Siphonodella carinthiaca n. sp.

Taf. 2, Fig. 1—3

1968 *Siphonodella* cf. *duplicata* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 78—80, Fig. 11—13.

Derivatio nominis: Carinthiacus = kärntnerisch; nach dem Auftreten im Kärntner Teil der Karnischen Alpen.

Holotyp: Das auf Taf. 2, Fig. 1 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Kronhofgraben SW P. 1341, Zentrale Karnische Alpen.

Stratum typicum: Graue Unterkarbonkalke (cu I).

Material: 67 Exemplare.

Vorkommen: 437, 439, 443, 450.

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Siphonodella*, die sich durch einen deutlich von der gedrunenen Plattform abgesetzten Rostralteil und einer unterschiedlichen Höhe der beiden Plattformhälften von allen übrigen Arten unterscheidet. Die Unterseite entspricht der von *Siphonodella duplicata*.

Beschreibung: In der Aufsicht ist die neue Form im Übergang des Rostralteiles in die Plattform stark nach innen und etwas nach unten gebogen. Der tief eingetrogte Rostralteil erreicht etwa die Länge des Blattes und ist vom hinteren Plattformteil deutlich abgesetzt. Die beiden meist gleich langen Rostralleisten reichen nur wenig auf die eigentliche Plattform. Vor ihrem Ende weitet sich die Plattform stark, wobei die äußere Hälfte konvex ausgeweitet ist und der Innenrand in flachem, konvexem Bogen dem spitzen Hinterende zustrebt. Der Plattformumriß erinnert an *Siphonodella crenulata*, unterscheidet sich aber von dieser im Aufbau und in der Ornamentierung.

Im Bereich der vorderen Plattform geht der Kamm in die innere Plattformhälfte über; diese erreicht nun das Niveau der Kammoberkante und ist gegen die äußere Plattform erhöht. Bei juvenilen Exemplaren ist nur eine starke Verbreiterung des Kammes zu beobachten: die Plattforminnenhälfte wird noch vom Kamm getrennt. Bei adulten Exemplaren gehen die kurzen Rippen des Kammes in unregelmäßig angeordnete Knoten über. Die Ornamentierung des stark ausgeweiteten Außenteiles der Plattform besteht aus Transversalrippen. Auf der Unterseite ist vor dem Umbiegen der Plattform eine kleine, längliche Basalgrube ausgebildet, von der eine schwache Rinne zum Hinterende führen kann.

Beziehungen: Die neue Art unterscheidet sich durch die Verschmelzung des Kammes mit der inneren Plattformhälfte von allen übrigen Arten der Gattung. Juvenile Exemplare sind durch einen stark verbreiterten, berippten Kamm gekennzeichnet.

Verbreitung: Auf Grund der Begleitfauna: höherer Teil der *kockelidentilineata*-Zone bis *Siph. tr. inaequalis*-Zone.

Siphonodella cooperi HASS 1959

Taf. 2, Fig. 7, 8

1959 *Siphonodella cooperi* n. sp. — HASS, S. 392, Taf. 48, Fig. 35, 36.

1966 *Siphonodella cooperi* HASS — KLAPPER, S. 16, Taf. 2, Fig. 10, 11, Taf. 3, Fig. 1—4 (cum syn.).

1967 *Siphonodella cooperi* HASS — VAN BOOGAERT, S. 186, Taf. 3, Fig. 14.

1968 *Siphonodella cooperi* HASS — CANIS, S. 548, Taf. 72, Fig. 24 (cum syn.).

Vorkommen: 438, 444, 447, 448, 466.

Bemerkungen und Beziehungen: Die Faunen entsprechen den Beschreibungen von HASS 1959 und KLAPPER 1966. Es können zwei oder drei Rostralleisten auftreten. Die längere Rostralleiste auf der äußeren Plattformhälfte erreicht entweder den Außenrand oder bildet selbst die äußere Begrenzung. Bei *Siphonodella quadruplicata* erreicht die längste Rostralleiste auf der äußeren Plattformhälfte nicht den Außenrand, außerdem sind meist vier Rostralleisten entwickelt. In unserem Material wurden zwischen beiden Formen Übergänge beobachtet. Dies bestätigt die Meinung von KLAPPER 1966, der eine künstliche Trennung dieser beiden Arten annimmt.

Verbreitung: Im Gegensatz zum seltenen Vorkommen dieser Art ausschließlich (?) in der *Pericyclus*-Stufe des Sauerlandes (vgl. VOGES 1959, S. 310) erscheint das gehäufte Auftreten dieser Art im Kronhofgraben auffallend. Nur wenige Exemplare von VOGES aus der *anchoralis*-Zone ähneln *Siphonodella cooperi*, es überwiegt hingegen dort *Siphonodella obsoleta*. Dagegen bestehen Beziehungen zur *Siphonodella cooperi*-Zone (COLLINSON et al. 1962). Ihr entspricht in Mitteleuropa etwa die Obere *Siphonodella crenulata*-Zone. Auf Grund der Begleitfauna müssen wir jedoch eine Einstufung der Probe 438 in die Untere *Siphonodella crenulata*-Zone vornehmen.

Siphonodella crenulata (COOPER 1939)

Taf. 2, Fig. 4, 5

- 1939 *Siphonognathus crenulata* n. sp. — COOPER, S. 409, Taf. 41, Fig. 1, 2.
 1959 *Siphonognathus crenulata* (COOPER) — VOGES, S. 307—308, Taf. 35, Fig. 23—30.
 1966 *Siphonodella crenulata* (COOPER) — MANZONI, S. 483.
 1968 *Siphonodella crenulata* (COOPER) — CANIS, S. 548, Taf. 72, Fig. 21 (cum syn.).

Vorkommen: 437, 438, 447, 480, 481.

Bemerkungen: Das Material stimmt mit der Beschreibung von VOGES 1959 überein. Auch in adulten Exemplaren bildet der Innenrand einen konvexen Bogen. Die Art unterscheidet sich von *Siphonodella cooperi* durch die kürzere und breitere Plattform.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: *Siphonodella crenulata*-Zone bis *anchoralis*-Zone.

Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL 1934) s. l.

Taf. 2, Fig. 9, 10

- 1934 *Siphonognathus duplicata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 296, Taf. 24, Fig. 16, 17.
 1957 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — BISCHOFF, S. 55, Taf. 6, Fig. 1, 2.
 1959 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) s. l. — VOGES, S. 308—309, Taf. 35, Fig. 31—34.
 1966 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — MANZONI, S. 484, Taf. 60, Fig. 1, 2.
 1968 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 548—549, Taf. 72, Fig. 3, 4, 7 (cum syn.).
 1968 *Siphonodella crenulata* (COOPER) — CANIS, S. 548, Taf. 72, Fig. 21.
 1968 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — SCHULZE, S. 221, Taf. 20, Fig. 26.
 1968 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 78, Taf. 2, Fig. 6.
 p 1968 *Siphonodella* cf. *duplicata* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 78—80, Taf. 2, Fig. 8, 9.
 ? 1968 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — MANZONI, S. 673, Taf. 61, Fig. 5, 14.
 1968 *Siphonodella* cf. *sulcata* (HUDDLE) — MANZONI, S. 673—674, Taf. 61, Fig. 4.

Vorkommen: 436, 437, 438, 444, 480, 481.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von *S. cooperi* und *S. crenulata* durch die Berippung auf beiden Plattformhälften, wobei die Rippen auf der Innenseite in Knotenreihen aufgelöst sein können.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: cu II α bis cu II β . Nach VOGES 1959: *Siph.-triangula inaequalis*-Zone bis Untere *Siphonodella crenulata*-Zone.

Siphonodella isosticha (COOPER 1939)

Taf. 2, Fig. 14

- p 1938 *Siphonognathus duplicata* BRANSON & MEHL — BRANSON & MEHL, S. 148, Taf. 34, Fig. 34, 35.
 1939 *Siphonognathus isosticha* n. sp. — COOPER, S. 409, Taf. 41, Fig. 9, 10.
 p 1961 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — FREYER, in DVORAK & FREYER, Taf. 2, Fig. 14, 15.
 ? 1962 *Siphonodella obsoleta* HASS — MÜLLER, S. 1388, Fig. 4, 8.
 1962 *Siphonodella* n. sp. A — COLLINSON, SCOTT & REXROAD, S. 7, chart 2.
 1964 *Siphonodella isosticha* (COOPER) — REXROAD & SCOTT, S. 44, Taf. 3, Fig. 21—23.
 ? 1965 *Siphonodella isosticha* (COOPER) — ETHINGTON, S. 587, Taf. 67, Fig. 15, 17.
 1968 *Siphonodella isosticha* (COOPER) — CANIS, S. 549, Taf. 72, Fig. 9.

Vorkommen: 437, 481.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich von allen übrigen durch die fehlende Plattformornamentierung und die kurzen Rostralleisten.

Verbreitung: Nach CANIS 1968: höchstes cu I bis cu II α .

Siphonodella lobata (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 2, Fig. 11, 12

- 1934 *Siphonognathus lobata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 297, Taf. 24, Fig. 14, 15.
 1968 *Siphonodella lobata* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 548, Taf. 72, Fig. 1, 6 (cum syn.).
 1968 *Siphonodella lobata* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 80—81, Taf. 2, Fig. 7, Taf. 5, Fig. 13.

Vorkommen: 437, 448, 450, 466, 480, 481.

Bemerkungen: *Siphonodella lobata*, *Siphonodella sulcata* und *Siphonodella duplicata* s. l. sind die einzigen Vertreter der Gattung *Siphonodella*, die auf beiden Plattformteilen berippt sind. Zusätzlich hat diese Art einen Laterallobus, gelegentlich mit einem Kamm, dem auf der Unterseite meist ein Nebenkiel entspricht.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: Obere *Siph.-tr. triangula*-Zone bis *Siph. crenulata*-Zone.

Siphonodella obsoleta HASS 1959

Taf. 2, Fig. 13

- 1959 *Siphonodella obsoleta* n. sp. — HASS, S. 392, Taf. 47, Fig. 1, 2.
 1967 *Siphonodella obsoleta* HASS — VAN BOOGAERT, S. 186, Taf. 3, Fig. 15.
 1968 *Siphonodella obsoleta* HASS — CANIS, S. 550, Taf. 72, Fig. 11. (cum syn.).

Vorkommen: 438, 480.

Bemerkungen: Diese schlanke Art wird durch wenige Knoten auf der Plattformaußenhälfte, häufigeren Knoten auf der Innenhälfte und einer

längeren Rostralleiste auf dem Außenteil der Plattform gekennzeichnet. Die längere Rostralleiste kann in Form eines Wulstes bis zum Hinterende reichen.

Verbreitung: Nach VOGES 1959: Obere *Siph.-tr. inaequalis*-Zone bis *anchoralis*-Zone.

Siphonodella quadruplicata (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 2, Fig. 15

1934 *Siphonognathus quadruplicata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 295—296, Taf. 24 Fig. 18—21.

1966 *Siphonodella quadruplicata* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 17—18, Taf. 2, Fig. 5—8, Taf. 3, Fig. 9—12, Taf. 4, Fig. 16, 20 (cum syn.).

1968 *Siphonodella quadruplicata* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 550, Taf. 72, Fig. 2.

Vorkommen: 438, 444, 447, 466, 480.

Bemerkungen: Das vorliegende Material stimmt mit der Beschreibung von KLAPPER 1966 überein. Bei der Ausbildung von nur drei Rostralleisten bestehen Beziehungen zu *Siphonodella cooperi*, doch erreicht die innere Rostralleiste bei *S. quadruplicata* nicht den Außenrand.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957: cu II α bis β .

Siphonodella sulcata (HUDDLE 1934)

Taf. 2, Fig. 16—20

1934 *Polygnathus sulcata* n. sp. — HUDDLE, S. 101, Taf. 8, Fig. 22—23.

1957 *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL) — CLOUD, BARNES & HASS, Taf. 5, Fig. 5.

1962 *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) — COLLINSON, SCOTT & REXROAD, chart 2.

non 1967 *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) ? — VAN BOOGAERT, S. 186, Taf. 3, Fig. 16.

1968 *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) — CANIS, S. 550—551, Taf. 72, Fig. 5, 22, 23.

non 1968 *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) — MANZONI, S. 673—674, Taf. 61, Fig. 4, 10.

1968 *Polygnathus inornata* s. l. E. R. BRANSON — MANZONI, S. 668, Taf. 61, Fig. 6.

Vorkommen: 435, 452.

Bemerkungen: Die Plattform ist in der Aufsicht schwach nach innen gebogen, länglich und mit bikonvexem Umriß, in der Seitenansicht \pm stark gewölbt und im Querschnitt flach eingetrogt. Die Plattformornamentierung besteht aus Rippen beiderseits des Kammes. Das freie Blatt ist kurz, es setzt sich auf die Plattform als plötzlich niedrig werdender Kamm fort, der aus stark verschmolzenen Knoten besteht.

Auf der Unterseite ist vorne eine relativ große, längliche Basalgrube ausgebildet, von der ein deutlicher Kiel zum Hinterende zieht. Juvenile (?) Exemplare zeigen hingegen eine Basalgrube mit einem breiten Kiel und ähneln darin stark typischen Vertretern der Gattung *Siphonodella*.

COLLINSON et al. 1962 fassen diese Art als Übergangsform zwischen der Gattung *Siphonodella* und *Polygnathus* auf, da die typischen Merkmale der Gattung *Siphonodella*, die Rostralleisten, noch nicht entwickelt sind.

Verbreitung: Nach CANIS 1968: cu I.

Genus *SPATHOGNATHODUS* BRANSON & MEHL 1941*Spathognathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 17

- 1934 *Spathodus aculeatus* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 186, Taf. 17, Fig. 11, 14.
 1966 *Spathognathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL) — GLENISTER & KLAPPER, S. 835—836, Taf. 95, Fig. 11 (cum syn.).
 1967 *Spathognathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL) — VAN BOOGAERT, S. 186, Taf. 3, Fig. 19.
 1968 *Spathognathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL) — MOUND, S. 513—514.
 1968 *Spathognathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 551—552, Taf. 74, Fig. 23, 33.

Vorkommen: 443, 431.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen gut mit der Beschreibung der zitierten Autoren überein. Parallel zu den Blatzzähnen kann es zur Ausbildung von ein bis fünf zusätzlichen Zähnen kommen.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Untere- bis Mittlere *costatus*-Zone.*Spathognathodus bohlenanus* HELMS 1959

Taf. 3, Fig. 10

- 1959 *Spathognathodus bohlenanus* n. sp. — HELMS, S. 658, Taf. 6, Fig. 5—8.
 1962 *Spathognathodus bohlenanus* HELMS — ZIEGLER, S. 106, Taf. 12, Fig. 25—26, 29—35.
 1965 *Spathognathodus bohlenanus* HELMS — BUDINGER, S. 79—80, Taf. 5, Fig. 6, 7.
 1968 *Spathognathodus bohlenanus* HELMS — SCHULZE, S. 222—223.
 1968 *Spathognathodus bohlenanus* HELMS — MANZONI, S. 674, 676, Taf. 62, Fig. 14.

Vorkommen: 430.

Bemerkungen: Die vorliegenden Exemplare stimmen mit dem Holotypus überein.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Mittlere *velifera*- bis Obere *styriaca*-Zone.*Spathognathodus cooperi* HASS

Taf. 3, Fig. 3, 4

- 1959 *Spathognathodus cooperi* n. sp. — HASS, S. 387, Taf. 48, Fig. 16, 20.
 1964 *Spathognathodus cooperi* HASS — REXROAD & SCOTT, S. 47, Taf. 3, Fig. 3—5.
 1968 *Spathognathodus cooperi* HASS — CANIS, S. 552, Taf. 74, Fig. 34.

Vorkommen: Nach REXROAD & SCOTT 1964: *Siph. isosticha*- bis *Siph. cooperi*-Zone.

Spathognathodus costatus costatus (E. R. BRANSON 1934)

- 1934 *Spathodus costatus* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 303—304, Taf. 27, Fig. 13.
 1956 *Spathognathodus costatus* (E. R. BRANSON) — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 166, Taf. 13, Fig. 3.
 1962 *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) — ZIEGLER, S. 107—108, Taf. 3, Fig. 1—6, 8—10 (cum syn.).

1966 *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) — MANZONI, S. 485, Taf. 60, Fig. 11, 12.

1967 *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) — VAN BOOGAERT, S. 186—187, Taf. 3, Fig. 20, 22.

Vorkommen: 431, 432, 433.

Bemerkungen: Diese Unterart ist durch eine das Blatt begleitende Nebenknötchenreihe gekennzeichnet. Schon bei juvenilen Exemplaren erreichen die Nebenknötchen das Hinterende, während sie bei *Spathognathodus aculeatus* nur über der Basalgrube entwickelt sind. Die Knötchen können in kurze Transversalrippen übergehen.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: *costatus*-Zone.

Spathognathodus costatus spinulicostatus (E. R. BRANSON 1934)

Taf. 3, Fig. 19

1934 *Spathodus spinulicostatus* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 305, Taf. 27, Fig. 19.

1957 *Spathognathodus spinulicostatus spinulicostatus* (E. R. BRANSON) — BISCHOFF, S. 57, Taf. 4, Fig. 27.

1962 *Spathognathodus costatus spinulicostatus* (E. R. BRANSON) — ZIEGLER, S. 108, Taf. 14, Fig. 11—18 (cum syn.).

1967 *Spathognathodus costatus spinulicostatus* (E. R. BRANSON) — VAN BOOGAERT, S. 187, Taf. 3, Fig. 23, 24.

Vorkommen: 431, 432, 433.

Bemerkungen: Zusätzlich zur Nebenknötchenreihe treten bei dieser Unterart im hinteren Blattbereich auf der gegenüberliegenden Seite einige Knötchen auf.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Ab mittleren Teil der Unteren *costatus*-Zone.

Spathognathodus costatus ultimus BISCHOFF 1957

Taf. 3, Fig. 18

1957 *Spathognathodus spinulicostatus ultimus* n. ssp. — BISCHOFF, S. 57—58, Taf. 4, Fig. 24—26.

1962 *Spathognathodus costatus ultimus* BISCHOFF — ZIEGLER, S. 109, Taf. 14, Fig. 19, 20 (cum syn.).

1966 *Spathognathodus costatus ultimus* BISCHOFF — MANZONI, S. 485, Taf. 60, Fig. 13.

1967 *Spathognathodus costatus ultimus* BISCHOFF — VAN BOOGAERT, S. 187, Taf. 3, Fig. 25.

Vorkommen: 432.

Bemerkungen: Die Ausbildung von Transversalrippen auf beiden Blattseiten unterscheidet diese Unterart von den vorherigen. Sie tritt bei uns nur selten auf.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Ab Mittlere *costatus*-Zone.

Spathognathodus inornatus (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 16

1934 *Spathodus inornatus* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 185, Taf. 17, Fig. 23.

1962 *Spathognathodus inornatus* (BRANSON & MEHL) — ZIEGLER, S. 111, Taf. 12, Fig. 24 (cum syn.).

1968 *Spathognathodus inornatus* (BRANSON & MEHL) — SCHULZE, S. 226, Taf. 20, Fig. 24 (cum syn.).

Vorkommen: 430.

Beschreibung: Das vorliegende Material stimmt mit der Originalbeschreibung überein. Die Zahnoberkante steigt vom Vorderende bis zum letzten Drittel an und fällt zum Hinterende gleichmäßig ab. Bei einigen Exemplaren wird die Kulmination allerdings schon früher erreicht. Im Bereich der Basalgrube und dahinter zeigt sich meist eine fächerartige Anordnung der Zähnen. Die Basalgrube ist symmetrisch längsoval und reicht bis zum Hinterende.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Obere *quadrantinodosa*- bis Obere *costatus*-Zone.

Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 14, 15

- 1934 *Spathodus stabilis* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 188, Taf. 17, Fig. 20.
 1934 *Spathodus crassidentatus* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 276, Taf. 22, Fig. 17, 18.
 1962 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — ZIEGLER, S. 112—114, Taf. 13, Fig. 1—10 (cum syn.).
 1966 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 23, Taf. 5, Fig. 6, 7 (cum syn.).
 1968 *Spathognathodus crassidentatus* (BRANSON & MEHL) — CANIS, S. 552—553, Taf. 74, Fig. 29 (cum syn.).
 1968 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — SCHULZE, S. 228, Taf. 20, Fig. 19.
 1968 *Spathognathodus crassidentatus* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 82—83, Taf. 3, Fig. 3.
 1968 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — GEDIK, S. 85, Taf. 3, Fig. 4—6.

Vorkommen: 430, 433, 436, 438, 441, 444, 450, 452, 481.

Bemerkungen: Von amerikanischen Autoren wird *Spathognathodus crassidentatus* auf Grund zweier höherer Zähnen am Vorderende als eigene Art geführt (vgl. YOUNGQUIST & PATTERSON 1949, THOMAS 1949, REXROAD & SCOTT 1964, KLAPPER 1966, CANIS 1968). Hingegen liegen nach ZIEGLER 1962 diese Formen innerhalb der ontogenetischen Entwicklung von *S. stabilis*. Auch in unseren Faunen wurden Formen mit höheren Vorderzähnen neben solchen beobachtet, bei denen in der Seitenansicht die freien Spitzen eine Gerade bilden. Im höheren Oberdevon ist bisweilen auf einer Basalgrubenausweitung ein Knötchen zu erkennen.

Verbreitung: Nach BISCHOFF 1957 und ZIEGLER 1962: to III β bis cu III α .

Spathognathodus strigosus (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 3, Fig. 7

- 1934 *Spathodus strigosus* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 187, Taf. 17, Fig. 17.
 1962 *Spathognathodus strigosus* (BRANSON & MEHL) — ZIEGLER, S. 111—112, Taf. 12, Fig. 21—23 (cum syn.).

Vorkommen: 430.

Bemerkungen: Das im Querschnitt dünne Blatt, die zahlreichen Zähnen, die geschwungene Blattunterkante und die schmale Basalgrube unterscheiden diese Art von allen anderen.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Untere *quadrantinodosa*- bis Obere *costatus*-Zone.

Spathognathodus supremus ZIEGLER 1962

Taf. 3, Fig. 8, 9

1962 *Spathognathodus supremus* n. sp. — ZIEGLER, S. 114—115, Taf. 13, Fig. 20—26.

Vorkommen: 431—433, 441, 445, 465.

Bemerkungen: Das vorliegende Material stimmt mit der ausführlichen Beschreibung und den Abbildungen bei ZIEGLER 1962 überein. Durch die weit rückwärts liegende, asymmetrische Basalgrube wird diese Art von *Spathognathodus inornatus* unterschieden.

Verbreitung: Nach ZIEGLER 1962: Mittlere- bis Obere *costatus*-Zone.

Spathognathodus valdecavatus (GEDIK 1968)

Taf. 3, Fig. 20, 21

1968 *Pinacognathus valdecavatus* n. sp. — GEDIK, S. 48—49, Taf. 1, Fig. 5—10.

Vorkommen: 436, 437, 447, 450, 466, 481.

Beschreibung: Diese Form ist durch folgende Merkmale charakterisiert: Kurzes Blatt, das bald nach dem Vorderende den höchsten Punkt erreicht und in der Höhe der Basalgrube in halbkreisförmigen Bogen zum Hinterende abfällt. Am Vorderende sind die Zähnen nach rückwärts gebogen, während sie im Bereich der Basalgrube eine fächerartige Anordnung zeigen und so *Spathognathodus inornatus* nahekomen. Die Zähnen zeigen annähernd gleiche Größe; es kommt nicht zur Differenzierung eines Hauptzahnes. Beiderseits des Blattes bildet die Basalgrube zungenförmige Ausweitungen und erscheint somit relativ groß. Sie ist etwas zum Neigungsende hin versetzt.

Durch die Ausbildung der Zähnenoberkante sowie durch die große Basalgrube unterscheidet sich diese Art von allen anderen.

Verbreitung: Auf Grund der Begleitfauna tritt diese Form im Untersuchungsgebiet ab der *Siphonodella-tr. inaequalis*-Zone auf.

Gen. et sp. indet.

Taf. 2, Fig. 21, 22

Beschreibung: Aus dem to III β liegen einige Exemplare vor, deren Zuordnung zu einer der bekannten Gattungen unklar erscheint. Es handelt sich um \pm regelmäßig gebogene, gleichmäßig bezähnelte Formen ohne sichtbaren Hauptzahn oder Basalgrube. Hingegen ist beiderseits der Zahnreihe eine schmale Plattform ausgebildet. Über die Unterseite verläuft ein schmaler, hoher Kiel. Am ehesten kommt diese Form unter- bis mittelkarbonischen Vertretern der Gattung *Apatognathus* nahe (s. VARKER 1967).

Literaturverzeichnis

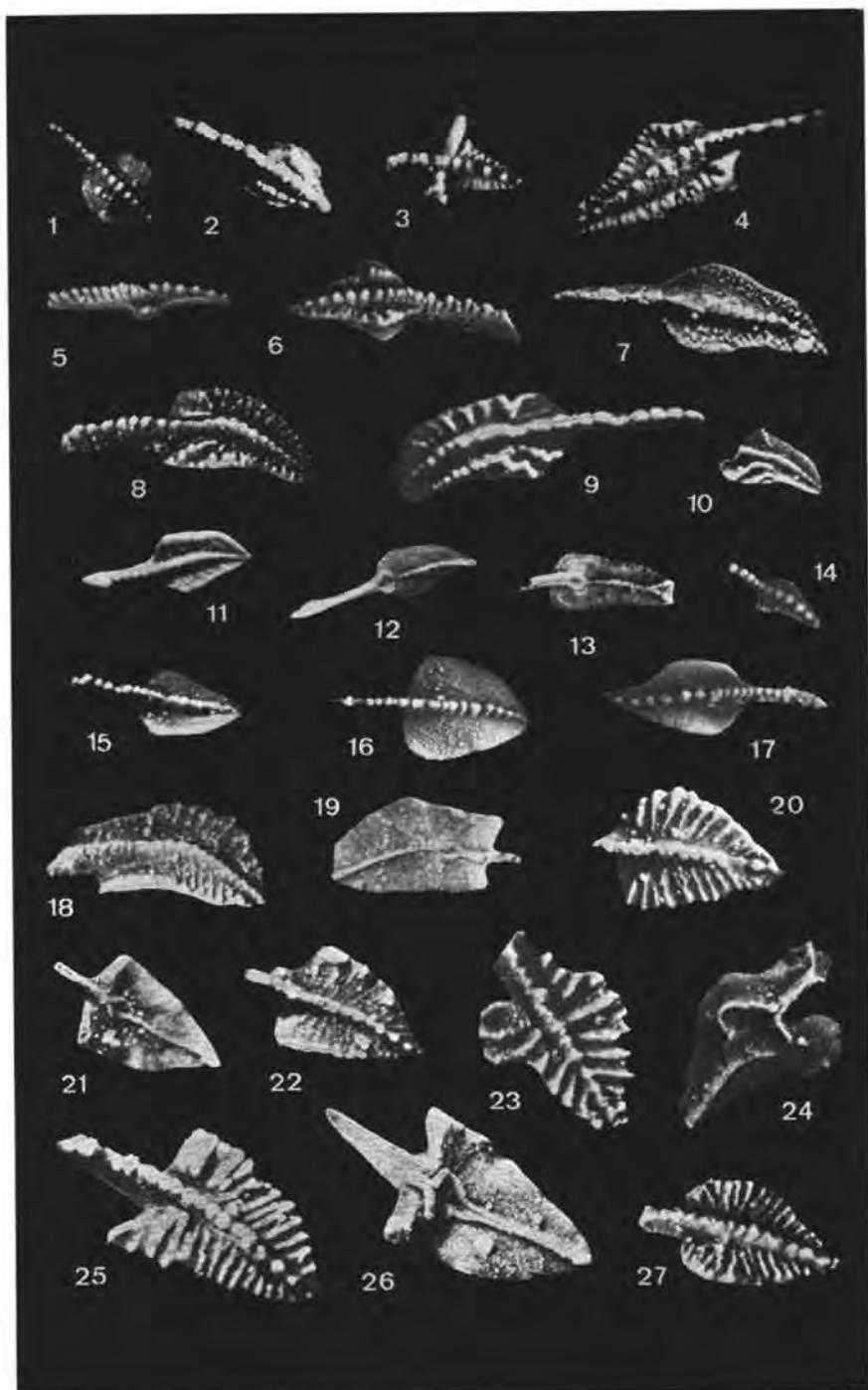
- BISCHOFF, G., 1957: Die Conodontenstratigraphie des rheno-hercynischen Unterkarbons mit Berücksichtigung der *Wocklumeria*-Stufe und der Devon/Karbon-Grenze. — Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 19, 64 S., 2 Tab., 6 Taf., Wiesbaden.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W., 1956: Das Alter der Urfer Schichten im Marburger Hinterland nach Conodonten. — Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 84, S. 138—169, 1 Tab., 4 Taf., Wiesbaden.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W., 1957: Die Conodontenchronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 22, 136 S., 16 Abb., 5 Tab., 21 Taf., Wiesbaden.
- BOOGAERT, van A., 1967: Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian mountains (Spain) and their stratigraphic application. — Leidse geologische Mededelingen, 39, p. 129—192, Taf. 1—3, Leiden.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G., 1933, 1934: Conodont studies, 1, 2, 3. — Univ. Missouri Studies, 8, p. 1—3, Columbia.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G., 1938: Conodonts from the Lower Mississippian of Missouri, in BRANSON, E. B. and others: Stratigraphy and paleontology of the Lower Mississippian of Missouri. — Univ. Miss. Studies, 13, p. 128—148, Taf. 33, 34, Columbia.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G., 1944: Conodonts. — In: SHIMER, H. W. & SHROCK, R. R. — Index Fossils of North America. Wiley & Sons, p. 235—236, New York.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G., 1948: Conodont homonyms and names to replace them. — J. Paleont., 22, p. 527—528, Tulsa.
- BRANSON, E. R., 1934: Conodonts from the Hannibal formation of Missouri. — Univ. Missouri Studies, 8, 4 (1933), p. 301—343, Taf. 25—28, Columbia.
- BUDINGER, P., 1965: Conodonten aus dem Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). — Inaugural-Dissert., Eberhard-Karls-Univ., S. 1—103, Tübingen.
- CANIS, W. F., 1968: Conodonts and Biostratigraphy of the Lower Mississippian of Missouri. — J. Paleont., 42, p. 525—555, Tulsa.
- CLARK, D. L. & MÜLLER, K. J., 1968: The basal opening of conodonts. — J. Paleont., 42, p. 561—582, 14 Abb., Tulsa.
- CLOUD, P. E., BARNES, V. E. & HASS, W. H., 1957: Devonian-Mississippian transition in Central Texas. — Bull. Geol. Soc. Amer., 68, p. 807—816, 5 Taf., New York.
- COLLINSON, C., SCOTT, A. J. & REXROAD, C. B., 1962: Six charts showing biostratigraphic zones and correlation based on conodonts from the Devonian and Mississippian rocks of the upper Mississippi valley. — Illinois State Geol. Surv. Circ. 328, 32 S., 6 Karten, Urbana.
- COOPER, C. L., 1939: Conodonts from the Bushberg-Hannibal-horizon in Oklahoma. — J. Paleont., 13, p. 379—422, Taf. 39—47, Tulsa.
- DVORAK, J. & FREYER, G., 1961: Die Devon/Karbon-Grenze im Mährischen Karst auf der Grundlage von Conodontenfaunen. — Geologie, 8, S. 881—895, Taf. 1—2, Berlin.
- ETHINGTON, R. L., 1965: Late Devonian and early Mississippian conodonts from Arizona and New Mexico. — J. Paleont., 39, p. 566—589, Taf. 67, 68, Tulsa.
- FERRARI, A. & VAI, G. B., 1966: Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Mt. Zermula (Alpi Carniche). — Giorn. Geol. 33, S. 389—406, Taf. 50—54, Bologna.
- FREYER, G., 1961: Zur Taxionomie und Biostratigraphie der Conodonten aus dem Oberdevon des Vogtlandes unter besonderer Berücksichtigung des to V/VI. — Freib. Forsch.-H., C 95, S. 1—96, 152 Bilder, 7 Anlagen, Berlin.
- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W., 1957: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. — Mitt. natur. Ver., 87, S. 25—60, 6 Abb., 2 Tab., 5 Taf., Graz.
- GAERTNER, von H. R., 1931: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 102, S. 113—199, 16 Abb., Taf. 1—4, Wien.

- GEDIK, I., 1968: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Inaugural-Dissert., Rheinische Friedrich-Wilhelms-Univ., Bonn.
- GLENISTER, B. F. & KLAPPER, G., 1966: Upper Devonian conodonts from the Canning Basin, Western Australia. — *J. Paleont.*, 40, p. 777—841, Taf. 85—96, Tulsa.
- HASS, W. H., 1951: Age of Arkansas novaculite. — *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, 35, p. 2526—2541, 1 Taf., Tulsa.
- HASS, W. H., 1959: Conodonts from the Chappel Limestone of Texas. — *U. S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 294, p. 365—399, Tab. 1, Abb. 121, Taf. 46—50, Washington.
- HELMS, J., 1959: Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). — *Geologie*, 8, S. 634—664, Taf. 1—6, Berlin.
- HELMS, J., 1961: Die *nodocostata*-Gruppe der Gattung *Polygnathus*. — *Geologie*, 6, S. 673—711, 17 Abb., Taf. 1—4, Berlin.
- HERTSCH, F. & H., 1943: Lydite und ähnliche Gesteine aus den Karnischen Alpen. — *Mitt. d. Alpenländ. geol. Ver.*, 34, S. 127—164, 8 Abb., Wien.
- HIGGINS, A. C., WAGNER-GENTIS, C. H. T. & WAGNER, R. H., 1964: Basal Carboniferous strata in part of northern Leon, north-west Spain. Stratigraphy, conodont and goniatite faunas. — *Bull. Soc. Belge. Geol. Paleont. Hydrol.*, 72, p. 205—247.
- HUDDLE, J. W., 1934: Conodonts from the New Albany shale of Indiana. — *Bull. Amer. Paleont.*, 21/72, p. 1—136, 12 Taf., Ithaca, New York.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P., 1968: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen. — *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, Wien.
- KLAPPER, G., 1966: Upper Devonian and Lower Mississippian conodont zones in Montana, Wyoming, and South Dakota. — *Univ. Kans. Paleont. Contr.*, Paper 3, 43 S., 6 Taf., Lawrence, Kansas.
- LINDSTRÖM, M., 1957: Ordovician conodont faunas found with zonal graptolites. — *Geol. Foren. Stockholm Förh.*, 79, p. 161—178, Stockholm.
- MANZONI, M., 1966: Conodonti neodevonicie e neocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). — *Giorn. Geol.*, 33, S. 461—488, Taf. 59—60, Bologna.
- MANZONI, M., 1968: Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di val Uqua (Tarvisio). — *Giorn. Geol.*, 34 (2), S. 641—684, Taf. 60—67, Bologna.
- MOUND, M. C., 1968: Upper Devonian conodonts from southern Alberta. — *J. Paleont.*, 42, p. 444—524, 14 Abb., Taf. 65—71, Tulsa.
- MÜLLER, K. J., 1956: Die Gattung *Palmatolepis*. Zur Kenntnis der Conodontenfauna des europäischen Devons I. — *Abh. Senck. nat. Ges.*, 494, 70 S., 11 Taf., Frankfurt.
- MÜLLER, K. J., 1959: Nachweis der *Pericyclus*-Stufe (Unterkarbon) in den Karnischen Alpen. — *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, 90—94, Stuttgart.
- MÜLLER, K. J., 1962: Zur systematischen Einteilung der Conodontophorida. — *Paläont. Z.*, 36, S. 109—117, Stuttgart.
- MÜLLER, K. J. & CLARK, D. L., 1967: Early late Devonian conodonts from the Squaw Bay Limestone in Michigan. — *J. Paleont.*, 41, p. 902—919, Abb. 1—7, Taf. 115—118, Tulsa.
- PAPP, A., 1962: Beobachtungen am Profil des Seekopfsockels am Wolayersee in den zentralen Karnischen Alpen. — *Carinthia II*, 72, S. 79—90, Abb. 1—3, Klagenfurt.
- REXROAD, C. B. & SCOTT, A. J., 1964: Conodont zones in the Rockford Limestone and the lower part of the New Providence Shale (Mississippian) in Indiana. — *Indiana Dept. Conservation, Geol. Surv. Bull.*, 30, 54 p., Taf. 2—3, Bloomington, Indiana.
- RHODES, F. H. T., 1954: The zoological affinities of the conodonts. — *Biol. Rev. Cambridge Phil. Soc.*, 29, p. 419—452, 4 Abb., London.
- SCHÖNLAUB, H. P., 1968: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raume Bischofalm — Hoher Trieb (Karnische Alpen). — *Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, Wien.
- SCHULZE, R., 1968: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — *N. Jb. Geol. Pal., Abh.* 130, S. 133—245, Taf. 16—20, Stuttgart.

- SCOTT, A. J. & COLLINSON, C., 1961: Conodont faunas from the Louisiana and McCraney Formations of Illinois, Iowa and Missouri. — Kansas Geol. Soc., 26th Ann. Field Conf. Guidebook, p. 110—141.
- SPASSOV, C., 1965: Unterkarbon in Bulgarien. — Review of the Bulgaria Geol. Soc., 26, S. 157—167, Taf. 1—2, Sofia.
- THOMAS, L. A., 1949: Devonian-Mississippian formations of Southeast Iowa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 60, p. 403—438, 1 Tab., 4 Taf., New York.
- VARKER, W. J., 1967: Conodonts of the genus *Apathognathus* BRANSON & MEHL from the Yoredale Series of the North of England. — Paleontology, 10, p. 124—141, Taf. 17, 18, London.
- VOGES, A., 1959: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (*Gattendorfia*- und *Pericyclus*-Stufe) des Sauerlandes. — Paläont. Z., 33, S. 266—314, 5 Abb., Taf. 33—35, Stuttgart.
- VOGES, A., 1960: Die Bedeutung der Conodonten für die Stratigraphie des Unterkarbons I und II in Sauerland. — Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westfalen, 3, S. 1—32, 5 Abb., 5 Tab., Krefeld.
- YOUNGQUIST, W. L. & PATTERSON, S. H., 1949: Conodonts from the Lower Mississippian Prospect Hill Sandstone of Iowa. — J. Paleont., 23, p. 57—73, Taf. 15—17, Tulsa.
- YOUNGQUIST, W. L., HAELEY, R. W. & MILLER, A. K., 1951: Phosphoria conodonts from southeastern Idaho. — J. Paleont., 25, p. 356—364, Tulsa.
- ZIEGLER, W., 1959: Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., S. 289—309, 2 Tab., 3 Abb., Stuttgart.
- ZIEGLER, W., 1962: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 38, 166 S., 18 Abb., 11 Tab., 14 Taf., Wiesbaden.

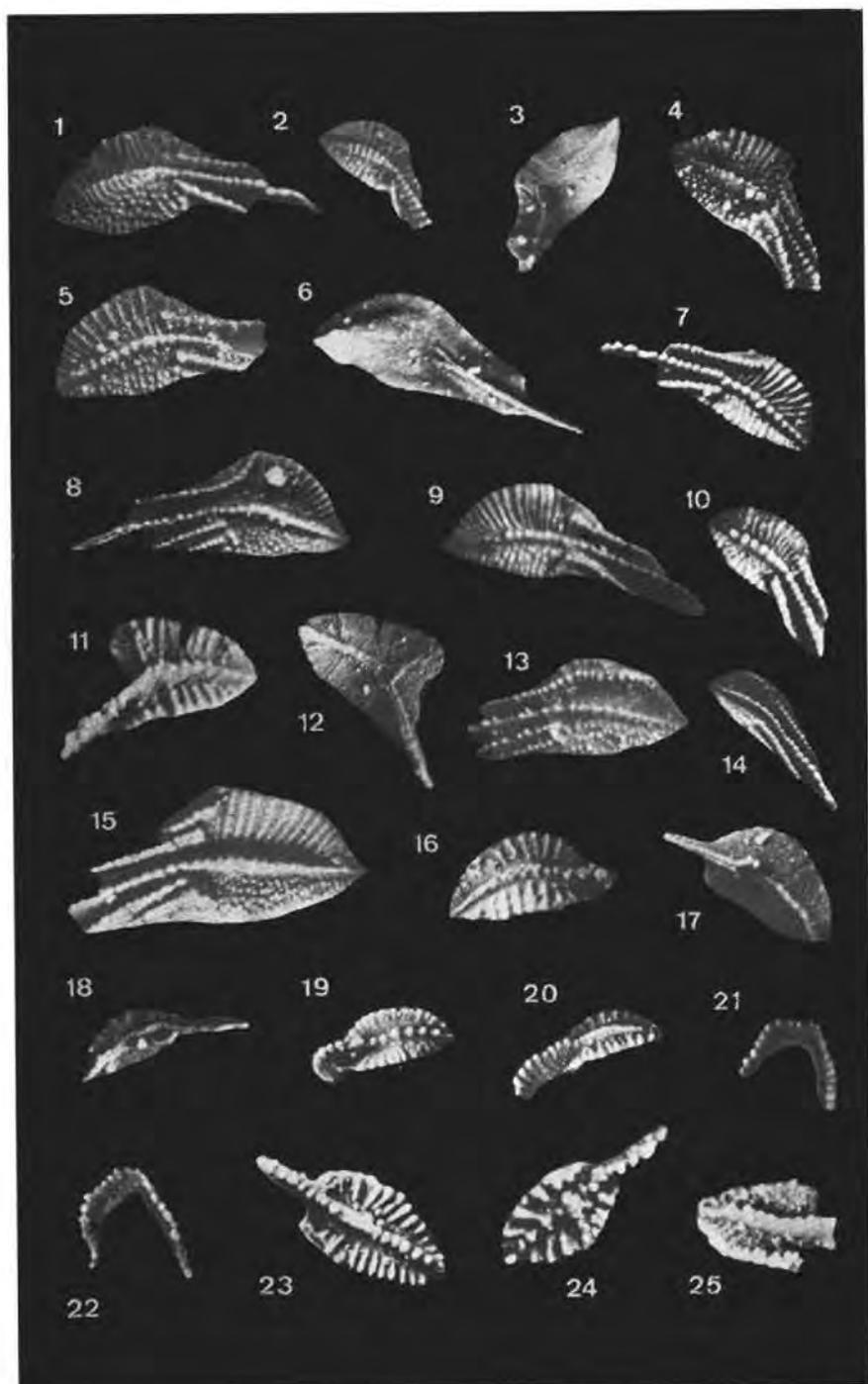
Tafel 1

- Fig. 1—2: *Gnathodus kockeli* BISCHOFF 1957; Fig. 1: „normale“ Form, Fig. 2: Form mit steilem Gewölbe und regelmäßigen Knotenreihen; Kronhofgraben 435.
- Fig. 3: *Pseudopolygnathus trigonica* ZIEGLER 1962; Kronhofgraben 433.
- Fig. 4—6: *Pseudopolygnathus brevipennata* ZIEGLER 1962; Fig. 5: juveniles Exemplar mit kleiner Plattform; Hoher Trieb 456.
- Fig. 7: *Polygnathus radina* COOPER 1939; typisches Exemplar in der Aufsicht; Kronhofgraben 438.
- Fig. 8—9: *Polygnathus biconstrictus* GEDIK 1968; Fig. 9: extreme Form; Kronhofgraben 444.
- Fig. 10: *Polygnathus vogesi* ZIEGLER 1962; Form mit 2 Radialleisten auf der Plattform-Innenhälfte; Kronhofgraben 442.
- Fig. 11—13: *Polygnathus communis communis* BRANSON & MEHL 1934; Fig. 13: Form mit gegabeltem Kiel; Kronhofgraben 434, 452.
- Fig. 14: *Pseudopolygnathus fusiformis* (BRANSON & MEHL 1934); Hoher Trieb 455.
- Fig. 15: *Polygnathus pura subplana* VOGES 1959; Kronhofgraben 444.
- Fig. 16: *Polygnathus pura pura* VOGES 1959: charakteristische Form mit großer Plattform; Kronhofgraben 448.
- Fig. 17: *Pseudopolygnathus micropunctata* BISCHOFF & ZIEGLER 1956; Form mit asymmetrischer Plattform; Kronhofgraben 430.
- Fig. 18—19: *Polygnathus inornata* E. R. BRANSON 1934; Kronhofgraben 481.
- Fig. 20—22: *Pseudopolygnathus triangula triangula* VOGES 1959; Fig. 22: Form mit schwacher Plattform-Berippung; Kronhofgraben 437, 438.
- Fig. 23—24: *Pseudopolygnathus prima* (BRANSON & MEHL 1934); typische Form mit einem Lobus und großer Basalgrube; Hoher Trieb 455.
- Fig. 25—26: *Pseudopolygnathus triangula inaequalis* VOGES 1959; große Form mit relativ kleiner, asymmetrischer Basalgrube; Kronhofgraben 436.
- Fig. 27: *Polygnathus symmetrica* E. R. BRANSON 1934; Kronhofgraben 437.



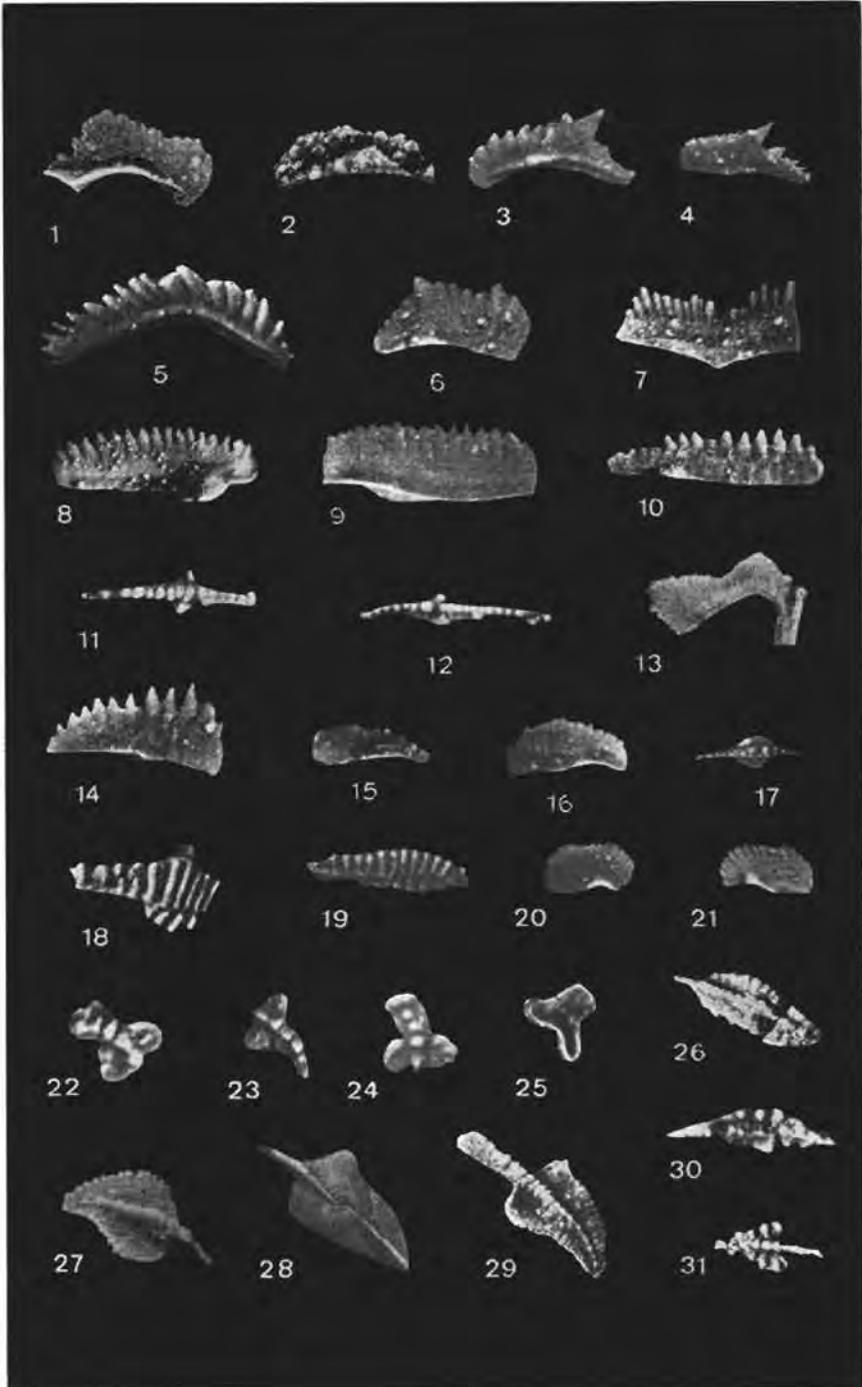
Tafel 2

- Fig. 1—3: *Siphonodella carinthiaca* n. sp.; Fig. 2: juveniles Exemplar mit Quergrat-Ausbildung des Kammes; Fig. 3: Unterseite; Kronhofgraben 436.
- Fig. 4—6: *Siphonodella crenulata* (COOPER 1939); Fig. 6: Unterseite sensu KLAPPER 1966; Kronhofgraben 438.
- Fig. 7—8: *Siphonodella cooperi* HASS 1959; Fig. 7: kleineres Exemplar; Kronhofgraben 438.
- Fig. 9—10: *Siphonodella duplicata* (BRANSON & MEHL 1934); Kronhofgraben 438, 444.
- Fig. 11—12: *Siphonodella lobata* (BRANSON & MEHL 1934); Fig. 12: Unterseite mit Kiel; Kronhofgraben 438.
- Fig. 13: *Siphonodella obsoleta* HASS 1959; Kronhofgraben 438.
- Fig. 14: *Siphonodella isosticha* COOPER 1939; Kronhofgraben 438.
- Fig. 15: *Siphonodella quadruplicata* (BRANSON & MEHL 1934); Kronhofgraben 438.
- Fig. 16—20: *Siphonodella sulcata* (HUDDLE 1934); Fig. 16, 17: adultes Exemplar, Fig. 18—20: juvenile Formen; Kronhofgraben 435, 452.
- Fig. 21—22: Gen. et sp. indet.; Hoher Trieb 360, 126.
- Fig. 23: *Polygnathus symmetrica* E. R. BRANSON 1934; Kronhofgraben 437.
- Fig. 24: *Pseudopolygnathus marginata* (BRANSON & MEHL 1934); Kronhofgraben 447.
- Fig. 25: *Polygnathus flabella* (BRANSON & MEHL 1938); Exemplar mit stark aufgebogenen Plattform-Vorderrändern; Kronhofgraben 481.



Tafel 3

- Fig. 1: *Elictoognathus lacerata* (BRANSON & MEHL 1934); Kronhofgraben 481; Form mit wechselnder Höhe der Blattoberkante.
- Fig. 2: *Elictoognathus bialata* (BRANSON & MEHL 1934); stark umkrustetes Exemplar; Kronhofgraben 481.
- Fig. 3—4: *Spathognathodus cooperi* HASS 1959; Fig. 3: Form mit Lateralkante; Hoher Trieb 136.
- Fig. 5: *Ozarkodina elongata* E. R. BRANSON 1934; Hoher Trieb 136.
- Fig. 6: *Pinacognathus profunda* (BRANSON & MEHL 1934); Hoher Trieb 136.
- Fig. 7: *Spathognathodus strigosus* (BRANSON & MEHL 1934); Hoher Trieb 456.
- Fig. 8—9: *Spathognathodus supremus* ZIEGLER 1962; Kronhofgraben 433.
- Fig. 10: *Spathognathodus bohlenanus* HELMS 1959; Hoher Trieb 456.
- Fig. 11—12: *Nodognathus spicata* COOPER 1939; Fig. 12: Form mit spitz auslaufender, schmaler Plattform; Kronhofgraben 435.
- Fig. 13: *Falcodus angulus* HUDDLE 1934; Kronhofgraben 481.
- Fig. 14—15: *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL 1934); Fig. 15; kleine Form mit Lateralkanten; Hoher Trieb 455, 456.
- Fig. 16: *Spathognathodus inornatus* (BRANSON & MEHL 1934); Kronhofgraben 430.
- Fig. 17: *Spathognathodus aculeatus* (BRANSON & MEHL 1934); Kronhofgraben 431.
- Fig. 18: *Spathognathodus costatus ultimus* BISCHOFF 1957; Hoher Trieb 113.
- Fig. 19: *Spathognathodus costatus spinulicostatus* (E. R. BRANSON 1934); Hoher Trieb 228.
- Fig. 20—21: *Spathognathodus valdecavatus* (GEDIK 1968); Kronhofgraben 436.
- Fig. 22—25: *Pseudopolygnathus* ? n. sp.; Fig. 22, 24: Formen mit gerundeten Lappen, Fig. 23: Form mit spitz auslaufenden Hauptast, Fig. 25: Unterseite; Kronhofgraben 446.
- Fig. 26: *Polygnathus* cf. *flabella* (BRANSON & MEHL 1938); zerbrochenes, schlankes Exemplar mit bikonvexem Umriss; Kronhofgraben 438.
- Fig. 27—29: *Polygnathus marginvolutus* GEDIK 1968; Fig. 29: großes, schlankes Exemplar; Kronhofgraben 430.
- Fig. 30—31: *Pseudopolygnathus dentilineata* E. R. BRANSON 1934; Fig. 31; überleitend zu *Pseudopolygnathus triangula inaequalis*; Kronhofgraben 436.



Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich)

Von Peter PÖLSLER *

mit 6 Abbildungen, 4 Tafeln und 7 Tabellen

Inhalt

	Seite
Zusammenfassung, Riassunto, Summary	355
Einleitung	357
Schichtfolge	358
Tektonik	376
Profilbeschreibungen	379

Zusammenfassung

Die N-Seite des Findenigkofel (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen wurde mit Hilfe von Conodonten untersucht. Dabei konnte die Existenz zweier übereinanderliegender, tektonischer Einheiten nachgewiesen werden: Über Kalken des Unterdevon liegt ein Schichtstoß aus Kieselschiefern, Lyditen und Kalken, der vom oberen Valent (?) bis in das tiefere Oberdevon (*Cheiloceras*-Stufe) reicht. Darüber liegt sandig-toniges Hochwipfelkarbon.

Die Schichtfolge ist unvollständig. Es fehlt das Givet z. T. ganz, z. T. ist nur der höhere Abschnitt (*varca*-Zone s. I.) entwickelt. Weiters fehlt innerhalb der Schichtfolge das höhere Oberdevon (to III bis to VI) und ein Teil des Karbon. Höheres Oberdevon (to III [?] und to VI) ist aber mit einzelnen, in einer Störung eingeklemmten Resten erhalten.

Im Mitteldevon und tiefen Oberdevon wurden Lydite festgestellt. Sie treten in genau den gleichen stratigraphischen Niveaus auch am Hohen Trieb (Cuestalta) auf. Die schon länger bekannten Lydite an der Basis des Hochwipfelkarbon konnten am Findenig ebenfalls festgestellt werden. Somit erweisen sich die Lydite als sehr horizontbeständig.

Die Kalke des oberen Givet und des tiefsten Oberdevon bilden im östlichen Abschnitt, wo sich eine bekannte Fundstelle der verkieselten Korallen des Findenigkofel befindet, einen Blockhorizont. Das Alter der korallenführenden Bank kann nun sicher mit oberem Givet (*varca*-Zone s. I.) angegeben werden. Wahrscheinlich gehören sie sogar ins höchste Givet (*transversa*-Zone).

Die Grenze zwischen den Kalken des Oberdevon und dem Hochwipfelkarbon, die sonst meist eine Störung ist, ist an einer Stelle als primärer, sedimentärer Kontakt er-

*) Anschrift des Verfassers: Peter PÖLSLER, Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz, A-8010, Graz.

halten. Die Kalke waren vor der Ablagerung des Hochwipfelkarbon wahrscheinlich der Erosion ausgesetzt und zeigen eine Verwitterungskruste(?). Für das Hochwipfelkarbon wird ein Alter auch tiefer als Namur angenommen.

Die Entwicklung im Silur und Gedinne nimmt eine Zwischenstellung zwischen Kieselschieferfazies und kalkiger Fazies ein. Beide verzahnen sich im Westabschnitt des Findenigkofel. Im Ostabschnitt ist nur die kalkige Plöckener Fazies entwickelt. Sie reicht am Findenigkofel bis in das obere Gedinne, also höher hinauf als am locus typicus selbst.

Tektonisch bildet der Findenigkofel einen Horst, denn im E und W sind die Schichten an steilen Störungen 80 m bzw. 200 m abgesunken. Die Überschiebung ist älter als diese Absenkungen.

Im Westen des Untersuchungsgebietes, der sogenannten „Ahornacher Wand“, ist im wesentlichen die gleiche Schichtfolge wie am Findenigkofel selbst entwickelt. Nur die morphologisch sehr deutliche „20 m-Bank“ fehlt dort an mehreren Stellen.

Die Grenze gegen die oberkarbonen Auernigschichten ist im N des Findenigkofel eine steile Störung, im E und W aber liegen sie transgressiv auf ihrer Unterlage.

Riassunto

Per mezzo dei conodonti è stato studiato il lato settentrionale del Findenigkofel (Monte Lodin), e si sono riscontrate due unità tettoniche. Al di sopra di calcari del Devoniano inf. si trova una successione costituita da scisti silicei, liditi e calcari, che si estende dal Valent sup.(?) alla parte bassa del Devoniano sup. (zona a *Cheiloceras*). Segue poi il Carbonifero dell'Hochwipfel. La successione, però, non è completa: in certi punti il Givetiano è del tutto assente, o se ne trova soltanto la parte superiore (zona a *varca* s. l.). Manca inoltre la parte più alta del Devoniano sup. (dal toIII al toVI), ed una parte del Carbonifero. La parte più alta del Devoniano sup. (toIII(?) e toVI) è però conservata in piccole, singole scalie strizzate lungo una faglia.

Il Devoniano medio e la parte inferiore del Devoniano sup. presentano liditi che si trovano nella stessa posizione stratigrafica sull'Hoher Trieb (Cuestalta). Le liditi sono presenti anche alla base del Carbonifero dell'Hochwipfel, un fatto che è noto già da molto tempo, e dal quale risulta la grande stabilità orizzontale delle liditi.

I calcari del Givetiano ed anche della parte più bassa del Devoniano sup. costituiscono, nel tratto orientale, un'orizzonte a blocchi. Qui c'è anche una delle note località di rinvenimento dei coralli silicizzati, e questo banco a coralli può con certezza essere attribuito al Givetiano sup. (zona a *varca* s. l.), con molta probabilità perfino alla parte più alta del Givetiano sup. (zona a *transversa*).

Il limite fra i calcari del Devoniano sup. e il Carbonifero dell'Hochwipfel, che in genera si presenta disturbato tettonicamente, si è conservato in un unico posto come primario contatto di sedimentazione. Prima della loro copertura, cioè prima della sedimentazione del Carbonifero dell'Hochwipfel, i calcari probabilmente erano stati esposti alla erosione e mostrano perciò una crosta di alterazione. Per la parte basale del Carbonifero dell'Hochwipfel si ipotizza un'età anche inferiore al Namuriano.

La successione nel Siluriano e Gedinniano presenta un'alternanza della facies a scisti silicei e della facies calcarea; in parte però è sviluppata anche soltanto la facies calcarea del tipo di Plöcken. Questa ultima si estende stratigraficamente più in alto che nello stessa località tipica (cioè fino al Gedinniano).

Dal punto di vista tettonico il Findenigkofel è un „Horst“, poichè a E e a W gli strati si sono abbassati a causa di disturbi rigidi; le due unità tettoniche si sono accavallate prima di questo periodo.

La parte occidentale della zona esaminata, la cosiddetta „Ahornacher Wand“, presenta una successione sostanzialmente analoga a quella del Findenigkofel; in alcuni punti, però, è assente il „banco di venti metri“.

A N del Findenigkofel il limite con gli strati dell'Auernig del Carbonifero sup. è segnato da un faglia, mentre a E e a W gli strati dell'Auernig giacciono trasgressivamente sulla successione del Findenigkofel.

Summary

The northern flank of the Findenigkofel (Carnic Alps, Austria) was investigated by means of conodonts. This resulted in the proof of two structural units. Lower Devonian limestones are overlain by a series of siliceous slates and cherts and limestones which range from Upper Valent(?) to *Cheiloceras* stage. They are followed by sandy and clayey Hochwipfelkarbon. The series of strata is incomplete: Givetian is either entirely missing or represented only by its upper part (*varca* zone s. l.). Also missing are *Platyclymenia* and *Wocklumeria* stage (only sporadic rests occur in a fault) and parts of Carboniferous.

Middle Devonian and lower Upper Devonian are characterized by the occurrence of cherts which correspond with the same stratigraphic position at Hoher Trieb. The basal chert of the Hochwipfelkarbon is long known. The cherts represent good key beds.

A block horizon of Givetian and lowest Upper Devonian limestones is located in the eastern part of the area. This horizon is also the long known locality of silicified corals and is now dated as upper Givetian (*varca* zone s. l.) probably even uppermost Givetian (*transversa*-zone).

The tectonically disturbed boundary between Upper Devonian limestones and Hochwipfelkarbon remained at only one place in original sedimentary contact. The limestones were probably subjected to erosion prior to the deposition of the Hochwipfelkarbon which itself contains also parts probably older than Namurian.

The sedimentary development in Silurian and Gedinian takes an intermediate position between siliceous slate facies and limestone facies. In some places only the limestone facies (Plöcken facies) is developed which reaches higher (into upper Gedinian) than at the type locality.

The Findenigkofel is tectonically seen a horst because the strata are sagged at steep faults in E and W. The overthrust of both structural units is older than the sagging. The W part (socalled Ahornacher Wand) shows practically the same series of strata. Only the morphologically significant „20 m massiv layer“ is missing in some places here.

The Upper Carboniferous Auernigschichten show at the northern side of the Findenigkofel a steep tectonic boundary, whereas they take in E and W a transgressive position.

Einleitung

Der 2015 m hohe Findenigkofel liegt etwa in der Mitte zwischen den Straßenpässen Naßfeld und Plöckenpaß am Grenzkamm gegen Italien (Abb. 1). Er ist von N her am besten von Gundersheim/Gailtal über Unterbuchach und Straninger Alm auf teilweise mit PKW befahrbarem Weg zu erreichen. Seine nach N und NE gerichteten Felsabstürze bieten meist gute Anschlußverhältnisse, sind jedoch nur z. T. begehbar. Quer über den N-Abfall verläuft eine aus dem ersten Weltkrieg stammende, heute im Verfall begriffene Straße. Die ebenfalls aus dieser Zeit stammenden künstlichen Einbauten (Stellungen, Laufgräben usw.) bieten besonders in den höheren Regionen den besten Einblick in die Schichtfolge.

Stratigraphie und Tektonik des Findenigkofels stützte sich vor allem auf zwei Faunenhorizonte. Besonders die in den höheren Partien auftretenden verkieselten Korallen und Stromatoporen weckten das Interesse der älteren Autoren (F. FRECH 1894, 1896, G. de ANGELIS d'OSSAT 1901, P. VINASSA de REGNY 1908, 1915, J. K. CHARLESWORTH 1915, L. CERRI 1931, A. von SCHOUPE 1939, 1954, E. FLÜGEL 1956 und H. FLÜGEL 1956). Bezüglich ihrer zeitlichen Einstufung kamen sie jedoch zu keiner einheitlichen Auffassung (oberes Silur bis Mitteldevon). Demgegenüber war ein etwa 150 m tiefer liegender Graptolithenfundpunkt (M. GORTANI 1920) eindeutig in die Zone 33 einzuordnen. Die übrigen Schichtglieder konnten

auf Grund ihrer mangelnden Makrofossilführung nicht genauer eingestuft werden und boten so die Möglichkeit zu verschiedenen Ansichten über Stratigraphie und Tektonik.

Während G. GEYER 1895 einen Schuppenbau vermutete und P. VINASSA de REGNY 1908, 1915, P. VINASSA de REGNY & M. GORTANI 1910, 1911 und M. GORTANI 1921, 1922, 1926 eine N-vergente Faltung (S. 376) zu erkennen glaubten, nahm F. HERITSCH 1936, nicht zuletzt auf Grund der Untersuchungen von E. HABERFELNER 1931, einen Schubmassenbau an, wobei die „Rauchkofeldecke“ von der „Cellondecke“ überfahren worden sei.

Eine Deckentektonik bestätigte auch vorliegende Arbeit (S. 376), doch liegt die Überschiebungsbahn etwa 160 m unter der von F. HERITSCH angenommenen.

Erste conodontenstratigraphische Untersuchungen im Rahmen des Forschungsprogrammes der Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz (Inhaber Prof. Dr. H. FLÜGEL) im Paläozoikum der Karnischen Alpen (G. FLAJS, H. FLÜGEL & St. HASLER 1963) bzw. die nach Beginn vorliegender Untersuchungen erschienene Arbeit von M. MANZONI 1965 ließen für den Findenigkofel eine zur Klärung der Stratigraphie und Tektonik ausreichende Conodontenführung erwarten, wodurch sich das Ziel vorliegender Arbeit ergab.

Die Untersuchungen beschränkten sich auf den auf österreichischem Gebiet liegenden N-Abfall des Findenigkofel. Von der in Italien gelegenen S-Seite wurde durch einige Begehungen lediglich ein Überblick gewonnen. Die Bearbeitung dieses Teiles und auch der zur Gänze auf italienischem Gebiet gelegenen Törlhöhe (Cima Val di Puartis) wäre jedoch wichtig, um von diesem in seiner Ausdehnung sehr beschränkten (zirka 3 km Länge und zirka 300 m Breite) altpaläozoischen Zug Findenig-Törlhöhe ein geschlossenes Bild zu erhalten.

Ein Vorbericht über die ermittelten Ergebnisse ist bereits erschienen (H. JAEGER & P. PÖLSLER 1968).

Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL bin ich für die Betreuung dieser Arbeit, sein unermüdeliches Interesse und für fachliche Hinweise zu großem Dank verpflichtet. Mein Dank gilt auch Herrn Dozenten Dr. H. JAEGER (Berlin), der durch die Bearbeitung der Graptolithen erst eine genauere Einstufung eines Teiles der Schichtfolge ermöglichte. Herrn Dr. A. FENNINGER und meinen Kollegen von der Lehrkanzel danke ich für fachliche Hinweise, Diskussionen und Hilfeleistungen im z. T. überaus schwierigen Gelände.

Für die Bereitstellung eines Druckkostenzuschusses danke ich der Steiermärkischen Landesregierung.

Schichtfolge

(vgl. Tafeln 1—4)

Der über 270 m mächtige Schichtstoß des Findenigkofels streicht etwa ESE—WNW, fällt mit zirka 40° gegen S ein und weist, wie schon G. GEYER 1895 zeigen konnte, am S-Hang eine flexurartige Verbiegung auf. Die Mächtigkeit der einzelnen Schichtglieder ist innerhalb des Untersuchungsgebietes nicht konstant.

Die Schichtfolge wurde mit 8 Profilen und zirka 350 z. T. außerhalb der Profile genommenen Proben erfaßt und mit Conodonten stratigraphisch eingestuft. In den silurischen und tief-unterdevonischen Schichtgliedern konnte mit Graptolithen (det. H. JAEGER, Berlin) eine Einstufung vorgenommen werden.

Die Folge gliedert sich in zwei tektonische Einheiten, deren Besprechung getrennt erfolgt.

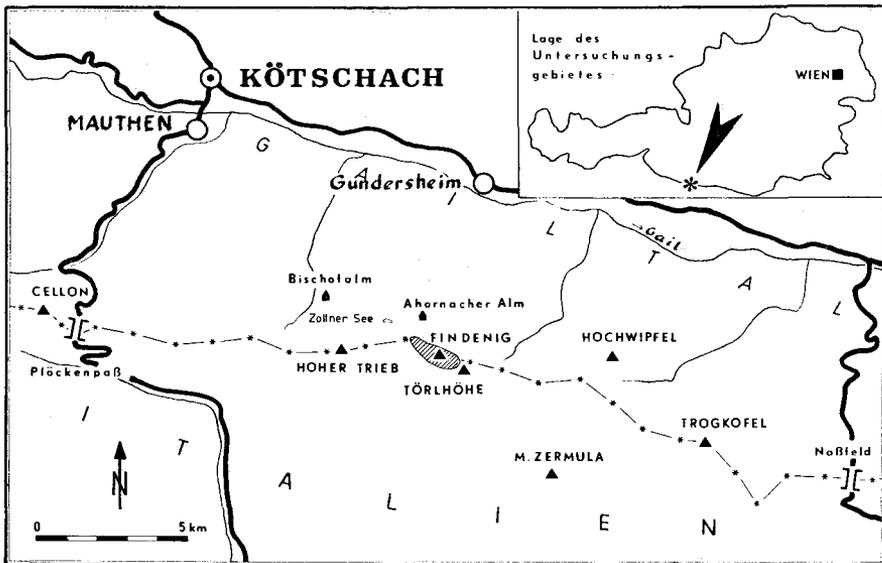


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes.

I. Liegend-Einheit

(vgl. Profile 4, 5 und 7, S. 382 ff.)

Sie gehört zur Gänze in das Unterdevon (Gedinne und Siegen).

Die aufgeschlossene Basis der Schichtfolge des Findenigkofel wird von einem einige *dm* mächtigen, schwarzen, laminierten Kalk gebildet. Als *cm*-dünne Zwischenlagen sind schwarze, fossilere, kieselige Schiefer entwickelt. Der schwarze Kalk wird von einem 12 *m* mächtigen, mittelgrauen, biogenführenden (Echinodermen, Orthozeren, Trilobiten und indet. Schalenbruch), mikritischen Tonflaserkalk überlagert. Darüber folgen erneut 5 *m* schwarzer, laminiertes Kalk mit sehr kleinen Orthozeren (\varnothing meist nur wenige *mm*). Unter dem Mikroskop ist eine enge Wechsellagerung (*mm*-Bereich) von dunklen, tonigen Lagen und hellen, sparitischen Partien erkennbar. Dieser Kalk gleicht mikrofaziell den *ey*-Kalken der Cellonettarinne am E-Hang des Cellon (Abb. 1) (H. FLÜGEL 1965)¹ und dürfte ihm auch

¹ Zum Vergleich standen die Originalschliffe der mikrofaziellen Untersuchung von H. FLÜGEL 1965 zur Verfügung.

stratigraphisch entsprechen, denn die basalen 5 m dieser zirka 17 m mächtigen Folge lieferten Conodontenfaunen des Gedinne bis tiefen Siegen (vgl. Profil 4, S. 384).

Über diesem „e γ -Kalk“ folgt ein 20 m mächtiger, mehr massiger, gelblichgrauer, mikritischer, z. T. tentakulitenführender Tonflaserkalk, der Conodonten des tiefen Siegen führt (vgl. Profil 4, S. 383). Er bildet das stratigraphische Äquivalent des tieferen „Findenigkalkes“ (siehe unten) der Hangend-Einheit, was durch das Auftreten von *Paranowakia* sp. in beiden zum Ausdruck kommt.

Da die Tentakuliten nicht unmittelbar an der Basis des Tonflaserkalkes bzw. Findenigkalkes einsetzen, kann man annehmen, daß ihr Erscheinen nicht durch die Faziesänderung bewirkt wurde, sondern daß primäre stratigraphische Ursachen dafür verantwortlich gemacht werden müssen. Nach A. PŘIBYL & J. VANĚK 1968 treten in Böhmen die tiefsten Tentakuliten (*Paranowakia bohémica* BOUČEK) erst im tieferen Niveau des *Monograptus hercynicus* PERNER (unteres Siegen) auf, sodaß die Liegendgrenze des gelblichgrauen Tonflaserkalkes und des Findenigkalkes ungefähr mit der Grenze Gedinne/Siegen zusammenfallen dürften. Dies würde bedeuten, daß die Rauchkofelfazies, der die Liegend-Einheit durch die teilweise Ausbildung als Tonflaserkalk angehört, hier früher beginnt als am locus typicus selbst, denn H. JAEGER 1968 konnte dort in den unterlagernden, dunklen e γ -Plattenkalken noch *Monograptus hercynicus* PERNER nachweisen.

Im Bereich der Ahornacher Wand¹⁾, wo die Schichtfolge eine durch steile N—S-Störungen zerlegte, flache Antiklinale bildet und am W-Ende unter die oberkarbonen Auernigschichten taucht (S. 376), erreicht die Liegend-Einheit mit etwa 40—50 m ihre größte Mächtigkeit. Sie lieferte hier Conodonten des Gedinne und tiefen Siegen (?) (*Neoprioniodus excavatus* [BRANSON & MEHL], „*Oneotodus*“ n. sp. PÖLSLER 1969, *Ozarkodina* sp., *Paltodus* sp. und *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER²⁾).

Die überlagernden silurischen Kiesel-schiefer gehören dagegen zur Hangend-Einheit und führen Graptolithen der Zonen 28—29 (*Monograptus antennularius* [MENEHINI], *M. dubius* [Suess], *M. flexilis* ELLES ?, *M. priodon* [BRONN], *M. retroflexus* TULLBERG, *Dictyonema* sp. Dendroidea indet., Retiolitidae indet.). Das Material wurde aus Blöcken gesammelt die von einem deutlich erkennbaren Wandausbruch in der Mitte der Kiesel-schiefer stammen.

Durch die Schuttmassen des Wandfußes weitgehend verdeckt und auf eine horizontale Erstreckung von nur wenigen Metern aufgeschlossen tritt die Liegend-Einheit in Profil 7 A zutage: Ein zirka 15 m mächtiger, massiger, grauer Tonflaserkalk, der untergeordnet Kiesel-schiefer eingelagert hat und nach oben hin durch einen Zerreibungs-horizont in den Kiesel-schiefern abgeschlossen wird, lieferte neben stratigraphisch un-

¹⁾ Als „Ahornacher Wand“ wird der Kürze halber jene Steilwand bezeichnet, die unterhalb der ehemaligen Kriegsstraße und im S und SW der Ahornacher Alm aufragt (vgl. Taf. oder Karte).

²⁾ Da nur 1 Exemplar von *Sp. steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER gefunden wurde, ist nach O. H. WALLISER 1964 die Sicherheit der Bestimmung und damit die stratigraphische Einstufung nicht gewährleistet.

brauchbaren Formen mit *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER eine Conodontenart, die vom höchsten Ludlow (*eosteinhornensis*-Zone) bis ins obere Ems vorkommt.

Da die unterdevonische Liegend-Einheit von graptolithenführenden Kieselgesteinen des Silur überlagert wird und zahlreiche Geopetalgefüge zeigen, daß die gesamte Schichtfolge normal liegt, muß zwischen den Unterdevonkalken (die sich faziell von jenen der Hangend-Einheit unterscheiden) und den silurischen Kieselgesteinen eine Überschiebungsbahn verlaufen (S. 376).

II. Hangend-Einheit

(vgl. Profile 1—8.)

1. Silur

Die zirka 55 *m* mächtige Schichtfolge des Silur besteht zum größten Teil aus Kieselgesteinen (Kieselschiefer und Lydite), in die geringmächtige (*dm*-Bereich) Kalke eingeschaltet sind. Den Abschluß bildet eine zirka 5 *m* mächtige Bank aus „löchrigem Kalk“.

1. a. Der Kieselschieferkomplex

Der zirka 50 *m* mächtige Kieselschieferkomplex gliedert sich lithologisch in einen tieferen Anteil (zirka 22 *m*) mit karbonatführenden Kieselschiefern und Lyditen und einen höheren Anteil (zirka 28 *m*), in dem zusätzlich *dm*-mächtige Bänke und Linsen dunkelgrauer Kalke eingeschaltet sind, welche nur in einem Fall (Probe Nr. 6/144 C ¹) eine stratigraphisch brauchbare Conodontenfauna lieferten. In den hangenden 33 *m* konnten von H. JÄGER (in H. JÄGER & P. PÖLSLER 1968) die Graptolithenzonen 26, 28 (—29), 31, 33, und 34—36 nachgewiesen werden (S. 386). Da die tiefste Fundschicht bereits der Basis des Wenlock angehört, besteht die Wahrscheinlichkeit, daß der Kieselschieferkomplex zumindest bis in das höhere Valent hinabreicht. (Die basalen zirka 17 ließen sich wegen Unzugänglichkeit nicht beproben.)

Die eingelagerten Kalke erweisen sich u. d. M. als biogenführende Sparite und z. T. leicht rekristallisierte, biogenführende Mikrite, wobei sehr feiner Schalenbruch gegenüber Echinodermen, Orthozeren, Trilobiten, Radiolarien? u. a. überwiegt.

Die Textur der Kalke ist von der stratigraphischen Position unabhängig. Während in den Schriffen Nr. 5/91 A, 5/91 B, 5/93 und 5/95 H durch die Anordnung des Schalenbruches und durch schwarze Tonschmitzen ein Parallelgefüge ausgebildet ist, sind in den Schriffen Nr. 4/90, 4/91, 5/94 und 5/95 die Biogene \pm regellos verteilt. Eine gänzlich abweichende Ausbildung ist in Schriff Nr. 6/144 C zu beobachten: Über biogenführendem (feiner Schalenbruch), grauen Mikrit und von diesem durch eine scharfe, wellige Grenze abgetrennt, liegt ein sehr unreiner, leicht rekristallisierter, biogenreicher (Lamellibranchiaten, Gastropoden u. a.), bräunlicher Mikrit, der von zahlreichen Wurmbauten durchzogen ist, deren Füllung dem darunterliegenden, grauen Mikrit gleicht.

¹) Die Zahlen bedeuten Profilnummer/Probennummer.

Sämtliche Kalke führen authigenen Pyrit.

Graugrüne Tonschiefer, wie sie in der Kieselschieferfazies der Bischofalm (Abb. 1) auftreten (H. JAEGER 1968), fehlen.

1. b. Löchriger Kalk

Ein 4—5 m mächtiger, hellbrauner und mittelgrauer, teilweise auch rötlicher, biogenführender, mikritischer Kalk mit Nestern von Dolomitrhomboedern überlagert den Kieselschieferkomplex. Orthozeren, Crinoiden, Lamellibranchiaten, Trilobiten und indet. Schalenbruch sind als Biogene feststellbar und machen partienweise bis zu 25% des Gesteins aus. Durch herausgewitterte, oft cm-große, \pm s-parallel angeordnete Pyritpatzen erhält der Kalk eine löchrige Oberfläche, die zur Namensgebung führte. Schwach ausgeprägte Bankungsfugen im dm- bis m-Bereich sind vorhanden.

An Conodonten wurden nur vom oberen Ludlow bis in das Unterdevon durchlaufende Formen festgestellt (vgl. Profile 4—8). In einem der Findenigentwicklung entsprechenden Profil am Hohen Trieb lieferte dieser Kalk Conodonten der *eosteinhornensis*-Zone (höchstes Ludlow) (H. P. SCHÖNLAUB 1968, 1969).

Die Silur/Devongrenze an der Basis der ey-Kalke (H. R. GAERTNER 1931, O. H. WALLISER 1966, 1968, H. FLÜGEL 1967, H. JAEGER 1968, A. PŘIBYL & J. VANĚK 1968, R. SELLI & G. B. VAI 1968) konnte auf Grund der spärlichen Faunen nicht genau fixiert werden, dürfte aber etwa mit der Hangendgrenze des „löchrigen Kalkes“ zusammenfallen, denn die darüber folgende Wechsellagerung von Kalken und Kieselschiefern enthält bereits Graptolithen des Unterdevon (siehe unten).

Wie gezeigt wurde, ist die Kieselschieferfazies des Silur am Findenigkofel nicht durchgehend entwickelt, sondern es sind ab dem Zeitraum zwischen den Zonen 26 und 28—29 in sie Kalke eingeschaltet, wobei im höchsten Ludlow die Kieselschiefer vollständig zurücktraten und erst wieder im Gedinne zur Ablagerung kamen (siehe unten). Während die tiefste Kalkbank (5/95 H) sich mikrofaziell mit der Bank 12 B¹⁾ der *Aulacopleura*-Schichten der Cellonetta-Rinne vergleichen läßt²⁾, können für die drei folgenden Bänke (5/93—95) keine Äquivalente angegeben werden. Zeitlich entsprechen die Bänke 5/94 und 5/95 den *Aulacopleura*-Schichten und Bank 5/93 dem Kokkalk. Mit Bank 6/144 C beginnt wieder die gute Übereinstimmung mit der Plöckener Fazies der Cellonetta-Rinne. Diese Bank weist besonders durch die Wurmbauten große Ähnlichkeit mit den Bänken 33 A—34 der *Alticola*-Kalke auf. Die Bank aus löchrigem Kalk kann mit zahlreichen Bänken der *Alticola*-Kalke (z. B. 35, 36, 36 A, 37, 38, 39) und der *H. megaera*-Schichten (z. B. 41, 44, 44 B) verglichen werden. Das *Cardiola*-Niveau liegt demnach am Findenigkofel in reiner Kieselschieferfazies vor.

Die in den Kieselschieferkomplex eingelagerten, geringmächtigen Kalke lassen ein wiederholtes, aber kurzfristiges Verdrängen der euxinischen Bedingungen durch ein O₂-reicheres (zur Bildung der Plöckener Fazies führendes) Milieu erkennen.

¹⁾ Numerierung von O. H. WALLISER 1964.

²⁾ Der Vergleich erfolgt nur lithologisch und bezieht sich nicht auf die (im Cellonetta-Profil wesentlich größere) Mächtigkeit.

2. Devon

2. a. 1. Gedinne

Über der Bank aus löchrigem Kalk folgt eine Wechsellagerung von schwarzen, teilweise kieseligen und dolomitischen, *dm*-mächtigen Kalken und schwarzen, *dm*-mächtigen Kieselchiefern. Die Mächtigkeit schwilt von E nach W von 3 bis 4 *m* in Profil 4 auf zirka 10 *m* in Profil 8 an. Östlich des Profils 4 ist diese Wechsellagerung im Untersuchungsgebiet nicht mehr ausgebildet, sondern wird von einer durchgehend kalkigen Entwicklung ersetzt (S. 381).

Die Kalke der Wechsellagerung sind als sehr biogenreiche (vorwiegend Lamellibranchiaten, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen, Schwamm-spiculae, Orthozeren, Radiolarien? und indet. Schalenbruch), meist leicht rekristallisierte, autigenen Pyrit führende Mikrite zu bezeichnen und weisen häufig bioturbate Gefüge auf. Lediglich in der radiolarienreichen und graptolithenführenden (S. 384) Bank 4/89 E konnte ein durch Einlagerung schwarzer und brauner Tonschmitzen verursachtes Parallelgefüge beobachtet werden. Geopetalgefüge sind häufig und zeigen normale Lagerung an.

Die Conodontenfaunen enthalten nur Durchläuferformen vom oberen Ludlow bis Unterdevon, doch konnte mit Graptolithen die *uniformis*- und/oder *praehercynicus*-Zone nachgewiesen werden (S. 389).

Die Kalke dieser unterdevonischen Wechsellagerung weisen mikro-faziell große Ähnlichkeit mit einzelnen Bänken der *Alticola*-Kalke und *H. megera*-Schichten auf. Ihre bioturbate Verwühlung zeugt von zahlreichen Informen und damit von O₂-reichem Boden- und Porenwasser. Sie lassen durch ihre Übereinstimmung mit den stratigraphisch tieferen Bänken der Plöckener Fazies erkennen, daß diese Fazies örtlich länger andauerte als am locus typicus selbst und die Silur/Devon-Grenze überschritt.

Wie die Wechsellagerung mit Kieselchiefern zeigt, lösten im Gedinne O₂-reiches und O₂-armes Milieu viel rascher einander ab als im Silur, bis schließlich an der Wende Gedinne/Siegen die euxinischen Bedingungen endgültig endeten und mit der Ablagerung des „Findenigkalkes“ (siehe unten) die kalkig-tonige Rauchkofelfazies Platz griff.

Im W sinkt der Zug Törlhöhe—Findenigkofel (Altpaläozoikum + Hochwipfelkarbon) unter die oberkarbonen Auernigschichten unter (S. 376). Im Raum des Zollner Sees (Abb. 1) tauchen unter den Auernigschichten graptolithenführende Kieselchiefer und Lydite auf, ohne daß auch nur ein einziges kalkiges Schichtglied der Findenigentwicklung beobachtet werden konnte. Es dürften demnach dort die Auernigschichten von der reinen Kieselchieferfazies unterlagert werden, denn es erscheint bei der intensiven Bruchtektonik dieses Gebietes (S. 378) wenig wahrscheinlich, daß der silurische Kieselchieferkomplex der Findenigentwicklung auf eine Strecke von zirka 2 *km* ± niveaubeständig durchzieht, und dann nördlich des Hohen Trieb (Abb. 1) wieder auftaucht (S. 362).

Ebenso wie im Zollnersee-Gebiet erscheint die Kieselchieferfazies auch in dem nördlich des Kessels der Ahornacher Alm gelegenen Zug Weidegger Höhe—Nölblinger Höhe (W. GRÄF 1962) und nördlich der Oberen Bischof-

alm, wo H. JAEGER 1968 in ihr noch hohes $\epsilon\gamma$ (*Monograptus hercynicus* PERNER) feststellen konnte.

Es kann somit, wie bereits F. HERITSCH 1936 ausführte, eine N—S-Reihung von Kieselschieferfazies und Kalkfazies (Plöckener Fazies) beobachtet werden. Hinzu tritt die gemischte Fazies der Findenigentwicklung, die am Findenigkofel selbst weit vorherrscht (nur Profil 2 zeigt an seiner Basis die Plöckener Fazies entwickelt, S. 382), während sie im Raum Bischofalm—Hoher Trieb innerhalb der dort verbreiteten Plöckener Fazies nur ganz geringe Bedeutung erlangt H. P. SCHÖNLAUB 1968, 1969). Ob das Vorstoßen der Kieselschieferfazies gegen S im Raum des Zollner Sees (Abb. 2) durch die primäre Faziesverteilung bedingt ist, oder ob \pm horizontalgerichtete tektonische Verschiebungen dafür verantwortlich sind, dürfte auf Grund der Überdeckung durch Auernig-schichten und Vegetation kaum zu entscheiden sein.

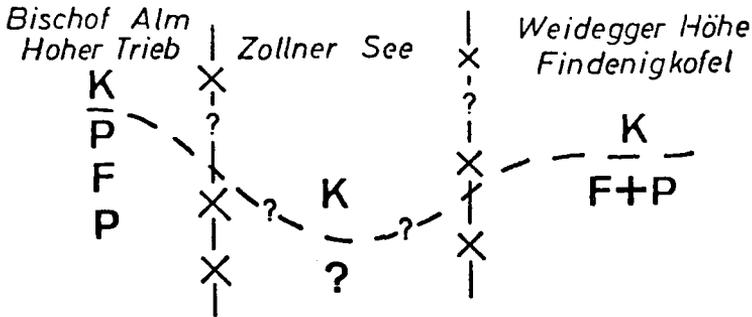


Abb. 2: Faziesverteilung im Silur und Gedinne, schematisch (K = Kieselschieferfazies, P = Plöckener Fazies, F = Findenigentwicklung).

2. a. 2. Siegen bis unteres Eifel

Der „Findenigkalk“¹⁾

Bis 90 m mächtiger, ziegelroter und gelbroter, tonreicher (zirka 20%), bisweilen verdrückte Orthozeren führender Knollenkalk. Die unregelmäßige Bankung (*dm*-Bereich) ist undeutlich. Die Kalkknollen sind flachgedrückt und zeigen meist linsige Gestalt mit einer mittleren Längserstreckung von einigen *cm*. Sie sind gegeneinander durch Ton- bzw. Mergelhäute abgegrenzt, deren Farbton viel intensiver ist als der der Kalksubstanz. Rotbraun herrscht vor, doch wechseln die Farben auch in grün und gelb bzw. verschiedene Mischfarben. Zwischen Kalk- und Tonsubstanz besteht meist ein fließender Übergang. Mikrofaziell handelt es sich um biogenreiche, oft fleckig gefärbte Mikrite. An Biogenen treten vorwiegend Tentakuliten und feiner Schalenbruch, vereinzelt auch Crinoiden in regelloser Verteilung auf. Authigener Pyrit ist selten.

¹⁾ Um Verwechslungen zu vermeiden, wird an Stelle des Begriffes „Orthozerenkalk“, der stets für orthozerenführenden Silurkalk Verwendung fand, dieser Arbeitsterminus verwendet.

In den Dünnschliffen konnten folgende Tentakuliten beobachtet werden:

<i>Crassilina</i> ? sp.	in Probe Nr. 4/82
<i>Nowakia acuaria</i> (RICHTER) ¹⁾	in Probe Nr. 4/82—85
<i>Nowakia</i> cf. <i>holymensis</i> BOUČEK	in Probe Nr. 4/83
<i>Nowakia</i> sp.	in Probe Nr. 4/79 c, 81
Nowakiidae indet.	in Probe Nr. 4/79 a
<i>Paranowakia</i> sp. ²⁾	in Probe Nr. 4/87, 4/315
<i>Styliolina decurtata</i> BOUČEK ?	in Probe Nr. 4/79 a

Der Findenigkalk zeigt schon 20 m unter seiner Hangendgrenze durch eine Wechsellagerung mit hellgrauen, massigen, bis 2 m mächtigen Bänken den Übergang in die Fazies der \pm reinen Kalke des Mitteldevon. Während der Findenigkalk einen Kalkgehalt von zirka 80% (Nr. 4/79 m) aufweist, und damit nach J. GRÜNDEL & H. J. RÖSLER 1963 als Knollenkalk (nach dem Tongehalt: Mergelkalk) zu bezeichnen ist, sind die zwischengeschalteten, massigen Bänke mit 99% Kalkgehalt (Nr. 4/79 d) überaus rein. Die mergeligen Zwischenlagen weisen zirka 60% Kalkgehalt auf (Nr. 4/79 h).

Die stratigraphischen Grenzen innerhalb des Findenigkalkes, dessen Untergrenze an der Wende Gedinne/Siegen liegen dürfte (S. 360), konnten auf Grund seiner mangelnden Fossilführung nicht festgestellt werden. Mit R. SELLI & G. B. VAI 1968 bietet sich als Ems/Eifel-Grenze der Beginn der Wechsellagerung mit den hellgrauen, massigen Bänken an, doch konnte kein Beweis dafür gefunden werden, daß die lithologische und stratigraphische Grenze zusammenfallen.

Die Einschaltung der massigen Bänke erinnert an die Verhältnisse an der E-Seite des Rauchkofels, von wo F. FRECH 1894 aus „Riffkalkbänken“, die mit den roten Kalken wechsellagern, Korallen des Devon beschrieb.

Wenn auch die Rauchkofelfazies der Typuslokalität bis heute nicht eingehend bearbeitet wurde, so stimmt die Ausbildung des Findenigkalkes doch so gut mit den vorhandenen Beschreibungen überein (vgl. H. R. von GAERTNER 1931: 149), daß er dieser Fazies zugeordnet werden kann. Die „Findenigfazies“

E. HABERFELNER 1931: 213 stellte der Graptolithen- und der Kalkfazies des Silur eine „Findenigfazies“ gegenüber: „... d. h., das untere Obersilur³⁾ in Form kieseliger und kalkiger Graptolithengesteine, das obere Obersilur als Orthozerenkalk“. F. HERITSCH 1936 legte die Grenze beider zwischen die Graptolithenzonen 33 und 34.

Mit der Einstufung des Orthozerenkalkes (= Findenigkalkes) in das Devon kommt der Bezeichnung „Findenigfazies“ nur mehr historische Bedeutung zu, denn der restliche Schichtstoß des Silur und Gedinne kann lediglich als Verzahnung von Graptolithen- und Kalkfazies bezeichnet

¹⁾ Von W. L. KLISHEVICH 1968 wird diese Form zu seiner neuen Gattung *Turkestanella* gestellt.

²⁾ Soweit eine Bestimmung aus Schliffen heraus möglich ist, handelt es sich um *P. bohémica* BOUČEK oder *P. intermedia* (BARRANDE).

³⁾ „Obersilur“ im Sinne des heutigen Begriffes Silur.

werden (vgl. H. FLÜGEL 1953, 1964). F. HERITSCH 1936: 174 verwendete den Begriff „Findenigfazies“ auch für diese Wechsellagerung Kiesel-schiefer/Kalke und ordnete sie den „gemischten Graptolithenschiefern“ i. S. von R. RUEDEMANN 1925 (fide F. HERITSCH 1936) zu.

In Profil 2 (S. 381) wird die Unterlage des Findenigkalkes nicht wie in den Profilen 4—8 von einer Wechsellagerung aus Kalken und Kiesel-schiefern, sondern rein aus Kalken gebildet, die sich mikrofaziell mit den biomikritischen Typen der *Alticola*-Kalke und *H. megaera*-Schichten der Cellonetta-Rinne vergleichen lassen. Sie erlauben auch einen Vergleich mit den silurischen und unterdevonischen Kalkbänken der Kalk/Kiesel-schiefer-Wechsellagerungen. [Es entsprechen z. B. die Schichtglieder b) bzw. c) in Profil 2 den höher gelegenen Kalkbänken von e) sowie dem Schichtglied f) in Profil 4 (S. 382).]

Eine Verzahnung von Kalk- und Kieselschieferfazies tritt zu verschiedenen Zeiten mehrfach in den Karnischen Alpen auf. Z. B. die kalkigen Bänke in Kieselschiefern des Wenlock im Nölblinggraben (M. GORTANI 1920, F. HERITSCH 1936), die im E und SE des Findenig auftretende „Fazies di Ramaz“ (R. SELLI 1963)¹⁾, oder die bekannte zweimalige Einschaltung von Graptolithengesteinen in die Kalke der Cellonetta-Rinne.

2. a. 3. Mittleres und oberes Eifel

2. a. 3. α . Die „20 m-Bank“

Diese aus 3 Teilbänken bestehende, zirka 20 m mächtige, mittelgraue Kalkbank bildet durch ihre große Mächtigkeit und ihr morphologisches Hervortreten eines der auffallendsten Schichtglieder am Findenig-Nordhang. Mikrofaziell handelt es sich um biogenführenden (Echinodermen, Tentakuliten) Intrasparit und Pelsparit bis -mikrit, vereinzelt auch um biogenführenden (s. o.) Mikrit. Selten treten (gelegentlich verkieselte) Rugosen, Tabulaten und Stromatoporen auf. Sehr lokal und räumlich beschränkt (weniger als 1 m² Aufschlußfläche) sind endostratische Brekzien ausgebildet, deren Komponenten einige Zentimeter \varnothing erreichen und z. T. aus Resten verkieselter Korallen und Stromatoporen bestehen. Die „20 m-Bank“ führt an der Basis (1/110) Conodonten des mittleren Eifel (*bidentatus*-Zone) und ansonsten solche des oberen Eifel (*kockeliana*-Zone). Authigener Pyrit wurde im unlöslichen Rückstand nur selten beobachtet.

2. a. 3. β . Gebankte Kalke mit Lydit

Die „20 m-Bank“ geht nach oben in *dm*-gebankten, dunkelgrauen Kalk über, der unter dem Mikroskop als radiolarien (?) führender Pelmmikrit erscheint. Nach 3 m folgen 2 m *dm*-gebankter, blauschwarzer Lydit, der von einer 10 m mächtigen Folge verschieden gebankter (*dm*- bis *m*-Bereich), grauer Kalke überlagert wird, die sich unter dem Mikroskop als echinodermen-führender Intrasparit, am Übergang zum Lydit als radiolarien-

¹⁾ Diese Fazies wird auf Grund von Graptolithenfunden der Zonen 19—20 durch M. GORTANI 1920 mit ihrem tieferen Teil in das Valent und untere Wenlock eingestuft. In neuerer Zeit mußten die Bestimmungen älterer Autoren öfters revidiert werden (vgl. H. JAEGER 1968), sodaß zu prüfen wäre, ob nicht die in der Fortsetzung des Findenigkofels gelegene „Fazies von Ramaz“ der Kalk/Kieselschiefer-Wechsellagerung der Findenigentwicklung entspricht.

führender Pelmikrit erweisen. Den Abschluß bildet eine 5 m mächtige, massige Bank mit Hornsteinknollen. Sie ist unter dem Mikroskop als Pelsparit bis -mikrit und Intrasparit zu erkennen und führt reichlich indet. Tentakuliten. Authigener Pyrit konnte beobachtet werden.

Diese insgesamt 20 m mächtige Folge lieferte Conodontenfaunen des oberen Eifel (*hockeliana*-Zone) (vgl. Profil 4, S. 384). So wie in der „20 m-Bank“ treten auch hier vereinzelt Korallen und Stromatoporen (z. T. verkieselt) auf.

Während Lydite nicht nur im Silur, sondern auch im „Hochwipfelkarbon“ schon länger bekannt waren (z. B. H. FLÜGEL, W. GRÄF & W. ZIEGLER 1959), konnten sie nun auch im Devon in 2 Horizonten aufgefunden werden. Sie liegen hier im oberen Eifel (s. o.) und im Oberdevon I α — (β) γ (S. 371) und erweisen sich — so wie der Lydit an der Basis der Hochwipfelschichten (R. SELLI 1963, H. P. SCHÖNLAUB 1968, 1969) — durch das Auftreten in gleicher stratigraphischer Position am Hohen Trieb (H. P. SCHÖNLAUB 1968, 1969) als horizontbeständig.

2. a. 4. Givet

2. a. 4. α . 3—4 m dunkelgrauer Kalk mit \pm s-parallelen, weitständigen (*dm*-Bereich) Tonhäuten. Mikrofaziell handelt es sich um biogenführende (hauptsächlich Echinodermen- und Tentakulitenreste) Pel- bis Intrasparite mit nicht gerichtetem Gefüge. Selten ist ein durch feine Tonlagen oder Korngrößensortierung verursachtes Parallelgefüge zu beobachten. Die Conodontenfaunen zeigen die *varca*-Zone s. l. ¹⁾ an (vgl. Profil 1 und „Blockhorizont“; S. 379 bzw. 393). Authigener Pyrit ist häufig.

2. a. 4. β . Bank ²⁾ mit verkieselten Korallen usw.

2—4 m massiger, vertikal stark geklüfteter, z. T. brekziöser, mittel- bis dunkelgrauer Kalk. Verkieselte Rugosen, Tabulaten und Stromatoporen sowie Hornsteinknollen sind häufig. Diese Bank lieferte ebenfalls Conodonten der *varca*-Zone s. l. (S. 394), authigener Pyrit ist hier hingegen selten.

Da die Kalke des Givet wahrscheinlich nur dem höheren Abschnitt der *varca*-Zone s. l. angehören, wie durch das Vorhandensein der *transversa*-Zone an zwei Stellen (S. 388, 395) angedeutet wird, muß eine die *eiflia*-, *robusticostata*- und vielleicht auch noch die tiefere *varca*-Zone umfassende Schichtlücke angenommen werden. Dieser Hiatus umfaßt im Mittelteil des Findenigkofels (Profil 4) das gesamte Givet, da dort die Eifelkalke parakonform von Kalken des toI α überlagert werden. Die räumliche Ausdehnung dieser Lücke konnte auf Grund der geländemäßigen Schwierigkeiten nicht ermittelt werden.

Die Bank mit verkieselten Korallen usw. ist nicht überall entwickelt, sondern setzt am NE-Hang, im Bereich des Profils 1, auf eine horizontale Erstreckung von zirka 20 m aus (lediglich ein *dm*-großer Block innerhalb

¹⁾ Die von H. P. WITTEKINDT 1965 eingeführte und den höchsten Teil der *varca*-Zone sensu G. BISCHOFF & W. ZIEGLER 1957 umfassende *transversa*-Zone konnte nur an zwei Stellen nachgewiesen werden.

²⁾ In der älteren Literatur ist zwar oft von „Bänken“ die Rede, an der Findenig-Nordseite ist aber nur eine einzige korallenführende Bank entwickelt, wenn man von der unvergleichlich geringeren Fossilführung der Eifelkalke absieht.

des „Blockhorizontes“ [siehe unten] entspricht lithologisch der Korallenbank). Hier zieht der unterlagernde, dunkelgraue Givetkalk morphologisch höher hinauf und wird direkt von Kalken des toIz überlagert.

Was die Korallenbank betrifft, so handelt es sich dort, wo Korallen und Stromatoporen gehäuft auftreten, um eine Brekzie, deren oft *dm*-große Komponenten neben verkieselten und nichtverkieselten Korallen usw. aus pelsparitischen und intrasparitischen Calcareniten bestehen, die sich mikrofaziell nicht von den Eifelkalken unterscheiden. Die Verteilung des Fossilinhaltes ist sehr unterschiedlich. An einigen Punkten (z. B. Probenpunkt B/214 und 275) bestehen die Komponenten der Brekzie fast nur aus Korallen- und Stromatoporenresten; meist ist die Makro-Fossilführung aber erheblich geringer. Die nichtbrekziösen Partien der Bank, die seltener verkieselte Korallen usw. und Hornsteinknollen führen, bestehen aus Intraspariten.

Die zum erstenmal von F. FRECH 1894 beschriebenen verkieselten Korallen und Stromatoporen des Findenigkofels wurden mehrfach bearbeitet (F. FRECH 1896, G. de ANGELIS d'OSSAT 1901, P. VINASSA de REGNY 1908, 1915, J. K. CHARLESWORTH 1915, L. CERRI 1931, A. von SCHOUPPE 1939, 1954), wobei die Autoren aber zu keiner einheitlichen Auffassung über das Alter der Fauna gelangten (oberes Silur bis Mitteldevon). Letzte Revisionen (E. FLÜGEL 1956, H. FLÜGEL 1956) hatten bereits den mitteldevonischen Charakter der Fauna gezeigt, was nun durch die Einstufung in das obere Givet mit Conodonten bestätigt werden konnte.

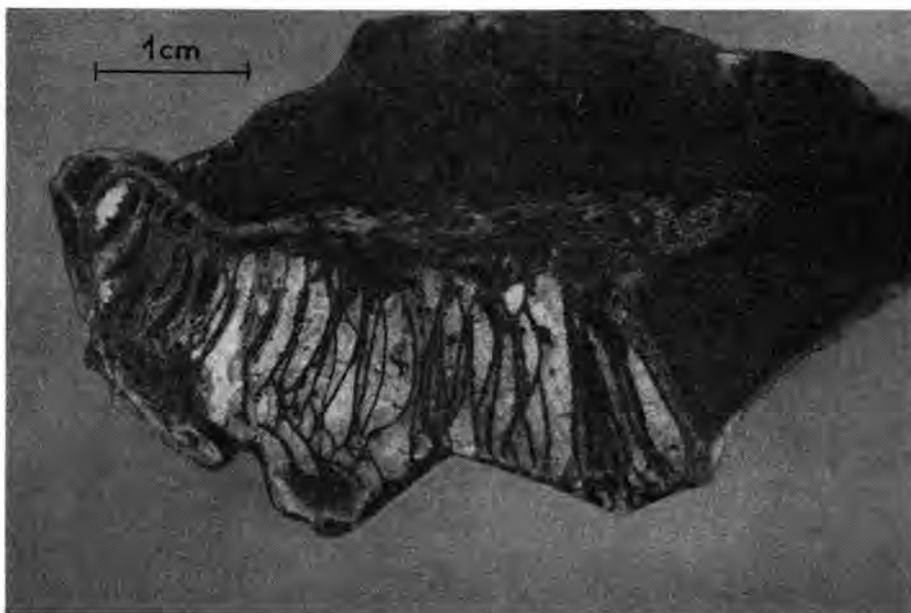


Abb. 3: Partielle Verkieselung einer rugosen Koralle (hell = Kieselsubstanz, dunkel = Kalksubstanz, mit Alycarin rot s gefärbt). Man beachte, daß die Böden z. T. durch SiO_2 ersetzt sind (links), z. T. aber in Kalksubstanz vorliegen (rechts).

Gleichalte Korallenkalke wurden in letzter Zeit von A. FERRARI & G. B. VAI 1966 und A. FERRARI 1968 vom 5 km SE des Findenigkofels liegenden Monte Zermula (Abb. 1) beschrieben. Sie sind dort jedoch weit aus mächtiger (nach A. FERRARI & G. B. VAI 1966 über 100 m) als am Findenigkofel. Ob zwischen diesen beiden Korallenkalken primäre Zusammenhänge existieren, kann vor der in Angriff genommenen Neubearbeitung der Findenig-Korallen noch nicht entschieden werden.

Die Verkieselung der Fossilien betrifft einerseits die Hohlräume, andererseits das Kalkskelett selbst und erfaßt oft nur Teile eines Fossils (Abb. 3.) Z. T. sind die Fossilien auch von Hornsteinknollen umschlossen. Auffallend ist, daß verkieselte und nicht verkieselte Fossilien direkt nebeneinander liegen, wobei die nicht verkieselten wahrscheinlich einen weit größeren Anteil an der Fauna haben, nur treten auf verwitterten Oberflächen die Verkieselungen wesentlich deutlicher hervor.

Als Lieferant für die Kieselsäure könnten die vereinzelt noch zu beobachtenden Schwammspiculae und die Radiolarien gedient haben. In diesem Zusammenhang ist es interessant, daß Radiolarien sowohl im Eifel als auch in den silurischen und unterdevonischen Kieselgesteinen und Kalken zum größten Teil in Kalziterhaltung vorliegen.

Der „Blockhorizont“

Während die Givetkalken im E- und W-Teil des Findenig deutliche, massige Bänke bilden, lösen sie sich im NE-Hang in einen auf eine Länge von zirka 70 m aufgeschlossenen Blockhorizont auf, in dem bis metergroße Kalkblöcke durch braune, teilweise sandige Tonschiefer voneinander getrennt werden. Neben den Givetkalken sind auch noch die tiefsten Partien (*m*-Bereich) der darüberliegenden, \pm reinen Oberdevonkalke in diesen Blockhorizont mit einbezogen, sodaß seine Mächtigkeit etwa 6 m erreicht. Die Blöcke sind entsprechend ihrem Alter geordnet, d. h. die dunkelgrauen Givetkalken mit Tonhäuten (2. a. 4. α) liegen am tiefsten, die Oberdevonkalke am höchsten (S. 394). Die Korallenbank in der Mitte ist, wie oben erwähnt, nicht durchgehend entwickelt und zeigt nur an ihrem östlichen Ende, im Bereich des Probenpunktes B/214 eine Auflösung in Blöcke.

Die zwischengelagerten Tonschiefer, die die Blöcke im allgemeinen mit einer Schichte von einigen Zentimetern oder weniger ummanteln, an einer Stelle jedoch auf über 1 m Mächtigkeit anschwellen, gleichen den oberdevonischen Tonschiefern (siehe unten) und lassen auf Grund ihrer deutlichen sedimentären Schichtung in der genannten Anschwellung und der fehlenden Umprägung eine tektonische Entstehung des Blockhorizontes (H. FLÜGEL 1964) ausschließen.

Der Übergang zur normalen Bankung ist im E nicht aufgeschlossen. Gegen W geht der tiefere Anteil des Blockhorizontes in dünnbankige Kalke über, während darüber noch die Blockbildung beobachtet werden kann. Weiter gegen W sind die Schichten ebenfalls unter der Vegetationsdecke verborgen.

Die Unterlage des Blockhorizontes tritt an einer Stelle mit dem Eifel-Lydit zutage. Proben im unmittelbaren Hangenden des Lydites (B/250, 251) lieferten zwar Eifelfaunen, doch erlauben die übrigen spärlichen

Faunen dieses Bereiches keine Abgrenzung Eifel/Givet. Da keine Leitformen des tieferen Givet gefunden wurden, ist anzunehmen, daß auch hier eine Schichtlücke vorhanden ist.

Die Genese des Blockhorizontes ist unklar. Es könnte sich u. a. um eine endostratische Bildung mit zusätzlicher Schüttung von Riffschutt (= Korallenbank) handeln. Dafür würde sprechen, daß die Korallenbank innerhalb des Blockhorizontes \pm einheitlich entwickelt und nur geringfügig in Blöcke aufgelöst ist. Man müßte bei dieser Deutung aber während des oberen Givet und toI α ganz lokal den gleichen Bildungsmechanismus annehmen (etwa, daß gleichzeitig aber mit örtlich sehr verschiedener Intensität Kalk und Ton sedimentiert wurden und bei der endostratischen Auflösung in Blöcke diese in den Tonschlamm einsanken. Dazu kam eine kurzfristige und nur Teilräume umfassende Schüttung von Riffschutt).

Eine andere Bildungsmöglichkeit bestünde darin, daß die Blockbildung in allen stratigraphischen Niveaus gleichzeitig stattgefunden hat (stratigraphische Ordnung der Blöcke!). Dagegen spricht die \pm unversehrte Korallenbank in der Mitte des Horizontes. Die Bildungszeit wäre dann aber mit toI(β) γ (obere *Pol. asymmetrica*-Zone) festgelegt, weil Kalke des toI α mit einbezogen sind und der ganze Blockhorizont von Knollenkalken des toI(β) γ - δ überlagert wird.

Schließlich muß auch noch in Betracht gezogen werden, daß das ganze Schichtpaket Obergivet-toI α in \pm verfestigtem Zustand als Gleitmasse abgerutscht ist und der Schichtverband z. T. in Blöcke zerbrach, z. T. aber erhalten geblieben ist¹⁾. Das örtliche Fehlen der Korallenbank könnte dabei auf eine Abquetschung zwischen den dunklen Givetkalken und Oberdevonkalken zurückzuführen sein. Der Zeitpunkt wäre bei einem solchen Vorgang so wie oben wieder im toI(β) γ zu suchen.

Ähnliche Bildungen wurden bis jetzt aus den Karnischen Alpen nicht beschrieben. Die derzeitigen Aufschlußverhältnisse erlauben keine räumliche Erfassung des Blockhorizontes und Feststellung von eventuell vorhandenen Fließrichtungen oder dergleichen, sodaß eine Deutung der Genese, die sich zurzeit nur unzureichend begründen ließe, vermieden wird.

Die „Lodinformation“

Nach der typischen Serienausbildung am Findenigkofel stellte R. SELLI 1963 den Begriff der „formazione di Monte Lodin“ auf. Sie ist durch das Auftreten von „biostromen“ Bänken in der pelagischen Fazies charakterisiert und besitzt nach M. MANZOI 1965 eine weite Verbreitung. Am Findenigkofel beginnt die „Lodinformation“ mit der Wechsellagerung hellgrauer, massiger Bänke mit dem Findenigkalk und reicht bis in das Oberdevon, wo die letzten massigen Bänke Conodontenfaunen des toI(β) γ und toI δ (vgl. Profile 1 und 5, S. 379, 385) lieferten. Die Untergrenze der „Lodinformation“, die an der N-Seite biostratigraphisch nicht fixiert werden konnte, wird von R. SELLI & G. B. VAI 1968 an die Ems/Eifel-

¹⁾ Ähnliche Bildungen kleineren Ausmaßes an der Wende Mittel-/Oberdevon wurden z. B. von D. STOPPEL & J. G. ZSCHEKED 1963 aus dem Westharz beschrieben.

Grenze gelegt. Wie bereits M. MANZONI 1965 feststellte, erreicht (wie fast überall in den Karnischen Alpen) die \pm reine, massige Kalkentwicklung auch am Findenigkofel im Mitteldevon ihr Maximum.

Während R. SELLI 1963 diese „Lodinformation“, der damaligen Ansicht über das Alter der verkieselten Korallen folgend, noch in den Übergangsbereich Silur-Devon gestellt hatte und G. FLAJS, H. FLÜGEL & St. HASLER 1963 die Revisionsbedürftigkeit dieser Einstufung aufzeigten, konnte M. MANZONI 1965 die stratigraphische Reichweite mit Mitteldevon bis Oberdevon festlegen, was mit den Ergebnissen dieser Arbeit übereinstimmt. Die Ansicht von M. MANZONI, daß die verkieselten Korallen bis in das Oberdevon reichen, kann allerdings nicht bestätigt werden, vielmehr reichen sie an der N-Seite nicht über die *tm/to*-Grenze hinaus.

2. b. Oberdevon

Manticoceras- und *Cheiloceras*-Stufe sowie Teile der *Platyclymenia*- und *Wocklumeria*-Stufe.

Die massige Entwicklung des oberen Givet setzt sich noch bis ins obere toI α (mittlere *Pol. asymmetrica*-Zone) mit einem 2–3 m mächtigen, mittel- bis dunkelgrauen, intrasparitischen Kalk fort, der in den zuvor beschriebenen Blockhorizont mit einbezogen ist (S. 393).

Darüber folgen bis 35 m mächtige, braune bis olivgraue und lichtrote, biogenführende (feine, indet. Schalenklappen bis 1 mm Länge), mikritische Knollenkalk. Sie unterscheiden sich vom Findenigkalk durch die strenge Trennung der Kalk- und Tonsubstanzen und die \pm regelmäßige, s-parallele Anordnung der Knollen. Die die Kalkknollen seitlich begrenzenden Tonhäute liegen sehr oft in einem schief zum ss liegenden Flächensystem. Bisweilen nimmt der tonige Anteil stark überhand, sodaß die Kalkknollen isoliert in der Tonsubstanz schwimmen. Im allgemeinen weisen die oberdevonischen Knollenkalk eine Bankung von mehreren dm auf. Sie lassen sich in ihrer lithologischen Ausbildung sehr gut mit den oberdevonischen Knollenkalken Deutschlands vergleichen (z. B. J. GRÜNDEL & H. J. RÖSLER 1963). Nach R. SELLI 1963 werden die Kalkknollen im höheren Bereich (toII) durch einem Fe-Mn-Zement verbunden. Stratigraphisch reichen sie innerhalb der Schichtfolge bis maximal ins obere toII β , doch endet die kalkige Folge auf Grund der unterkarbonen Erosion auch schon mit toI und toII α . In der Störung C (S. 378) eingeklemmte Reste beweisen aber, daß die Sedimentation ursprünglich mindestens bis in das toVI (mittlere und obere *costatus*-Zone) fort dauerte, oder daß zumindest im toIII und toVI sedimentiert wurde (S. 372).

Im unteren Drittel der Knollenkalk (toI) schalten sich m-mächtige Bänke reinen Kalkes ein. Sie lieferten Conodontenfaunen des toI(β) γ (5/106) und toI δ (1/56).

Im Mittelteil des Findenig, im Bereich der Profile 3 u. 4, werden die über dem reinen, massigen Kalk des toI α folgenden Knollenkalk und massigen Bänke faziell von zirka 3 m mächtigen grünlichbraunen Tonschiefern mit dünnen, maximal 10 cm mächtigen, teilweise fleischroten, meist jedoch dunkelgrauen Lyditbänkchen (vgl. S. 382) ersetzt. Darin eingelagerte, dm-große Kalklinsen lieferten Conodontenfaunen des toI (3/282, 284, 4/199).

Eine Deutung dieser Tonschiefer als Rückstandstone kommt auf Grund ihrer Mächtigkeit (bezogen auf die Verhältnisse im benachbarten Profil 1) nicht in Betracht. Bei einem Kalkgehalt der Knollenkalke von zirka 80% (1/128, 5/107 sowie 188) und des \pm reinen Kalkes der massigen Bänke von zirka 97% (1/56) hätte man mit etwa 1·3 m Rückstandstone zu rechnen. Die Tonschiefer besitzen aber eine Mächtigkeit von zirka 3 m. Die geringe Horizontbeständigkeit der massigen Bänke (in Profil 1 toI δ , in Profil 5 toI[β] γ) zeugt ebenfalls von stark wechselnden Faziesverhältnissen im höheren toI.

An verschiedenen Stellen kommen am Findenigkofel isolierte Reste von Oberdevon vor:

1. Im Bereich des Profils 7:
 - a) Eine flache Schuppe von zirka 15 m Länge und 3 m Mächtigkeit aus Knollenkalken des toII α — β (7/163, Tab. 5).
 - b) An mehreren Stellen eingeklemmt in der großen Störung C zwischen Hauptgipfel und westlichem Vorgipfel (Vermessungspkt. 1956). Probe 7/X7: Mischfauna aus Formen des toIII α und toIII β —toVI (S. 392).
 - c) Unterhalb der Kriegsstraße, ebenfalls eingeklemmt in der Störung C, die dort silurische Kieselschiefer von Hochwipfelkarbon trennt. Probe 7/X 6: toVI (S. 392).
2. Auf der E-Schulter des Berges. Hier ist das Oberdevon an mehreren Stellen durch Absenkung an sehr steilen Störungen erhalten geblieben. Probe E/321: toI(β) γ .
3. Am NE-Hang werden durch den Steig, der auf den Findenig führt, unterhalb des Probenpunktes E/113 (vgl. Abb. auf Tab. 7) grünlich-braune Tonschiefer aufgeschlossen, wie sie nur im Blockhorizont und im toI auftreten.

Am wichtigsten sind die Proben 7/X6 und 7/X7, denn sie zeigen, daß zumindest im toIII und toVI Kalke sedimentiert wurden.

Vor der Ablagerung des Hochwipfelkarbon erfolgte eine Schrägstellung und Zerbrechung, wobei die im Bereich des Profils 4 liegende Störung A (S. 383) bereits wirksam war, denn das Hochwipfelkarbon transgredierte beiderseits dieser Störung über toII bzw. toI (S. 385).

3. Karbon

3. a. Hochwipfelkarbon

Das Hochwipfelkarbon bildet mit pflanzenführenden, bräunlichen und grüngrauen Grauwacken und schwarzen Tonschiefern den Abschluß der Schichtfolge des Findenigkofels. Es erreicht am westlichen Vorgipfel (Pkt. 1956) etwa 180 m Mächtigkeit, am Findenig selbst aber höchstens 40 m, meist sogar erheblich weniger. Bedingt durch die rezente Morphologie wird es stellenweise (Profil 4) nur wenige Meter mächtig, oder fehlt überhaupt.

Pflanzenreste (es handelt sich durchwegs um schlecht erhaltene Stämme von *Asterocalamites* [?], bis 10 cm lang und 3 cm breit, ein Abdruck erreicht 30 cm Länge und 10 cm Breite) fanden sich, eingebettet in mürbe, braungraue Grauwacke, an zwei Stellen in größerer Anzahl (vgl. Abb. in Tab. 7):

1. Auf der Verebnung am SE-Rücken des Findenigkofels, bei Probenpunkt 127.
2. In einer Stellung aus dem ersten Weltkrieg, W Probenpunkt 1/128. An keinem der 10 gesammelten Exemplare konnten Nodallinien beobachtet werden, was aber auch auf den schlechten Erhaltungszustand zurückzuführen sein könnte.

Während das Hochwipfelkarbon am SE-Rücken und W-Abhang anscheinend ungestört den oberdevonischen Knollenkalken auflagert, ist im N-Hang, zwischen den Profilen 1 und 4, die Grenze eine Störung mit zirka 80/60 S, die, wie Schleppungen zeigen, zu einer Abschiebung des Hochwipfelkarbon führte.

In einer ehemaligen Kriegsstellung, 10 m unter der Grathöhe und etwa 80 m E des Gipfels (= zirka 30 m E der Einsattelung zwischen Gipfel und E-Rücken), ist der sedimentäre Kontakt zwischen den oberdevonischen Knollenkalken und dem Hochwipfelkarbon aufgeschlossen (Abb. 4). In den Kalken des $toII\alpha$ ist eine etwa 1.5 m breite und 50 cm tiefe Erosionsrinne eingeschnitten, die durch schwarze Tonschiefer des Hochwipfelkarbon ausgefüllt wurde. Darüber folgt *dm*-gebankte Grauwacke, in der die oben erwähnte Störung verläuft. Die unmittelbar an das Hochwipfelkarbon grenzenden Partien des Knollenkalkes sind gegenüber dem wenige cm tiefer gelegenen Bereich sehr stark ziegelrot und ockergelb verfärbt, während die Kalkknollen selbst eine graue Farbe aufweisen. Der Kalkgehalt in dieser Verfärbungszone beträgt nur 55% gegenüber durchschnittlich 80% im restlichen Knollenkalk, was auf eine Auslaugung in einer alten Verwitterungszone zurückzuführen sein könnte. Im Dünnschliff und

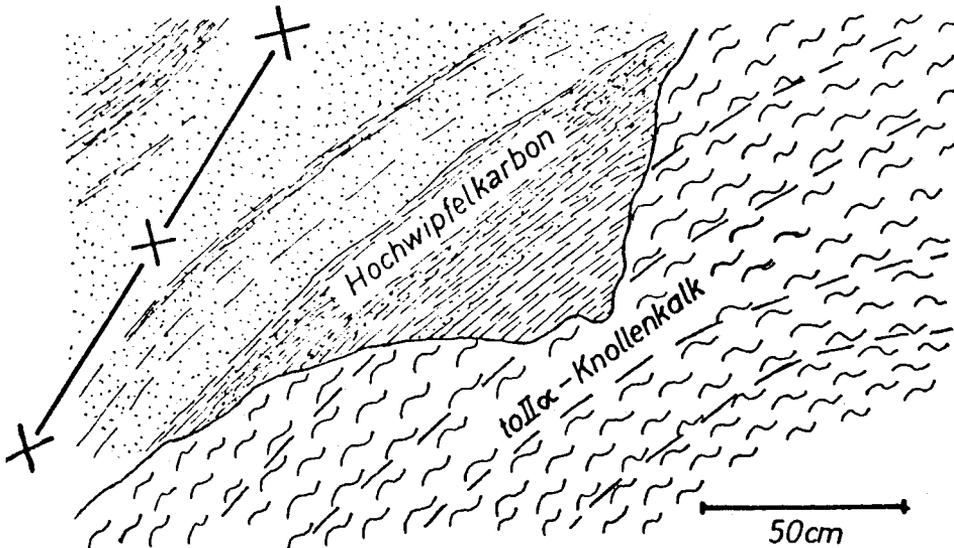


Abb. 4: Sedimentärer Kontakt zwischen Kalken des $toII\alpha$ und Hochwipfelkarbon (Aufschlußbereich).



Abb. 5: Sedimentärer Kontakt zwischen Kalken des to IIx (unten) und Hochwipfelkarbon (oben) (Anschliff).

Anschliff (Abb. 5) ist die Grenze sehr scharf; einzelne Körner der Unterlage sind im Hochwipfelkarbon eingebettet. R. SELLI 1963 beschreibt ähnliche Formen des Kontaktes zwischen Hochwipfelkarbon und ihrer Unterlage und deutet sie z. T. als alte Bodenbildungen.

Die im Gebiet des Hohen Trieb immer an der Basis des Hochwipfelkarbon beobachtbaren Lydite (H. P. SCHÖNLAUB 1968, 1969) treten am Findenigkofel nur vereinzelt (Profil 1 und 7 B) und nur in einem Fall (Profil 1) mit hellgrauen bis -blauen Typen auf.

Stellenweise konnte in den Karnischen Alpen eine Fortsetzung der Kalksedimentation bis ins Unterkarbon festgestellt werden. Die Unterkarbonkalke der Grünen Schneide (Gattendorfia-Pericyclusstufe nach K. J. MÜLLER, in H. FLÜGEL, W. GRÄF & W. ZIEGLER 1959) sind seit H. R. VON GAERTNER 1931 bekannt. Am Monte Zermula (Abb. 1) stellten A. FERRARI & G. B. VAI 1966 und M. MANZONI 1966 Kalke fest, die noch bis in das cu IIIx reichen können. W. ZIEGLER 1968 wies allerdings darauf hin, daß nicht alle Zonen nachgewiesen wurden und an der Wende Devon/Karbon die Ausbildung einer Schichtlücke wahrscheinlich ist. Demgegenüber konnte am Hohen Trieb durch H. P. SCHÖNLAUB 1968 eine durchgehende Sedimentation bis ins cu IIx nachgewiesen werden.

Wenn auch F. FRANCAVILLA 1966 auf Grund sporenanalytischer Untersuchungen die Hochwipfelschichten in das Namur bis Westfal B einstuft, so muß auf Grund des Auftretens von conodontenführenden Kalken des

Unterkarbon im Hochwipfelkarbon des Plöckengebietes (G. FLAJS & P. PÖLSLER 1965, und P. PÖLSLER 1967) der Beginn der sandig-tonigen Sedimentation doch noch im Unterkarbon angesetzt werden.

Die bei P. PÖLSLER 1967 angegebenen Fundpunkte und Faunen können nun ergänzt und präziser eingestuft werden (det. H. P. Schönlaub):

Station 1691 S: *Gnathodus semiglaber* BISCHOFF

Einstufung: cuI(?), cuII β / γ —cuIII β

Station 2180 S: *Gnathodus girtyi* HASS

Gnathodus hamatus GEDIK

Gnathodus semiglaber BISCHOFF

Gnathodus cf. *texanus* ROUNDY

Einstufung: cuII β / γ (?) bis cuIII β

Station 2188 S: *Geniculatus claviger* (ROUNDY)

Gnathodus delicatus BRANSON & MEHL

Gnathodus cf. *semiglaber* BISCHOFF

Gnathodus texanus ROUNDY

Ozarkodina roundyi (HASS)

Prioniodina alatoidea (COOPER)

Spathognathodus campbelli REXROAD

Einstufung: cuIII α — γ

Die bis jetzt vorliegenden Daten lassen aber, da die Kalke im Plöckentunnel nicht ganz genau eingestuft werden konnten und z. B. nur dem cuIII β bzw. cuIII γ angehören könnten, noch keine Überschneidung der von unten her durchlaufenden Kalksedimentation und der Ablagerung des sandig-tonigen Hochwipfelkarbon erkennen. Es dürften vielmehr, wie die Erosion eines Großteils der Oberdevonkalke (S. 385) und vereinzelt zu beobachtende alte Bodenbildungen (R. SELLI 1963 und S. 374) zeigen, größere Bereiche im Unterkarbon trocken gelegen sein. Im Findenigebereich wurden die oberdevonischen Knollenkalke bis auf das toII β und toII α , im Extremfall sogar bis auf das toI (S. 385) erodiert, wobei eine Sedimentation im toIII und toVI aber gesichert ist (S. 372). Zudem zeigt das Übergreifen des Hochwipfelkarbon über Schichten verschiedensten Alters (Ordovizium bis Unterkarbon, vgl. H. FLÜGEL, in H. FLÜGEL, W. GRÄF & W. ZIEGLER 1959 und H. P. SCHÖNLAUB 1968, 1969), daß die Reliefbildung vor Einsetzen der sandig-tonigen Sedimentation sehr stark gewesen sein muß.

Nach F. HERITSCH 1936 und R. SELLI 1963 weist das Hochwipfelkarbon Flyschcharakter auf. F. TESSENHORN 1968 hat dies auch im Raum der Karawanken festgestellt. Während die zeitliche Stellung im variszischen Orogen, die Mächtigkeit und Ausschnitte der Sedimentation dafür sprechen, ergeben sich Schwierigkeiten, wenn man die biologischen Kriterien betrachtet. Wenn auch Spurenfossilien beobachtet werden können, so dürfen doch die meist gehäuft auftretenden Pflanzenreste nicht ignoriert werden. Es zeigt dies, daß die Deutung des Hochwipfelkarbon als Flyschfazies nicht kritiklos übernommen werden kann. Die Behandlung dieser Probleme muß aber eigenen Untersuchungen vorbehalten bleiben, welche aus dem kleinräumigen Gebiet des Findenigkofel heraus nicht möglich sind.

3. b. Auernigschichten

Im N und W stoßen an das Altpaläozoikum + Hochwipfelkarbon des Findenigkofel oberkarbone, vorwiegend klastische Auernigschichten der „unteren kalkarmen-“ und „unteren kalkreichen Gruppe“ (F. HERITSCH, F. KAHLER & K. METZ 1934). Sie füllen den Kessel der Ahornacher Alm und ziehen gegen W über die Hochfläche des Zollner See-Gebietes, wo unter ihnen in zahlreichen Erosionsfenstern graptolithenführende Kiesel-schiefer und Lydite auftauchen (S. 363). Im E des oben genannten Kessels bauen sie den Waschbühelkamm auf und ziehen weiter in die östlichen Karnischen Alpen, wo sie flächenmäßig wesentlich an Bedeutung gewinnen. Die Auernigschichten des von der Törlhöhe zur Weidegger Höhe ziehenden Waschbühelkammes wurden u. a. von K. METZ 1935 und H. FLÜGEL 1962 untersucht.

K. L. GAURI 1965 äußerte die Ansicht, daß die Auernigschichten auf Grund ihrer morphologischen Tiefenlage in diesem Raum fensterartig unter dem Altpaläozoikum auftauchen. Ein Beweis für diese Auffassung konnte nicht gefunden werden, vielmehr dürfte eine steile Störung die Grenze gegen den Findenigkofel bilden, wie dies auch aus dem Luftbild hervorgeht. An der Törlhöhe und am W-Ende des Findenigkofels dürften sie allerdings normal transgressiv der liegenden Schichtfolge auflagern, wie es seit G. GEYER 1895 angenommen wird. Der Kontakt mit dem Hochwipfelkarbon kann erst etwa 1.5 km weiter westlich, zwischen Kleinem Trieb und Zollner, auf einem der zum Zollner See führenden Wege als Winkel-diskordanz beobachtet werden.

Tektonik

Wie bereits gezeigt, werden im Findenig-N-Abfall Kalke und Kiesel-schiefer des Unterdevon tektonisch von einem Schichtstoß aus Kalken, Kiesel-schiefern und Lyditen überlagert, der in unterbrochener Folge vom oberen Valent (?) bis ins Oberdevon II β reicht. Den Abschluß bildet sandig-toniges Hochwipfelkarbon. Die Überschiebungsbahn ist im Gelände nicht direkt beobachtbar, da sie durch Hangschutt und Vegetation verdeckt bzw. unzugänglich ist. Nur in Profil 7 A konnte an der Basis der silurischen Kiesel-schiefer ein Zerreibungshorizont beobachtet werden, doch ist er nur sehr lokal aufgeschlossen (*m*-Bereich), sodaß über die Raum-lage der Überschiebungsbahn keine Aussage gemacht werden kann. Daß es sich um eine Überschiebung handelt, ergibt sich zwangsläufig aus:

1. der stratigraphischen Abfolge der einzelnen Schichtglieder, die auf Grund zahlreich zu beobachtender Geopetalgefüge eine normale Lagerung aufweisen und keinesfalls z. T. invers liegen, wie es bei einer Deutung als N-vergente Faltung durch P. VINASSA de REGNY und M. GORTANI (z. B. P. VINASSA de REGNY 1908) erforderlich wäre ¹⁾.

2. Der faziellen Verschiedenheit der Liegend- und Hangend-Einheit (S. 361). Sie weist der Hangend-Einheit in der primären Faziesverteilung einen Ablagerungsbereich zwischen der vorwiegend kalkigen Entwicklung

¹⁾ Die beiden Autoren deuteten den Kiesel-schieferkomplex als Kern eines Luft-sattels und die darunterliegenden Kalke als sehr enge, liegende Synklinale.

der Liegend-Einheit und der bis ins Gedinne reichenden reinen Kiesel-schieferfazies zu, wie sie z. B. im Raum der Bischofalm entwickelt ist (H. JAEGER 1968) (Abb. 6).

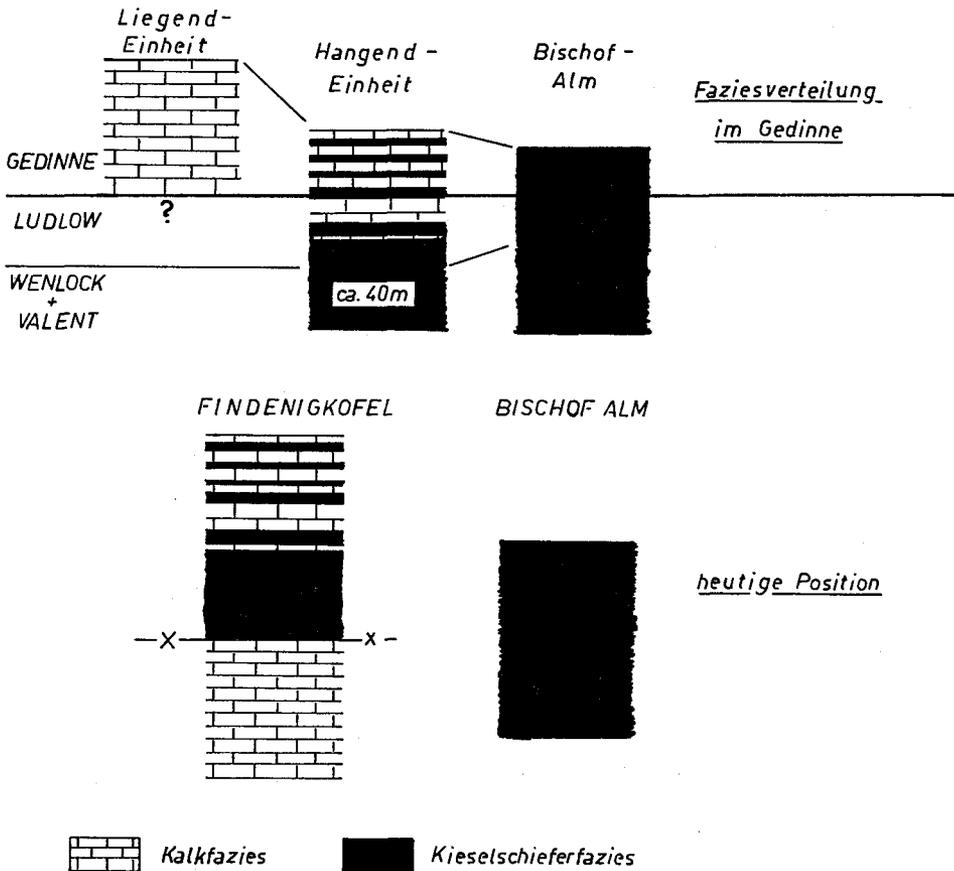


Abb. 6: Position der Liegend- und Hangend-Einheit während des Gedinne und heute

Für die Zeit der Überschiebung kommen die unmittelbar vor und nach der Ablagerung des Hochwipfelkarbon wirksam gewesen tectonischen Phasen in Betracht, denn der Zug des Findenigkofel wird im E und W von oberkarbonen Auernigschichten transgressiv überlagert (S. 376). Während die tectonischen Vorgänge zwischen der Ablagerung des Hochwipfelkarbon und den Auernigschichten eindeutig auf die asturische Phase bezogen werden können (Ende des Hochwipfelkarbon nach F. FRANCAVILLA 1966 im Westfal B, Beginn der Auernigschichten nach W. BERGER 1960 mit hohem Westfal D), ist eine Zuordnung der tectonischen Vorgänge vor Beginn des Hochwipfelkarbon nicht so klar, denn die Sedimentation über-

schreitet sowohl die Devon/Karbon- als auch die Unterkarbon/Oberkarbon-Grenze (S. 374). Während F. HERITSCH 1936 und H. FLÜGEL 1964 die bretonische Phase betonen, räumt R. SELLI 1963 der sudetischen Phase die meiste Wirksamkeit ein. Vor Erörterung solcher Fragen und ob überhaupt auf eine der beiden Phasen direkt Bezug genommen werden kann, müßte die Untergrenze des Hochwipfelkarbon stratigraphisch eindeutig fixiert werden können.

Der Stockwerkbau setzt sich nach W in die Ahornacher Wand fort.

Im übrigen wird die Tektonik am Findenigkofel von Brüchen (besonders von einem System zirka 80/50 N und einem zweiten, zirka 150/50—70 E) beherrscht, die besonders nach Ablagerung des Hochwipfelkarbon (asturische Phase) wirksam waren. Die zum erstgenannten System gehörende große Störung C (Taf. 2) bewirkte eine Absenkung der Ahornacher Wand um zirka 200 m, was bereits F. FRÉCH 1894 beschrieb. Er nahm einen gleichzeitig erfolgten N-Schub des W-Teiles (Ahornacher Wand) an, ohne diesen Vorgang zu begründen.

Das Auftreten von Knollenkalk-Resten des to II, to III α +to III β —to VI (Mischfauna) und to VI (wobei die jüngste Schuppe am tiefsten und die älteste am höchsten liegt, S. 392) entlang dieser Störung läßt sich nur dadurch erklären, daß ein bereits S-fallender, oberdevonischer Schichtstoß durch die „vor-hochwipfelkarbone“ Erosion angeschnitten wurde, und es bei Ausbildung der Störung zu einer (relativen) Abwärts- und Nordwärtsbewegung der Ahornacher Wand gekommen ist. Dadurch wurden die weiter im S gelegenen höher oberdevonischen Kalke weiter nach N und unten gebracht und konserviert.

Ebenso wie an der Störung C wurden im E an einer Störung zwischen Findenigkofel und Törlhöhe die Schichtfolge um zirka 80 m abgesenkt, sodaß die (durch Staffelbrüche kleineren Ausmaßes weiter zerlegte) Hauptmasse des Findenig die E- und W-Teile als Horst überragt.

Am E-Hang und auf der SE-Schulter sind die Verhältnisse durch die Bruchtektonik charakterisiert. Findenig-, Eifel-, Givet- und Oberdevonkalk sowie Hochwipfelkarbon liegen nebeneinander (vgl. geolog. Karte).

Schwer überschaubar und durch die Schwierigkeiten des Geländes kaum lösbar sind die tektonischen Verhältnisse in der Ahornacher Wand. Die charakteristische „20 m-Bank“ erscheint nur an zwei Stellen. Die eine, am E-Ende der Ahornacher Wand, ist relativ gut zugänglich und durch Profil 7 C erfaßt (S. 391). Hier ist die „20 m-Bank“ beiderseits durch Störungen begrenzt. Es wäre denkbar, daß der durch Bruchtektonik geprägte Schichtstoß einschließlich des oberen Eifel und des vielleicht vorhanden gewesenen unteren Givet der Erosion ausgesetzt war (die Schichtlücke im unteren und mittleren Givet läßt dies möglich erscheinen) und dabei in den Horsten die „20 m-Bank“ gekappt wurde.

Diese Möglichkeit wurde bei der stark schematisierenden Darstellung der Ahornacher Wand in Taf. 2 jedoch nicht berücksichtigt, außerdem fehlen bis jetzt Anhaltspunkte für eine tektonische Phase während dieser Zeit in den Karnischen Alpen.

Profilbeschreibungen

Zur Lage der Profile siehe Taf. 1 und 2.

Profil 1

(Proben Nr. 50 A, 56—78 A, 109, 110, 128, 200—204, 210, 225, 276, 277, 316—318; Tab. 1.)

Schichtfolge

- h) Hangend: Sandiges Hochwipfelkarbon mit Pflanzenresten; Unter- bis Oberkarbon.
- g) 35 m meist *dm*-gebankte Knollenkalke, grau und rötlich (Proben Nr. 50 A, 57 A, 58 A, 128), mit einer 4 m mächtigen, hellgrauen Bank (56) im unteren Drittel und 2—3 m mächtigen basalen, hellgrauen, ebenso wie die 4 m-Bank \pm reinen Kalken (59, 210, 225, 316—318), die z. T. noch in den liegenden Blockhorizont (f) mit einbezogen sind; Oberdevon I α bis II β .
- f) 6 m Blockhorizont (vgl. S. 393), zum größten Teil (siehe Schichtglied g) der *varca*-Zone s. 1. (oberes Givet) angehörend (60, 61, 200—204); oberes Givet bis to I α .
- e) 1—2 m grauer, massiger (?) Kalk (62 A, B, 63 B), schlecht aufgeschlossen; oberes Eifel.
- d) Zirka 1·5 m schwarzer, *dm*-gebankter Lydit (63 A), schlecht aufgeschlossen; oberes Eifel.
- c) Einige Meter grauer Kalk (64, 65, 276, 277), schlecht aufgeschlossen; oberes Eifel.
- b) Zirka 15 m „20 m-Bank“; teilweise brekziöser, spärlich verkieselte und nicht verkieselte Korallen führender, grauer, massiger Kalk (66, 66 A, 109, 110); mittleres bis oberes Eifel.
- a) Liegend: Zirka 30 m Findenigkalk, in den oberen 10 m wechsellagernd mit hellgrauen, *dm*- bis *m*-mächtigen Kalken (67—78 A); Siegen (?) bis unteres Eifel.

Stratigraphische Gliederung

Die Schichtfolge beginnt hier mit dem höheren Teil des Findenigkalkes (a). Er lieferte 10 m über der aufgeschlossenen Basis (74 A) *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL), die nach G. BISCHOFF & D. SANNE-MANN 1958 das Ems nicht erreicht. Diese Form wurde aber von R. SCHULZE 1968 noch aus dem unteren Ems der Karawanken beschrieben, sodaß es möglich wäre, daß die Schichtfolge dieses Profils erst mit dem Ems beginnt. Die eventuell vorhandene Siegen/Ems- und die Ems/Eifel-Grenze konnten auf Grund der spärlichen Conodontenführung des Findenigkalkes nicht ermittelt werden. In Probe 72, etwa 6 m unterhalb der ersten hellgrauen Bank im Findenigkalk, wo mit Vorbehalt die tu/tm-Grenze angenommen wird (S. 365), tritt *Icriodus woschmidti* ssp. PÖLSLER 1969 auf. Dieselbe Form wurde auch in Profil 2 im Siegen (?) beobachtet (Probe 2/187). Auf Grund der Nähe der tu/tm-Grenze ist ein Ems-Alter der Probe 72 wahrscheinlich, doch kann bei der unsicheren Grenzziehung im Findenigkalk eine Einstufung in das Siegen nicht ganz außer Betracht gelassen werden.

Die „20 m-Bank“ (b) führt an der Basis (110) mit *Spathognathodus obliquus* WITTEKINDT eine Leitform der *bidentatus*-Zone (mittleres Eifel), sodaß für den Findenigkalk eine stratigraphische Reichweite bis einschließlich der *corniger*-Zone (unteres Eifel) gegeben ist. Der höhere Teil der „20 m-Bank“ (109) führt *Polygnathus angusticostata* WITTEKINDT (mittleres bis oberes Eifel) und wird auf Grund der Ergebnisse aus Profil 4, wo in dieser Position schon *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER auftritt, bereits der *kockeliana*-Zone zugerechnet. Aus den darüber folgenden, grauen Kalken (c) lieferte nur Probe 64 mit *Polygnathus kockeliana* eine Leitform der gleichnamigen Zone. Der graue Kalk (e) über dem Lydit (d) brachte keine stratigraphisch brauchbare Fauna, doch gehören beide auf Grund der Ergebnisse in Profil 4 in die *kockeliana*-Zone.

Im Blockhorizont (f) führen die Proben 60 und 204 Faunen der *varca*-Zone s. l. (oberes Givet). Die höchstgelegenen Blöcke (59, 210, 225, 316—318) leiten mit relativ reichen Faunen des unteren toI α (*Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* [BRYANT], *Palmatolepis* ? *disparalvea* ORR & KLAPPER, *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, *P. varca* STAUFFER u. a.) das Oberdevon ein. Der Übergang in die typischen Oberdevon-Knollenkalken (g) mit den mikritischen Kalk- und *cm*-dicken, braunen Tonlagen ist nicht aufgeschlossen, sodaß die Mächtigkeit des basalen, reinen Kalkes nicht genau erfaßt werden konnte. Die Knollenkalken lieferten bis zur 4 m-Bank Faunen des toI(β) γ — δ (*Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST und *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST) und die Probe 56 gehört mit *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER), *A. triangularis* YOUNGQUIST, *Palmatolepis gigas* MILLER & YOUNGQUIST, *P. triangularis* SANNEMANN u. a. in den Grenzbereich toI(β) γ — δ . Da die Probe 56 aus der Basis der 4 m-Bank stammt, kann die Bank bereits in das toI δ eingestuft werden. Die überlagernden Knollenkalken enthielten in Probe 50 A eine Fauna des toII α — β (*Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER) und in Probe 128 eine solche des gleichen Zeitabschnittes (*Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER, *P. glabra pectinata* ZIEGLER, *P. tenuipunctata* SANNEMANN u. a.).

Bemerkungen

Profil 1 zeigt gegenüber der Normalentwicklung eine reduzierte Mächtigkeit der Eifelkalke und des mitteldevonischen (?) Anteiles des Findenigkalkes. Dagegen ist das Oberdevon hier mit zirka 38 m am mächtigsten. Das Givet setzt erst mit der *varca*-Zone s. l. ein, sodaß zwischen oberem Eifel und oberem Givet eine Schichtlücke erkannt werden konnte. Die Bank mit verkieselten Korallen usw. ist im Bereich des Profils 1 nicht entwickelt (S. 367).

Während das Hochwipfelkarbon (h) bei Probenpkt. 128 anscheinend ungestört dem Oberdevon auflagert, wird die Grenze am N-Hang, bei 50 A und weiter gegen W, von einer Störung zirka 80/60 S gebildet, wobei es sich, wie Schleppungen verdeutlichen, um eine Abschiebung des Hochwipfelkarbon handelt. Zwischen den Probenpunkten 50 A und 128 führen mürbe Grauwacken im Hochwipfelkarbon schlecht erhaltene Pflanzenreste.

Profil 2

(Proben Nr. 175—187; Tab. 2.)

Schichtfolge

- e) Hangend: Findenigkalk (187), im Bereich von einigen Metern hervorgehend aus d; Siegen?
- d) 17 m gelblichgrauer, dünnbankiger Kalk mit welligen, mergelbelegten Schichtfugen (182—186). Mikrofaziell handelt es sich um rötliche und gelbe Biomikrite (s. Bemerkungen); Siegen?
- c) 16 m dm-gebänkter, grauer Kalk (177—181), bestehend aus leicht rekristallisiertem, geflecktem Biomikrit; Gedinne?
- b) 2 m fleckig grauer und brauner Kalk mit zahlreichen, schlecht erhaltenen Orthozeren auf den Schichtflächen (176). Unter dem Mikroskop sind die scharf umgrenzten, braunen Partien als Anhäufung von kleinen Dolomitrhomboedern zu erkennen, während biogen verwühlter Mikrit die kalkigen Partien bildet; *eosteinhornensis*-Zone? (höchstes Ludlow).
- a) Liegend: Hellgrauer Tonfaserkalk, nur etwa 1 m mächtig aufgeschlossen (175). Unter dem Mikroskop ist ein biogen verwühlter Mikrit mit normal liegenden Geopetalgefügen erkennbar; oberes Ludlow?

Stratigraphische Gliederung

Der liegende Tonfaserkalk (a) lieferte nur den von der *crassa*-Zone (unteres Ludlow) bis in das Unterdevon durchlaufenden *Plectospathodus extensus* RHODES.

Die relativ individuenreiche Fauna aus dem dolomitischen, fleckig-braunen Kalk (b) erlaubt mit *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER eine Einstufung ab der *eosteinhornensis*-Zone. *O. typica denckmanni* ist eine im Oberludlow bis Unterdevon der Karnischen Alpen häufig auftretende Form. Da sie im liegenden Tonfaserkalk (a) noch nicht aufgefunden wurde, könnte es sich bei Schichtglied b um das Äquivalent des „löchrigen Kalkes“, der in die *eosteinhornensis*-Zone gestellt wird (S. 362), handeln. Es spricht dafür auch die mikrofazielle Vergleichbarkeit des dolomitischen Kalkes (b) mit einigen Bänken (32 A, 33 A, 34 B, 44, 44 B) des Alticolakalkes und der *Hircinisca meguera*-Schichten der Cellonetta-Rinne. Die genannten Bänke umfassen nach O. H. WALLISER 1964 genau die *eosteinhornensis*-Zone.

Der folgende, 16 m mächtige Kalk (c) führt wiederum nur die vom Ludlow bis in das Unterdevon durchlaufenden Formen, wie *Neoprioniodus excavatus* (BRANSON & MEHL), *Ozarkodina media* WALLISER, *Plectospathodus extensus* RHODES, *Trichonodella excavata* (BRANSON & MEHL) u. a. Dieser Kalk dürfte, abgesehen von einem eventuell noch ins Silur gehörenden Liegend-Anteil, das Gedinne repräsentieren, denn der darüber folgende, gelblichgraue Kalk (d), der bereits dem Findenigkalk zugerechnet wird (s. Bemerkungen), führt eine Fauna des Siegen? (*Icriodus woschmidti* ssp. PÖLSLER 1969, *I. sp.* PÖLSLER 1969, *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN, *Sp. stygius* FLAJS, *Sp. cf. transitans* BISCHOFF & SANNEMANN u. a.). Nach den Ergebnissen von P. CARLS & J. GANDL 1969 würde die Fauna auf hohes Unter-Gedinne hindeuten (besonders durch

die beiden *Icriodus*-Formen, welche eine starke Beziehung sowohl zu *I. woschmidti transiens* CARLS & GANDL als auch zu *I. rectangularis* CARLS & GANDL besitzen; vgl. P. PÖLSLER 1969). Da aber im benachbarten Profil 4 schon zirka 30 m tiefer unter diesem Niveau *Monograptus praehercynicus* JAEGER nachgewiesen werden konnte (S. 384), ist auf alle Fälle ein jüngerer Alter als Ober-Gedinne gegeben.

Bemerkungen

In diesem Profil ist die Unterlage des roten Findenigkalkes nicht als Wechsellagerung Kalke/Kieselschiefer, sondern rein kalkig (Plöckener- und Rauchkofelfazies) entwickelt.

Der gelblichgraue, mit welligen Schichtfugen versehene Kalk (d) erinnert mit seinen biogenführenden Mikriten stark an den Findenigkalk. Da zudem bereits 5 m unter seiner Hangendgrenze Tentakuliten (*Paranowakia* sp.) auftreten, wird er dem Findenigkalk zugerechnet (vgl. S. 360 und Profil 4). Die daraus resultierende Gesamtmächtigkeit des Findenigkalkes von zirka 90 m, die den Gegebenheiten im benachbarten Profil 4 entspricht, kann als Hinweis für die Richtigkeit dieser Vereinigung gewertet werden.

Profil 3

(Proben Nr. 282—287; Tab. 2.)

Schichtfolge

- d) Hangend: Zirka 10 m Hochwipfelkarbon; Unter- bis Oberkarbon.
 ————— Störung zirka 80/60 S —————
- c) 4 m Knollenkalk (285); Oberdevon II α ?
- b) 3 m grünbraune Tonschiefer mit flachen, bis 30 cm langen Kalklinsen und zirka 10 cm mächtigen Lyditlagen, die z. T. eine fleischrote Färbung besitzen (282—284); Oberdevon I α bis (β) γ .
- a) Liegend: Zirka 2 m (die Untergrenze ist unzugänglich) hellgrauer, \pm reiner Kalk (286, 287); unteres Oberdevon I α .

Stratigraphische Gliederung:

Der liegende, hellgraue Kalk (a) lieferte reiche Faunen der unteren *asymmetrica*-Zone (unteres toI α) (*Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* [BRYANT], *A. rotundiloba alata* GLENISTER & KLAPPER, *Palmatolepis* ? *disparalvea* ORE & KLAPPER, *Polygnathus cristata* HINDE u. a.). Eine Kalklinse aus den Tonschiefern (282) kann mit *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER in die *asymmetrica*-Zone (toI α —[β] γ), eine zweite (284) mit *Palmatolepis punctata* (HINDE) in den Bereich mittlere *asymmetrica*- bis *gigas*-Zone (oberes toI α bis toII[β] γ) eingestuft werden.

Der Knollenkalk (c) lieferte keine Fauna, dürfte aber wegen der gleichen Abfolge wie in Profil 4 schon in das toII α gehören.

Profil 4

(Proben Nr. 79—91 B, 189—199, 280—281, 308—315; Tab. 3.)

Schichtfolge

- s) Hangend: 6 m sandig-toniges Hochwipfelkarbon; Unter- bis Oberkarbon.
- r) 3·5 m Knollenkalk (280, 281); Oberdevon II α .

- q) Einige *dm* dunkle Tonschiefer mit Kalklinsen, schlecht aufgeschlossen (199); Oberdevon I.
 p) Zirka 4 *m* dunkelgrauer Kalk (197, 198), schlecht aufgeschlossen; Oberdevon I α .
 o) 3 *m* grauer Kalk mit Hornsteinknollen (196); oberes Eifel?

Störung A

Fortsetzung an der W-Seite der Störung:

- n) zirka 12 *m* mächtige, gelbliche Kalke (194, 195), an der Basis linsig und tonreich; Oberdevon I (s. Bemerkungen).
 m) 5 *m* massive, graue Kalkbank (193, 193 a); oberes Eifel.
 l) 10 *m* *dm*- bis *m*-gebänkter grauer Kalk (192); oberes Eifel.
 k) 2 *m* *dm*-gebänkter, blauschwarzer Lydit (191 b); oberes Eifel.
 j) 3 *m* dunkelgrauer, *dm*-gebänkter Kalk (191 a); oberes Eifel.
 i) 20 *m* „20 m-Bank“; grauer, z. T. verkieselter und/oder brekziöser Kalk (79 c, 79 d, 189 a, 190), in drei Teilbänke gegliedert; mittleres und oberes Eifel.
 h) 90 *m* meist roter, knolliger und linsiger Findenigkalk. In den oberen 20 *m* etwa 10 hellgraue, bis 2 *m* mächtige Bänke sehr reinen Kalkes eingeschaltet (79 a, b, e—m, 80—88, 89 K, L); Siegen? bis unteres Eifel.
 g) 3 *m* Wechsellagerung von dunklen Kalken und schwarzen Kiesel-schiefern (89 E—J); Gedinne.
 f) 4 *m* rötlicher und grauer, löchriger Kalk mit wenig ausgeprägten Schicht-fugen (89, 89 A—D); *easternhornensis*-Zone? (höchstes Ludlow).
 e) Zirka 50 *m* Kieselschiefer und Lydite, großteils sehr schlecht aufge-schlossen. Im Hangendbereich sind *dm*-mächtige, dunkle Kalke ein-geschaltet (90—91 B); oberes Valent? bis oberes Ludlow.

- x ——— x ——— Überschiebung ——— x ——— x ———
- d) Zirka 20 *m* hellgrauer Tonflaserkalk (314, 315); Siegen.
 c) 5 *m* schwarzer, laminiertes Kalk mit sehr kleinen (\varnothing meist nur wenige *mm*) Orthozeren. (312, 313); Gedinne bis tiefes Siegen.
 b) 12 *m* mittelgrauer Tonflaserkalk mit vereinzelt, dünnen, schwarzen Tonschiefer-Zwischenlagen (309—311); Gedinne bis tiefes Siegen.
 a) Liegend: Einige *dm* schwarzer, laminiertes Kalk, wechsellagernd mit *cm*-dünnen, schwarzen, kieseligen Schiefern; Gedinne bis tiefes Siegen.

Stratigraphische Gliederung

Das unterhalb der Überschiebungsbahn liegende Schichtpaket (a bis d) kann mit *Ancyrodelloides kutscheri* BISCHOFF & SANNEMANN und *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER in das Unterdevon gestellt werden. Die Verbreitung von *A. kutscheri* wurde von R. SCHULZE 1968 auf das untere Siegen beschränkt. Demzufolge wäre für den 20 *m* mächtigen Tonflaserkalk (d), aus dessen Basis (314) diese Form gewonnen wurde, eine Einstufung ab diesem Zeitraum gegeben.

Der darunterliegende, schwarze, laminierte Kalk (a und c) ist dem *ey*-Kalk des Plöckengebietes vergleichbar (S. 359). Am Rauchkofel konnte

H. JAEGER 1968 in ihm *Monograptus hercynicus* PERNER feststellen. Für die Schichtglieder a bis c kommt daher eine Einstufung bis in das untere Siegen in Betracht.

Der folgende Kieselschieferkomplex (e) lieferte 1·2 m unter Probenpunkt 91 (= zirka 10 m unter der Hangendgrenze) Graptolithen der Zone 33 (?) (det. H. JAEGER):

Monograptus bohemicus (BARRANDE)

Monograptus cf. *colonus* (BARRANDE)

Monograptus dubius (SUESS)

Die über dem Kieselschieferkomplex liegende Bank aus löchrigem Kalk (f) lieferte keine stratigraphisch verwertbare Fauna. Sie dürfte in die *eosteinhornensis*-Zone (höchstes Ludlow) zu stellen sein (S. 362).

Die Kalk/Kieselschiefer-Wechselagerung (g) enthielt in Probe 89 E *Monograptus praehercynicus* JAEGER, das bedeutet oberes Gedinne. An Conodonten fanden sich wiederum nur Durchläufer.

Der Findenigkalk (h) zeigt auch hier nur die übliche geringe Conodontenführung. Für Probe 83, zirka 35 m über dem Vorkommen von *Monograptus praehercynicus* JAEGER, kann mit *Pelekygnathus serrata* JENTZSCH (Gedinne bis mittleres? Siegen) wohl ein Siegen-Alter angenommen werden, denn 25 m höher (80) kann durch das gemeinsame Auftreten von *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER und *Polygnathus webbi webbi* STAUFFER bereits oberes Ems festgestellt werden. Die Siegen/Ems-Grenze verläuft daher zwischen den Probepunkten 80 und 83.

Die Grenze Ems/Eifel konnte trotz intensiver Beprobung (79 a, b, e—m) nicht erfaßt werden. Sie wird mit Vorbehalt an den Beginn der Wechselagerung mit hellgrauen Bänken gelegt (vgl. R. SELLI & G. B. VAI 1968).

Die „20 m-Bank“ (i) führt ab der höchsten der drei Teilbänke (der Mittelteil ist unzugänglich) *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER. Diese Leitform des oberen Eifel tritt in allen folgenden Schichtgliedern (mit Ausnahme des Lydites) bis zur 5 m mächtigen Bank (m) auf.

Die folgenden gelblichen, linsigen Kalke (n) konnten nur an ihrer Basis (194) und ihrem höchsten Teil (195) beprobt werden und lieferten Faunen des to I (s. Bemerkungen); in Probe 194 kann die Einstufung mit *Palmatolepis* ? *disparalvea* ORR & KLAPPER, *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER und *P. cristata* HINDE auf die untere *asymmetrica*-Zone (unteres to I α) eingeengt werden.

Die weitere Beprobung der Schichtfolge erfolgte östlich der Störung A, wo eine zirka 3 m mächtige, graue Kalkbank (o) (196) lithologisch mit der 5 m mächtigen Bank (m) im W der Störung verglichen werden kann. Es fehlen stratigraphisch brauchbare Conodonten.

Schichtglied p enthält an seiner Basis (197) mit *Palmatolepis* ? *disparalvea* ORR & KLAPPER, *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER und *P. cristata* HINDE eine Fauna, die praktisch mit jener aus der Basis der gelblichen, linsigen Kalke (n) westlich der Störung A ident ist und daher eine Verbindung der beiden Profil-Teile ermöglicht.

Eine Kalklinse (199) aus den Tonschiefern (q) kann in das toI im allgemeinen eingestuft werden, und der die kalkige Schichtfolge abschließende Knollenkalk (r) gehört mit *Palmatolepis termini* SANNEMANN in das toII α .
Bemerkungen

Die Ergebnisse aus diesem Profil trugen wesentlich zur Erfassung der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse des Untersuchungsgebietes bei. Es kann hier (zusammen mit den Graptolithenfunden in Profil 5) die Existenz zweier übereinandergeschobener, tektonischer Einheiten nachgewiesen werden. Weiters ist das obere Eifel (*kockeliana*-Zone) hier mit zirka 30 m am mächtigsten und am besten lithologisch zu gliedern, wodurch auch eine eindeutige Datierung des mitteldevonischen Lydites möglich ist.

Das Givet fehlt in diesem Profil zur Gänze, sodaß die Kalke des oberen Eifel direkt von Kalken des sehr tiefen Oberdevon (untere *asymmetrica*-Zone) überlagert werden.

Merkwürdig ist die große Mächtigkeit des toI von 12 m im westlich der Störung A liegenden Profilabschnitt. Die aus dem hangendsten Teil stammende Probe 195 lieferte nur eine spärliche Fauna mit korodierten Exemplaren, sodaß unter Umständen umgelagertes Material vorliegt und die Fundschicht tatsächlich jünger ist, als es die Fauna angibt. Im E der Störung wird das toI jedenfalls nur wenig mächtiger als 4 m. Nach den vorliegenden Daten und mit dem oben begründeten Vorbehalt liegt das Hochwipfelkarbon östlich der Störung auf Kalken des toII α , unmittelbar im W davon auf toI.

Tentakuliten (*Paranowakia* sp.) setzen in diesem Profil mit Probe 87 (= einige Meter über der Basis des Findenigkalkes) ein, wodurch die Vereinigung des gelblichgrauen Kalkes (d) mit dem Findenigkalk (e) in Profil 2 untermauert wird.

Profil 5

(Proben Nr. 92—108, 151—155; Tab. 4.)

Schichtfolge:

- l) hangend: Sandiges Hochwipfelkarbon; Unter- bis Oberkarbon.
- k) zirka 30 m rötliche Knollenkalk (105, 107, 108). Einige Meter über der Basis eine mehrere Meter mächtige, massige, graue Bank (106); Oberdevon I α bis unteres II β .
- j) 4 m massige, dunkelgraue Kalkbank (104), z. T. brekziös und verkieselt, mit einer 0.5 m mächtigen, feinkörnigen und nicht verkieselten Zwischenlage (104 A); *transversa*-Zone (höchstes Givet).
—— zirka 6 m nicht aufgeschlossen, vermutlich eine Störung ——
- i) zirka 4 m massige, dunkelgraue, z. T. verkieselte Kalkbank (103); hohes Givet.
- h) zirka 50 m gelblicher Findenigkalk (101, 102, 154, 155), im Mittelteil schlecht aufgeschlossen; Siegen bis unteres Eifel.
- g) zirka 5 m dunkelgraue, gebankte Kalke mit dünnen Kieselschiefer-Zwischenlagen (152, 153); Gedinne bis Siegen.
- f) 4 m roter und grauer, löchriger Kalk (151); *easthornensis*-Zone? (höchstes Ludlow).

————— ehemalige Kriegsstraße —————

- e) 28 m schwarze Kieselschiefer und Lydite mit *dm*-mächtigen, dunklen Kalkbänken und -linsen (92—95H); Wenlock und Ludlow.
 d) 22 m schwarze Kieselschiefer und Lydite; Valent? bis Wenlock.

——— x ——— x ——— Überschiebung ——— x ——— x ——— x ——

- c) zirka 16 m grauer Tonflaserkalk (96, 97); Siegen?
 b) zirka 5 m dunkelgrauer, laminiertes Kalk (98) mit dünnen Kieselschiefer-Zwischenlagen; Gedinne bis tiefes Siegen.
 a) zirka 10 m grauer Tonflaserkalk (99,100); Gedinne bis tiefes Siegen.

Stratigraphische Gliederung:

Die drei unter der Überschiebungsbahn liegenden Schichtglieder a—c lieferten nur Durchläuferformen. Ihre lithologische Ausbildung entspricht der des bei Profil 4 besprochenen Schichtpaketes der Liegend-Einheit, und es besteht somit kein Grund zu der Annahme, daß sie sich nicht auch stratigraphisch entsprechen sollten.

Der in seinen Kalkbänken nur unzureichend conodontenführende Kieselschieferkomplex (d und e) konnte mit Graptolithen gut gegliedert werden (det. H. JAEGER):

zirka 33 m unter der Hangendgrenze von e (5 m unter 95H):

Barrandeograptus pulchellus (TULLBERG)

Cyrtograptus sp.

Dictyonema sp.

Monograptus flexuosus TULLBERG

Monograptus priodon (BRONN) ssp.

Monograptus vomerinus (NICHOLSON)

Monograptus sp. ex grege *vomerinus*

Einstufung: Zone 26 (Basis des Wenlock).

10 m darüber:

Cyrtograptus sp. (? *rigidus*)

Dictyonema sp.

Monograptus antennularius (MENEHINI) vel *retroflexus* TULLBERG
 vel *flexuosus* TULLBERG

Monograptus dubius (SUESS) ?

Monograptus priodon (BRONN) ssp.

Monograptus vomerinus (NICHOLSON)

Retiolitidae indet.

Einstufung: Wenlock.

4·3 bis 4·5 m darüber (6 m E der in der Rinne laufenden Profillinie):

Cyrtograptus rigidus TULLBERG

Dendroidea indet.

Monograptus antennularius (MENEHINI)

Monograptus dubius (SUESS)

Monograptus priodon cf. *flemingii* (SALTER)

Monograptus retroflexus TULLBERG

Monograptus vomerinus (NICHOLSON)

Retiolites cf. *textor* (BOUČEK & MÜNCH)

Einstufung: Zone 28 (— 29), mittleres Wenlock.

1.2 m höher (0.7 m über 95):

Cyrtograptus sp.

Dictyonema sp.

Monograptus dubius (SUESS)

1.2 m höher (1.9 m über 95 = 5.1 m unter 94):

Cyrtograptus sp.

Monograptus dubius (SUESS)

Monograptus priodon cf. *flemingii* (SALTER)

Einstufung: Wenlock.

0.1 m höher (5 m unter 94):

Monograptus dubius (SUESS)

9 m höher (2 m unter 93 = 4 m über 94):

Dendroidea indet.

Dictyonema sp.

Monograptus deubeli JAEGER ?

Monograptus dubius (SUESS)

Retiolites (*Gothograptus*) *nassa* (HOLM)

Einstufung: *deubeli*-Zone oder *dubius/nassa*-Interregnum (Zone 31—32).

2.1 m, 2.2 m und 2.4 m höher (0.1 m, 0.2 m und 0.4 m über 93):

Monograptus dubius (SUESS), z. T. cf.-Bestimmungen

3 m höher (bei 92 = 1 m unter der Hangend-Grenze):

Monograptus dubius (SUESS)

Monograptus cf. *haupti* KUEHNE

Einstufung: e β_1 (ab Zone 33, wenn *M. haupti* wirklich vorliegt).

Die über dem Kieselschieferkomplex folgende Bank aus löcherigem Kalk (f) lieferte, so wie in den anderen Profilen, keine stratigraphisch brauchbare Fauna. Sie gehört vermutlich in die *eastenhornensis*-Zone (S. 362).

Die darüber folgenden dunklen Kalke mit Kieselschieferlagen (g), die nach ihrer Position der Kalk/Kieselschiefer-Wechselagerung des Gedinne in Profil 4 entsprechen, lieferten in Probe 152 *Icriodus* cf. *pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN. In der Begleitfauna befinden sich *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER und *Sp. s. steinhornensis* ZIEGLER. Für *I. pesavis* ist nach den Ausführungen von P. CARLS & J. GANDL 1969 und R. SCHULZE 1968 eine stratigraphische Reichweite von Gedinne bis tiefes Siegen möglich.

Der Findenigkalk (h) lieferte zirka 10 m über seiner Basis (155) *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN, der nach R. SCHULZE 1968 vom oberen Siegen bis in das obere Ems vorkommt. *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE konnte erst im höchsten Bereich des Findenigkalkes festgestellt werden.

Die folgende, massige, teilweise verkieselte Bank (i) führt *Spathognathodus brevis* BISCHOFF & ZIEGLER, aber noch keine Oberdevon-Formen. Sie gehört demnach in das obere Givet.

Die nach etwa 6 m aufschlußlosem Gelände folgende, ebenfalls teilweise verkieselte Bank (j) lieferte mit *Polygnathus linguiformis mucronata* WITTEKINDT und *P. l. transversa* WITTEKINDT usw. eine Fauna der *transversa*-Zone, der höchsten mitteldevonischen Conodonten-Zone.

Die Oberdevonkalke, die erst einige Meter über ihrer Basis aufgeschlossen sind, beginnen dort (105) mit toI(β) γ (*Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST). Die massige Bank (106) lieferte ebenfalls noch Formen des toI(β) γ (*Palmatolepis punctata* [HINDE], *P. subrecta* MILLER & YOUNGQUIST usw.), und der darüber folgende, rote Knollenkalk (107, 108) reicht mit seiner höchsten Lage bis in das untere toII β . Durch das gemeinsame Auftreten von *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN und *P. tenuipunctata* SANNEMANN, die sich nur ganz knapp an der Untergrenze der *rhomboidea*-Zone überschneiden (W. ZIEGLER 1962: 30), kann eine sehr genaue Einstufung vorgenommen werden.

Bemerkungen

In diesem Profil konnte das Silur mit Graptolithen gut gegliedert werden, vor allem wurde hier noch die Zone 26 (Basis des Wenlock) festgestellt, was zusammen mit dem Nachweis von Unterdevon in den die Kieselschiefer unterlagernden Kalken des Profiles 4 die Annahme einer Überschiebung begründet.

Die Kalke der *kockeliana*-Zone wurden hier nicht erfaßt, was wohl nur auf die schlechten Aufschlußverhältnisse und die großen Probenabstände zurückzuführen ist, denn in der im E anschließenden Felswand ist die gegen W stark nach unten biegende „20 m-Bank“ deutlich zu sehen.

Das Givet ist, nachdem es in Profil 4 fehlte, hier wieder entwickelt. Im Bereich des Blockhorizontes (S. 369) wird die Bank mit verkieselten Korallen usw., die lithologisch den Givetkalken dieses Profiles entspricht, nur etwa 3 m mächtig. Die hier beobachtete Mächtigkeit von zirka 14 m dürfte durch eine NW—SE-streichende Störung, die eine vertikale Versetzung der Schichtfolge bewirkte, verursacht sein. Die Schichtglieder i und j dürften ursprünglich eine einzige Bank gebildet haben. Ein solcher Mechanismus ist im benachbarten Profil 7 A, wo sich ein größerer Teil der Schichtfolge wiederholt, nachweisbar.

Das Profil 5 wird im Bereich zwischen oberem Findenigkalk und Givetkalken von der Störung B (zirka 150/50 E) gequert, deren Wirksamkeit aber nur gering gewesen sein kann, denn die Bank aus löcherigem Kalk zieht \pm ungestört vom Profil 4 bis zum Profil 7 durch.

Profil 6

(Proben Nr. 144 C, X 8—X 12.)

Schichtfolge

- d) hangend: Dunkelgrauer, laminiertes Kalk mit graptolithenführenden, kieselig-dolomitischen Partien (X12); Gedinne.
- e) zirka 5 m dunkelgrauer, dm-gebankter Kalk (X9, X11) mit kieseligen Lagen (X10); Gedinne.
- b) 3 m rötlicher und grauer, löcheriger Kalk (X8); *eosteinhornensis*-Zone? (höchstes Ludlow).

- a) liegend: Schwarze Kieselschiefer mit *dm*-mächtigen, dunkelgrauen Kalkbänken (144 C); mittleres bis oberes Ludlow.

Stratigraphische Gliederung

Das kurze Profil enthält einen vom unteren oder mittleren Ludlow bis in das Gedinne reichenden Abschnitt der Schichtfolge des Findenigkofels.

Die Conodontenfaunen sind äußerst spärlich, auch wurde aufgrund der geländemäßigen Schwierigkeiten nur in größerem Abstand beprobt.

Die Conodontenfauna:

- X10: *Neoprioniodus* sp.
Plectospathodus extensus RHODES
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)
- X8: *Belodella resima* (PHILIP)
Ozarkodina typica denckmanni ZIEGLER
- 144C: *Kockelella variabilis* WALLISER
Spathognathodus inclinatus inclinatus RHODES
Trichonodella excavata (BRANSON & MEHL)

Probe 144C lieferte als einzige der aus dem Kieselschieferkomplex der verschiedenen Profile stammenden Kalkproben eine stratigraphisch verwertbare Fauna. Sie ist mit *Kockelella variabilis*, die im höheren Abschnitt (*crassa*- bis *siluricus*-Zone) des Conodontenbereiches V (O. H. WALLISER 1962) auftritt, in das mittlere oder tiefe obere Ludlow zu stellen, denn 1-2 m tiefer konnte folgende Graptolithenfauna der Zone 34—36 (*chimaera*- bis *leintwardinensis*-Zone) gewonnen werden:

- Dendroidea* indet. (? *Acanthograptus*)
Linograptus ? sp.
Monograptus bohemicus BARRANDE
Monograptus cf. *haupti* KUEHNE
Monograptus cf. *leintwardinensis leintwardinensis* HOPKINSON
 vel Übergänge zu *M. chimaera* (BARRANDE).

Ein Rollstück, das mit großer Sicherheit aus dem dunkelgrauen, laminierten Kalk (d), jedenfalls aus dem Hangenden des löchri-gen Kalkes (b) stammt, lieferte Graptolithen des Gedinne (*uniformis*- und/oder *praehercynicus*-Zone):

- Linograptus posthumus posthumus* (RICHTER)
Monograptus microdon microdon RICHTER
Monograptus cf. *uniformis* PŘIBYL (nicht auf der gleichen Platte wie *M. praehercynicus*).

Profil 6 ist somit neben Probenpunkt 4/89E die zweite Stelle, an der die über dem löcherigen Kalk folgende Wechsellagerung von Kalken und Kieselschiefern biostratigraphisch datiert werden kann.

Profil 7

Dieses Profil läuft der großen Störung C entlang, an der die Ahornacher Wand gegenüber dem östlich anschließenden Abschnitt um zirka 200 m abgesenkt wurde. Es setzt sich aus drei Teilprofilen zusammen.

Teilprofil 7 A

(Proben Nr. 129—131, 137, 143—144 B, 145—150, 156—174; Tab. 5.)

Schichtfolgen

- l) hangend: Rötliche Knollenkalke; Oberdevon.
 k) einige Meter (?) hellgrauer, \pm reiner Kalk (156), schlecht aufgeschlossen; Oberdevon I α .
 j) 8 m hellgrauer, massiger Kalk (157—159 A); oberes Eifel?
 i) zirka 40 m Findenigkalk, im Hangendbereich mit zwischengeschalteten, hellgrauen Bänken (160—162, 164); Siegen bis unteres Eifel.

Störung 100/75 N

- h) zirka 10 m mittel- bis dunkelgraue Kalke, z. T. mit Hornsteinknollen (165—172); oberes Eifel.
 g) zirka 5 m dunkelgrauer, massiger Kalk (148, 148 A); oberes Eifel?
 f) 7 m knolliger, gelblichgrauer Kalk (147); Siegen bis unteres Eifel?
 e) zirka 5 m grauer, gebankter Kalk (146); Gedinne? bis Siegen?
 d) zirka 4 m verquetschte Kalk/Kieselschiefer-Wechsellagerung (145); Gedinne?
 c) zirka 5 m grauer und roter, löcheriger Kalk (144—144 B); *eastern-hornensis*-Zone? (höchstes Ludlow).

ehemalige Kriegsstraße

- b) zirka 50 m Kieselschiefer und Lydite, 5 m unter der Hangendgrenze dunkler, braun anwitternder, zirka 1 m mächtiger, dünnbankiger Kalk (143); Valent? bis oberes Ludlow.

Überschiebung

- a) zirka 15 m dunkelgrauer Tonflaserkalk mit cm-mächtigen Kieselschieferlagen (129—131, 137); Unterdevon.

Stratigraphische Gliederung

Der dunkelgraue Tonflaserkalk (a) an der Basis des Profiles lieferte in Probe 131 unter anderem *Ozarkodina typica denckmanni* ZIEGLER. Er wird nach oben hin durch einen Zerreibungshorizont unbekannter Mächtigkeit (Schuttüberrollung) in den schwarzen Kieselschiefern des Silur (b) abgeschlossen und gehört demnach analog zu den Verhältnissen in den Profilen 4 und 5 zur Liegend-Einheit.

Stratigraphisch brauchbare Faunen finden sich erst wieder in den grauen Kalken mit Hornsteinknollen (h), wo mit *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER oberes Eifel nachweisbar ist.

In der überlagernden Schichtfolge kann erst wieder im hellgrauen, reinen Kalk (k) eine conodontenstratigraphische Einstufung erfolgen: Durch das Auftreten von *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT) in Probe 156 wird die untere bis mittlere *asymmetrica*-Zone (to I α) angezeigt.

Die Einstufung der übrigen Schichtglieder erfolgte aufgrund der Ergebnisse aus den anderen Profilen.

Bemerkungen

In diesem Teilprofil kann eine Wiederholung der Schichtfolge beobachtet werden: Über Kalken des oberen Eifel (h) folgt nach einer scharfen Störung zirka 100/75 N wieder der in das Siegen bis untere Eifel einzustufende Findenigkalk (i) und die hier (aufgrund der Schleppung an der Störung C) nur 8 m mächtige „20 m-Bank“ des mittleren und oberen Eifel (j).

Das Givet konnte nicht nachgewiesen werden, doch sind die Aufschlußverhältnisse zu schlecht, um über seine Existenz eine Aussage zu treffen.

Teilprofil 7 B

(Proben Nr. 132, 136, 138—142; Tab. 5.)

Schichtfolge

- d) hangend: Zirka 180 m sandig-toniges Hochwipfelkarbon, an der Basis 2 m schwarzer Lydit; Unter- bis Oberkarbon.
- c) zirka 12 m dünnbankige, knollige Kalke mit cm-dicken, stark welligen, braunen Ton-Zwischenlagen (140—142); Oberdevon I/II bis II α — β .
- b) 2 m mächtige, hellgraue Kalkbank (139); Oberdevon I(β) γ .
- a) liegend: Zirka 35 m gelblicher Knollenkalk mit eingelagerten, m-mächtigen, hellgrauen, \pm reinen Kalken (132, 136, 137); Alter unbekannt.

Stratigraphische Gliederung

Der liegende, gelbliche Knollenkalk, der lithologisch große Ähnlichkeit mit dem Findenigkalk aufweist, konnte stratigraphisch nicht eingestuft werden. Weder der tonigere Knollenkalk noch die zwischengeschalteten, reinen Kalke lieferten Conodonten. Eine Parallelisierung mit dem Findenigkalk ist aber am naheliegendsten, weil dieser im gleichen Niveau zirka 30 m weiter westlich in Profil 7 C aufgeschlossen ist.

Die hellgraue Bank (b) (139) aus reinem Kalk, die ohne erkennbare tektonische Grenze auf dem gelben Tonflaserklak (a) liegt, lieferte bereits Conodonten des toI(β) γ (*Ancyrognathus* cf. *bifurcata* ULRICH & BASSLER, *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST usw.).

Die folgenden Knollenkalken reichen mit ihrer höchsten Lage (142) mit *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER bis in das toII α — β .

Teilprofil 7 C

(Proben Nr. 133—135; Tab. 5.)

Schichtfolge

- c) hangend: Dunkelgraue, dm-gebankte Kalke; oberes Eifel.
- b) 25 m „20 m-Bank“; massiger, hellgrauer Kalk (135), in drei Teilbänke gegliedert; mittleres bis oberes Eifel.
- a) liegend: Roter und gelber Findenigkalk mit zwischengelagerten, hellgrauen, m-mächtigen, \pm reinen Kalken (133, 134); unteres Eifel?

Stratigraphische Gliederung

Die Conodontenfaunen waren äußerst spärlich und von geringer Aussagekraft (*Polygnathus* sp. indet.). Die Einstufungen erfolgten aufgrund der guten Vergleichbarkeit mit den Verhältnissen in Profil 4.

Bemerkungen zu den drei Teilprofilen

Die Schichtfolgen der Teilprofile 7 A und 7 B zeigen, entsprechend ihrer Position beiderseits der großen Störung C, starke tektonische Beanspruchung. Die ganze über der Kriegsstraße gelegene Folge des Teilprofiles 7 A ist nach unten geschleppt und weist z. T. stark reduzierte Mächtigkeiten der Schichtglieder auf.

Entlang der Störung C sind Reste von oberdevonischem Knollenkalk verschiedenen Alters erhalten geblieben, wobei die jüngeren tiefer als die älteren liegen. Probe X6, zirka 3 m unterhalb der ehemaligen Kriegsstraße, lieferte mit *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER, *Pseudopolygnathus trigonica* ZIEGLER usw. eine Fauna der mittleren bis oberen *costatus*-Zone (to VI). Probe X7, zirka 20 m über der Kriegsstraße gelegen, enthielt eine Mischfauna, denn *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER und *Polygnathus glabra bilobata* ZIEGLER enden mit dem to III α , während *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) erst im to III β beginnt. Probe 163, aus einer zirka 15 m langen und 3 m mächtigen Linse, die frei auf dem höher gelegenen Findenigkalk (i) aufliegt, gehört mit *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER in das to II α - β .

Über das Fehlen der „20 m-Bank“ in Teilprofil 7 B siehe S. 378

Profil 8

(Proben Nr. 293—307, X 15.)

Schichtfolge

- j) hangend: Sandig-toniges Hochwipfelkarbon; Unter- bis Oberkarbon.
- i) zirka 12 m dm-gebankte, graue Kalke mit tonigen Zwischenlagen von mehreren cm Dicke (293—295, X 15); Oberdevon I/II bis II α .
- h) zirka 2 m blaugraue, massige Kalkbank (296); Alter unbekannt.
- g) zirka 4 m dunkelgrauer Kalk mit Hornsteinknollen (297); Alter unbekannt.
- f) zirka 50 m gelber, in den tieferen Partien rötlicher und grünlicher Findenigkalk (298, 300—302); Siegen bis unteres Eifel?
- e) zirka 10 m Kalk/Kieselschiefer-Wechselagerung (303, 304); Gedinne.

Störung

- d) 3 m wie e) (305); Gedinne.
- c) 6 m grauer, massiger Kalk; Gedinne?
- b) 5 m fleckig grau und braun anwitternder, löcheriger Kalk, im tieferen Bereich gut gebankt (306); *eosteinhornensis*-Zone? (höchstes Ludlow).
- a) zirka 12 m stark verquetschte Kieselschiefer mit einigen Kalkbänken (307); Silur.

Stratigraphische Gliederung

Eine genauere Aussage erlaubt nur die Fauna der aus den Oberdevonkalken (i) stammenden Probe X 15, die mit *Palmatodella delicatula* ULRICH & BASSLER, *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL, *P. cf. regularis* COOPER, *P. subperlobata* BRANSON & MEHL, *P. tenuipunctata* SANNEMANN und *Prioniodina smithi* (STAUFFER) in den Zeitraum to I/II bis to II α einzustufen ist. Die Oberdevonkalke sind hier entlang einer Störung stark

nach unten geschleppt und fallen sehr steil gegen W. Der Probenpunkt liegt auf gleicher Höhe wie der hornsteinführende Kalk (g).

Am höchsten Punkt der kalkigen Folge, direkt unter dem überlagernden Hochwipfelkarbon (jedoch im Liegenden von X15!), konnte in Probe 293 mit *Ancyrodella* sp. indet. to I nachgewiesen werden.

Die übrige Conodontenfauna:

296: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE

298: *Polygnathus* sp. indet.,

Spathognathodus steinhornensis ssp. indet.

299: *Polygnathus decorosa* STAUFFER

303: *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER

Die Einstufung der einzelnen Schichtglieder erfolgte aufgrund der Ergebnisse aus anderen Profilen.

Bemerkungen

Auch in diesem Profil wurde die „20 m-Bank“ nicht angetroffen, obwohl sie E und W davon in der Steilwand deutlich hervortritt (S. 378 und Profil 7 B). Sie ist dort mit zirka 25 m mächtiger als im Abschnitt östlich der Störung C. Die Kalk/Kieselschiefer-Wechselagerung des Gedinne ist mit zirka 10 m hier ebenfalls mächtiger ausgebildet als im E-Abschnitt.

In Taf. 2 wurden die Verhältnisse in der Ahornacher Wand sehr stark schematisiert dargestellt. Eine Überprüfung konnte wegen der großen Schwierigkeiten im Gelände nur durch das oben beschriebene Profil 8 und am W-Ende, wo die altpaläozoische Schichtfolge unter den das flachere Gelände bedeckenden Schutt taucht, erfolgen. Der übrige Teil wurde den Beobachtungen vom Wandfuß aus entsprechend eingetragen, wobei mit den schwarzen, silurischen Kieselschiefern eine meist deutliche Leitschichte zur Verfügung stand.

Am westlichen Ende der Ahornacher Wand, WSW der Ahornacher Alm, lieferte eine Probe (X 20) aus dem schwarzen ey-Kalk *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER¹⁾, und der darüber folgende rötliche Tonflaserkalk (entsprechend dem Findenigkalk) enthielt in Probe X 21 „*Oneotodus*“ n. sp. PÖLSLER 1969 und *Belodella* cf. *resima* (PHILIP). Diese unterdevonischen Formen widersprechen den Angaben von G. FLAJS, H. FLÜGEL & St. HASLER 1963, daß in den rötlichen Kalken SW der Ahornacher Alm *Kockelella variabilis* WALLISER auftritt²⁾.

Der „Blockhorizont“

(Proben Nr. 59, 60, 200—275, 316—318; Tab. 6.)

Im Bereich zwischen dem „Osthang“ und dem Profil 3 wird durch zwei aus dem ersten Weltkrieg stammende, schräg übereinanderliegende, künstliche Aufschlüsse ein Horizont aufgeschlossen, der durch die Auflösung der Schichtfolge in z. T. metergroße Blöcke auffällt. Zwischen diesen Blöcken sind dunkelbraune, z. T. sandige Tonschiefer eingelagert.

¹⁾ Die fragliche Zugehörigkeit zur Unterart ist durch das geringe Material (1 Exemplar) bedingt (vgl. O. H. WALLISER 1964: 85).

²⁾ Im Belegmaterial dieser Arbeit befindet sich unter „*Kockelella variabilis*“ lediglich ein Bruchstück. Es besteht der Verdacht, daß es sich hierbei um einen Rest von *Ancyrodelloides* handelt, was nach den Ergebnissen vorliegender Arbeit zu erwarten wäre.

Sie sind meist nur wenige *cm* mächtig, erreichen an einer Stelle aber über 1 *m* Mächtigkeit. Eine genauere Beschreibung wurde bereits auf S. 369 gegeben.

Schichtfolge

- e) hangend: Zirka 3 *m* hellgraue, sehr reine Kalke (59, 210, 220—226, 316—318); Oberdevon I α .
- d) 2.5—3 *m* mächtiger, hellgrauer, massiger Kalk, z. T. brekziös und reich an verkieselten und nicht verkieselten Korallen, Stromatoporen usw. Meist auffallend vertikal geklüftet (208, 214, 219, 275); *varca*-Zone s. 1. (hohes Givet).
- c) 3—4 *m* dunkelgrauer Kalk mit \pm s-parallelen, weitständigen (*dm*-Bereich), braunen Tonhäuten (60, 61, 200—207, 209, 211—213, 215—218, 227—245, 248, 249, 252—274); *varca*-Zone s. 1.
- b) 1—2 *m* (?) hellgrauer, dünnbankiger Kalk, wegen der geringen Conodontenführung von c nicht abzugrenzen (250, 251); *kockeliana*-Zone (oberes Eifel).
- a) mehr als 1 *m* (die Untergrenze ist nicht aufgeschlossen) schwarzer, *dm*-gebankter Lydit (246, 247); *kockeliana*-Zone.

Stratigraphische Gliederung

Das stratigraphisch tiefste Schichtglied bildet der schwarze Lydit, der in Profil 4 in das obere Eifel eingestuft werden konnte. Mit Conodonten ist das obere Eifel nur in den knapp über dem Lydit entnommenen Proben 250 und 251 mit *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER bzw. *P. cf. robusticostata* BISCHOFF & ZIEGLER nachweisbar. *P. robusticostata* kommt zwar bis in das untere Givet vor, doch ist dieses nach den bisherigen Ergebnissen am Findenikofel nicht entwickelt.

Die Schichtglieder c und d lieferten in zahlreichen Proben *Polygnathus varca* STAUFFER, aber keine oberdevonischen Formen, gehören also in die *varca*-Zone s. 1. (hohes Givet). Die Bank mit verkieselten Korallen usw. dürfte in die *transversa*-Zone (höchstes Givet) gehören, denn lithologisch entsprechende Kalke konnten am „Osthang“ und in Profil 5 in diese Zone eingestuft werden. Außerdem wird die Bank mit verkieselten Korallen von Kalken des unteren toI α überlagert.

Bemerkungen

Ob die reinen, basalen Kalke des Oberdevon mit ihrer gesamten, durch die Proben 220—226 erfaßten Mächtigkeit von zirka 3 *m*, oder nur mit ihrem tieferen Anteil am Blockhorizont teilhaben, blieb durch die Vegetationsdecke verborgen.

Die Problematik des Blockhorizontes wurde auf S. 370 erörtert.

Der „Osthang“

(Proben Nr. 111—127, 319—322; Tab. 7.)

Unter „Osthang“ wird der Bereich zwischen Profil 1 im W und dem zur Törlhöhe (Cima Val di Puartis) hin gerichteten Steilabbruch im E verstanden.

Morphologisch wird der Osthang durch deutlich hervortretende Schichtköpfe der durch Brüche zerlegten „20 m-Bank“ und der Kalke des oberen Givet charakterisiert. Auch hier fehlt, so wie am ganzen Findenigkofel, jedes Anzeichen von tieferem Givet (*eiflia-* und *robusticostata*-Zone). Auf der SE-Schulter (= Verebnung des Gratrückens bei Pkt. 1955) kommen, bedingt durch Versetzungen an sehr steilen Störungen, Schichtglieder verschiedenen Alters (Findenigkalk bis Hochwipfelkarbon) nebeneinander zu liegen.

In Probe 124 und 124 A konnte durch das Auftreten von *Polygnathus linguiformis transversa* WITTEKINDT bzw. *P. l. mucronata* WITTEKINDT die *transversa*-Zone (Grenzzone des Givet gegen das Oberdevon) nachgewiesen werden.

Die Bänke des oberen Eifel und oberen Givet werden in ihrer streichenden Fortsetzung gegen SE vom Findenigkalk abgeschnitten.

Im übrigen ist die stratigraphische Gliederung aus der Abbildung in Tab. 7 ersichtlich.

Literatur

- ANGELIS d'OSSAT G., de: Terza contribuzione allo studio della fauna fossile paleozoica delle Alpi Carniche. Fossili del Devoniano medio del Lodinut. — Accad. Linc., Roma, Mem. cl. sci. fis., matem. nat., Ser. 5, 4, 84—119, 1 Taf., Roma 1901.
- BERGER, W.: Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). — Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1960, 253—261, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1960.
- BISCHOFF, G. & SANNEMANN, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankwald. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 86, 87—110, 4 Taf., Wiesbaden 1958.
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Die Conodonten-Chronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 22, 136 S., 21 Taf., 16 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1957.
- CARLS, P. & GANDEL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 132, 155—218, 6 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1969.
- CERRI, L.: Gli Heliolites nel nucleo centrale Carnico. — Riv. Ital. Pal., 37, 52—64, 1 Taf., Pavia 1931.
- CHARLESWORTH, J. K.: Das Devon der Ostalpen. Die Fauna des devonischen Riffkalkes. IV. Korallen und Stromatoporoiden. — Zt. deutsch. geol. Ges., 66, 1914, 347—408, 5 Taf., Berlin 1915.
- FERRARI, A.: Tetracoralli delle Alpi Carniche. La fauna di Monte Zermula. — Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, 34, 1966, 531—594, 3 Taf., 12 Abb., 1 Tab., Bologna 1968.
- FERRARI, A. & VAI, G. B.: Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al Monte Zermula (Alpi Carniche). — Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, 33, 1965, 389—406, 5 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Bologna 1966.
- FLAJS, G., FLÜGEL, H. & HASLER, St.: Bericht über stratigraphische Untersuchungen im ostalpinen Altpaläozoikum im Jahre 1962. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 1963, 125—127, Wien 1963.
- FLAJS, G. & PÖLSLER, P.: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipeline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 305—308, Wien 1965.
- FLÜGEL, E.: Revision der devonischen Hydrozoen der Karnischen Alpen. — Carinthia II, 66, 41—60, 1 Taf., Klagenfurt 1956.
- FLÜGEL, H.: Neue Graptolithen aus dem Gotlandium der Karnischen Alpen. — Carinthia II, 63, 22—26, Klagenfurt 1953.

- FLÜGEL, H.: Revision der ostalpinen Heliolitina. — Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Technik „Joanneum“ Graz, 17, 55—102, 4 Taf., 7 Tab., Graz 1956.
- : Geologische Detailaufnahmen 1961 im Jungpaläozoikum zwischen Waidegger und Straniger Alm (Karnische Alpen). — Carinthia II, 72, 91—96, 1 Abb., Klagenfurt 1962.
- : Das Paläozoikum in Österreich. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 56, 1963, 401—443, 4 Abb., 5 Tab., Wien 1964.
- : Vorbericht über mikrofaziale Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 1965, 289—297, Wien 1965.
- : Die Korallenfauna der Silur/Devon-Grenze. — Ann. Naturhistor. Mus. Wien, 71, 57—68, 1 Abb., 1 Tab., Wien 1967.
- FLÜGEL, H., GRÄF, W. & ZIEGLER, W.: Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 153—167, 3 Abb., Stuttgart 1959.
- FRANCAVILLA, F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. — Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna, Ser. 2, 33, 1965, 493—523, 1 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Bologna 1966.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. — 514 S., 3 geol. Karten, 16 Taf., 86 Abb., 2 Kartenskizzen, 8 Profiltafeln, Halle (Niemeyer) 1894.
- : Über unterdevonische Korallen aus den Karnischen Alpen. — Zt. deutsch. geol. Ges., 48, 199—201, Berlin 1896.
- GAERTNER H. R., von: Geologie der zentralkarnischen Alpen. — Denkschr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 102, 113—199, 5 Taf., 16 Abb., Wien 1931.
- GAURI, K. L.: Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). — Jb. Geol. Bundesanst., Sonderbd. 11, 1—94, 17 Taf., 1 Abb., Wien 1965.
- GEYER, G.: Aus dem pläozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. — Verh. Geol. Reichsanst., 1895, 60—90, 2 Abb., Wien 1895.
- GORTANI, M.: Contribuzione allo studio del Paleozoico Carnico. VI. Fauna a graptoliti. — Paleontogr. Ital., 26, 1—56, 3 Taf., 2 Abb., Pisa 1920.
- : Progressi nella conoscenza geologica delle Alpi Carniche Principali. — Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., 34, 142—197, Pisa 1921.
- : Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. — Atti VIII. Congr. Geogr. Ital., 1—6, 1 Karte, Firenze 1922.
- : Le linee orotettoniche delle Alpi Carniche. II. — Atti IX Congr. Geogr. Ital., Genova 1924, 56—59, 1 Karte, Genova 1926.
- GRÄF, W.: Aufnahmen 1961 auf Kartenblatt 198 (Weißbriach), Karnische Alpen. — Verh. Geol. Bundesanst., 1962, A 28—A 31, Wien 1962.
- GRÜNDEL, J. & RÖSLER, H. J.: Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. — Geologie, 12, 1009—1038, 23 Abb., 5 Tab., Berlin 1963.
- HABERFELNER, E.: Geologische Aufnahme zwischen dem Kronhofgraben und dem Fuchsgraben. — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 68, 213—214, Wien 1931.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. — 205 S., 4 Taf., Graz (Stiasny) 1936.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K., in HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 26, 1933, 163—180, Wien 1934.
- JAEGER, H.: Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere von der Bischofalm. — Anz. Akad. Wiss. Wien., math.-naturwiss. Kl., 155—159, Wien 1968.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P.: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., 149—155, 1 Abb., Wien 1968.
- KLISHEVICH, W. L.: Neue Tentakuliten aus dem Unterdevon des Tien-Shan und ihre systematische Stellung, in: Biostratigraphie von Ablagerungen des Silur/Devon-Grenzbereiches. — Akad. Nauk SSSR, Sibirskoe otd., Inst. Geol. Geof., 131—140, 2 Taf., Moskau 1968 (russisch).

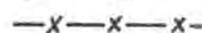
- MANZONI, M.: Faune a conodonti del Siluriano e Devoniano delle Alpi Carniche (Nota 1: M. Cocco, M. Lodin, M. Zermula, Val Bombaso, alta valle del Degano). — *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2, 33, 1965, 179—203, 1 Taf., 3 Tab., Bologna 1965.
- : Conodonti neodevonicici ed eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). — *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2, 33, 1965, 461—492, 2 Taf., 2 Abb., 2 Tab., Bologna 1966.
- METZ, K.: Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen (Waideggerfauna). — *N. Jb. Min. etc., Beilagenbd.*, 75, Abt. B., 163—189, 3 Taf., Stuttgart 1935.
- PÖLSLER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest—Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). — *Carinthia II*, 77, 37—58, 4 Abb., 1 Tab., 1 Beilage, Klagenfurt 1967.
- : Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, im Druck.
- PRIBYL, A. & VANĚK, J.: Biostratigraphische Studie über die Fauna des Budňaniums bis Pragium im Hinblick auf die Grenze zwischen Silur und Devon im Barrandium und in den übrigen europäischen Gebieten. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1968, 385—448, 2 Tab., Stuttgart 1968.
- RUEDEMANN, R.: Ecology of Black Mud Shales of Eastern New York. — *J-Paleont.*, 9, 79 ff., Tulsa/Okla. 1925.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raume Bischofalm—Hoher Trieb (Karnische Alpen). — *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 159—164, Wien 1968.
- : Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, im Druck.
- SCHOUPPÉ, A. von: Die Coelenteratenfauna des e-Gamma der Karnischen Alpen. — *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl.*, 76, 1939, 1—3, Wien 1939.
- : Korallen und Stromatoporen aus dem e der Karnischen Alpen. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 99, 379—449, 3 Taf., Stuttgart 1954.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 130, 133—245, 5 Taf., 18 Abb., 18 Tab., 1 Karte, Stuttgart 1968.
- SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. — *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2, 30, 1—121, 7 Taf., Bologna 1963.
- SELLI, R. & VAI, G. B.: Silurian and Devonian Biostratigraphy of the Carnic Alps. — *Internat. Sympos. Devonian System*, Calgary 1968.
- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G.: Frühdiagenetische Sedifluktionen im Mittel- und Oberdevon des Westharzes. — *Ber. Naturhist. Ges.*, 107, 5—18, 2 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1963.
- TESSENSOHN, F.: Unterkarbon-Flysch und Auernig-Oberkarbon in Trögern, Karawanken, Österreich. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 1968, 100—121, 9 Abb., Stuttgart 1968.
- VINASSA de REGNY, P.: Fossili dei monti di Lodin. — *Paleontogr. Ital.*, 14, 171—190, 1 Taf., 2 Abb., Pisa 1908.
- : Ordoviciano e Neosilurico nei gruppi del Germula e del Lodin. — *Boll. R. Com. Geol.*, 44, 1914, 295—308, 1 Taf., Roma 1915.
- VINASSA de REGNY, P. & GORTANI, M.: Le paléozoïque des Alpes Carniques. — *Compt. Rend. XI Congr. Géol. Internat. Stockholm 1910*, 1005—1012, 1 Taf., Stockholm 1910.
- VINASSA de REGNY, P. & GORTANI, M.: Il motivo tettonico del nucleo centrale carnico. — *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 30, 647—654, 1 Taf., Roma 1911.
- WALLISEER, O. H.: Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — *Symposiumsbd. z. internat. Arbeitstagung Silur/Devon Bonn-Bruxelles 1960*, 281—287, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.
- : Conodonten des Silurs. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, 41, 106 S., 32 Taf., 10 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1964.

- : Die Silur/Devon-Grenze. Ein Beispiel biostratigraphischer Methodik. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 125, 235—246, Stuttgart 1966.
- : The significance of conodonts for drawing the Silurian-Devonian boundary. — Brief an die Mitglieder des Komitees für die Silur-Devongrenze und Stratigraphie, Göttingen, 20. 5. 1968.
- WITTEKINDT, H. P.: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 9, 621—646, 3 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1965.
- ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogenie Oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 38, 166 S., 14 Taf., 18 Abb., 11 Tab., Wiesbaden 1962.
- : Referat Nr. 63. — Zentralbl. Geol. Paläont., II, 1968, S. 40, Stuttgart 1968.

GEOLOG. KARTE DER FINDENIG - NORDSEITE

1 : 5000

LEGENDE

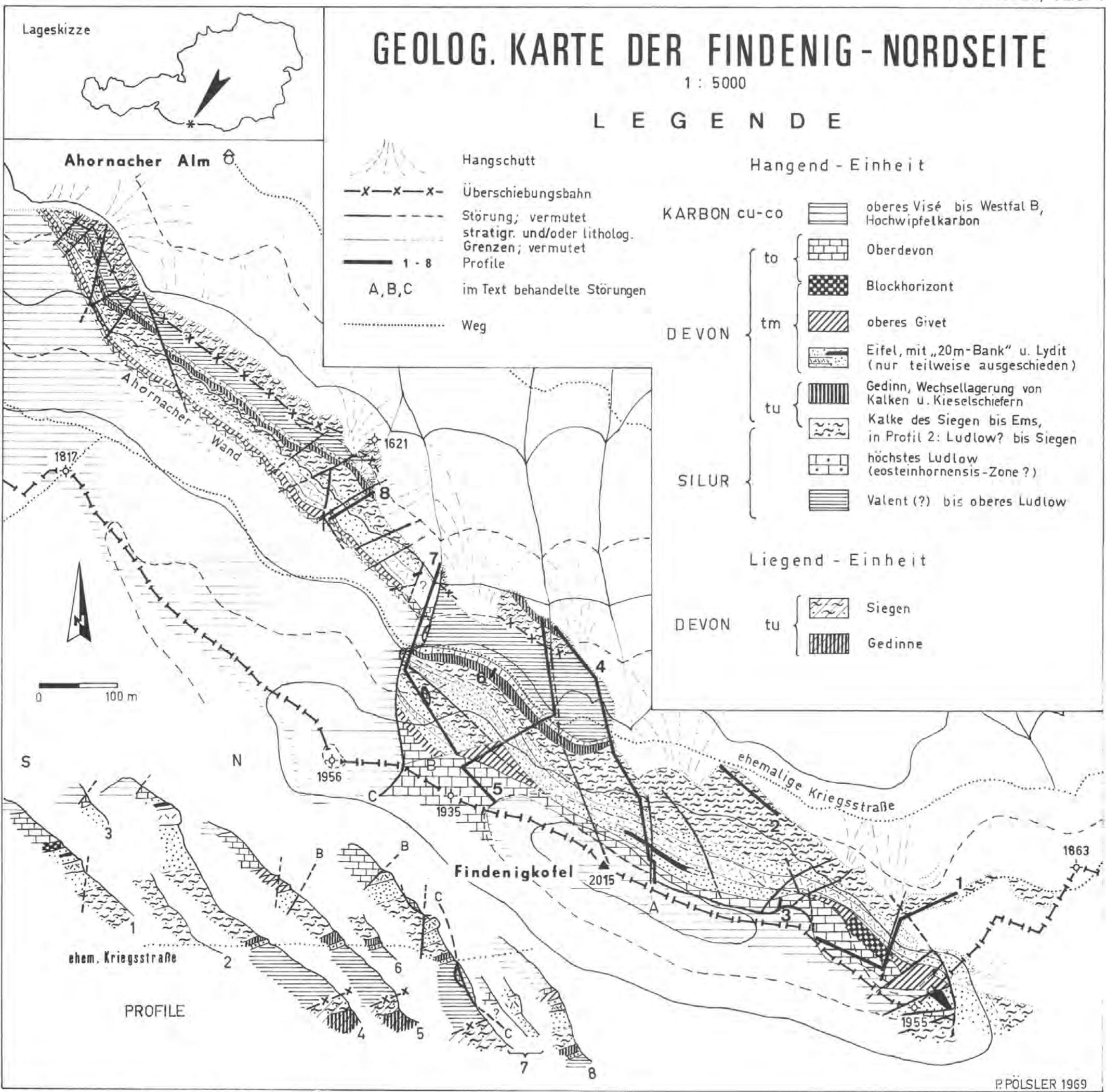
-  Hangschutt
-  Überschiebungsbahn
-  Störung; vermutet stratigr. und/oder litholog. Grenzen; vermutet
-  1 - 8 Profile
-  A, B, C im Text behandelte Störungen
-  Weg

Hangend - Einheit

- | | | | |
|--------|-------|--|--|
| KARBON | cu-co |  | oberes Visé bis Westfal B, Hochwipfelkarbon |
| DEVON | to |  | Oberdevon |
| | |  | Blockhorizont |
| | |  | oberes Givet |
| SILUR | tm |  | Eifel, mit „20m-Bank“ u. Lydit (nur teilweise ausgeschieden) |
| | |  | Gedin, Wechsellagerung von Kalken u. Kieselschiefern |
| | tu |  | Kalke des Siegen bis Ems, in Profil 2: Ludlow? bis Siegen |
| | |  | höchstes Ludlow (eosteinhornensis-Zone?) |
| | |  | Valent (?) bis oberes Ludlow |

Liegend - Einheit

- | | | | |
|-------|----|---|---------|
| DEVON | tu |  | Siegen |
| | |  | Gedinne |



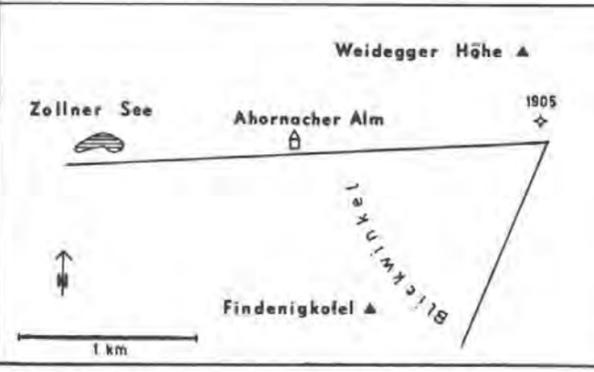
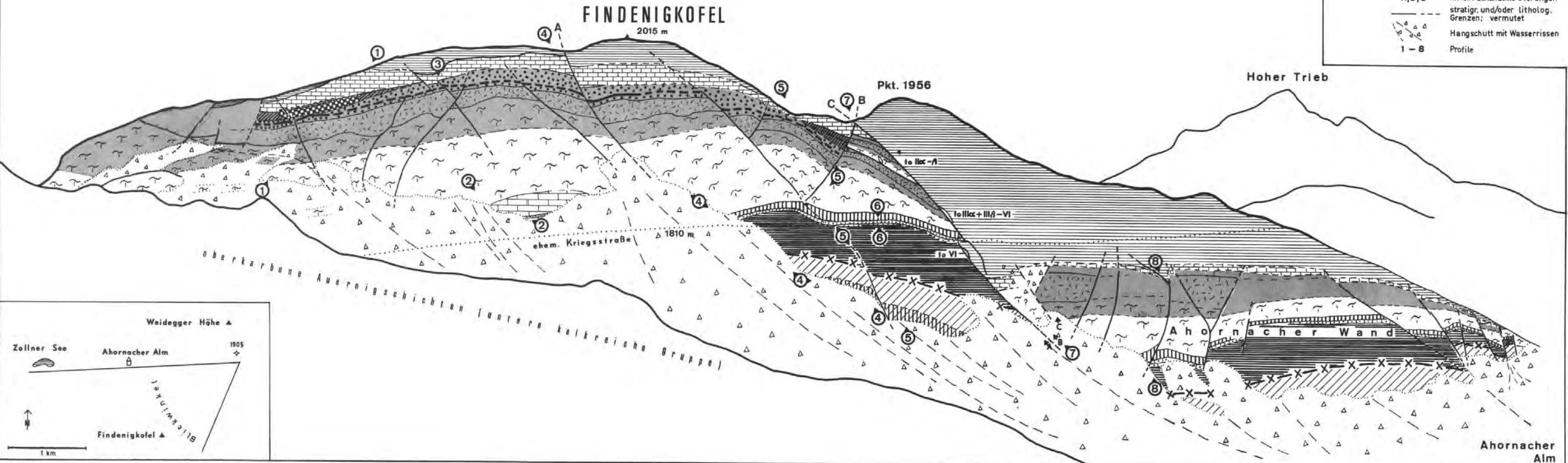
PROFILE

GEOLOG. VERHÄLTNISS AN DER FINDENIG-NORDSEITE

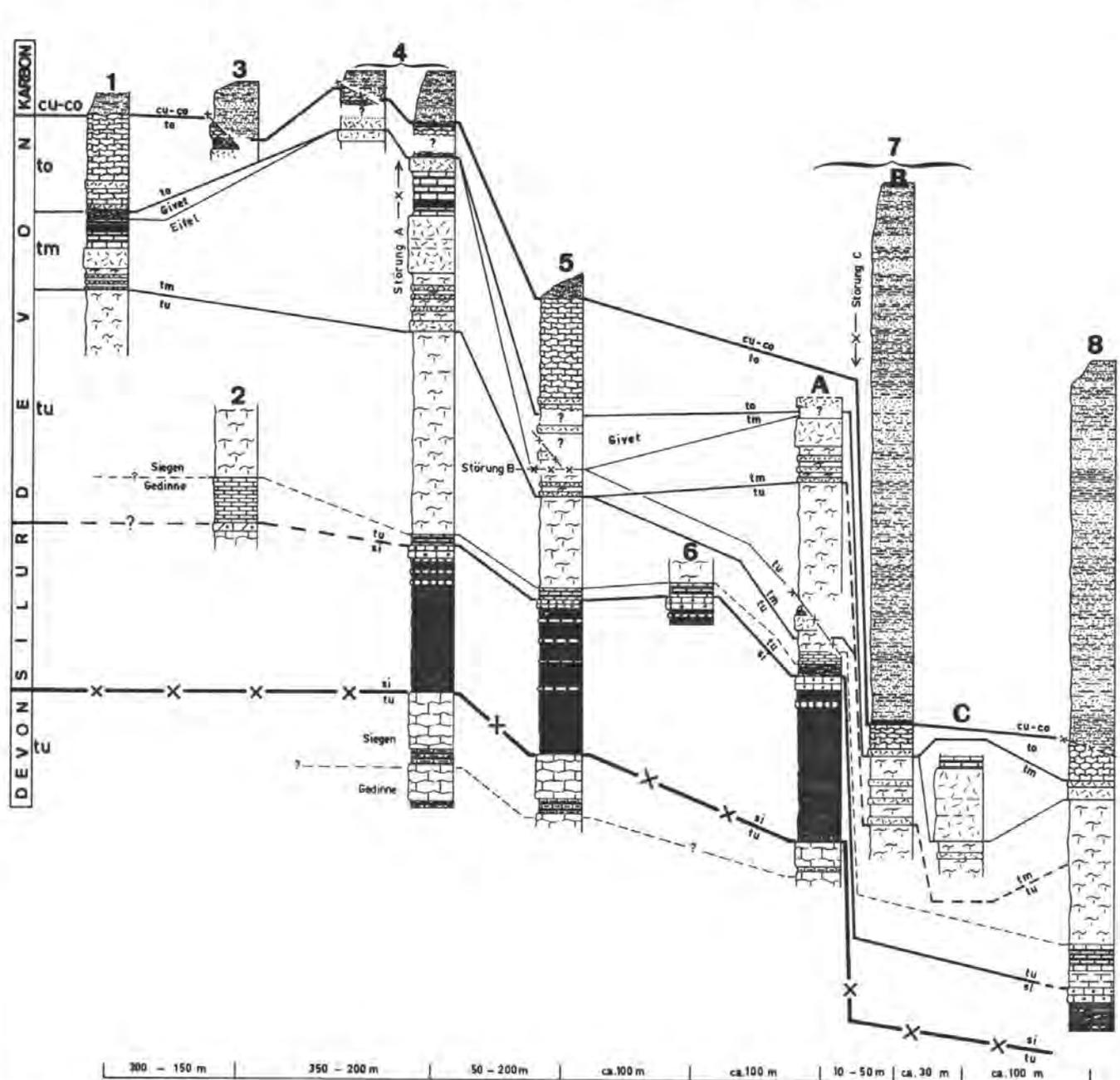
LEGENDE

- X-X- Überschiebungsbahn
- Störung; vermutet
- A, B, C im Text behandelte Störungen stratigr. und/oder litholog. Grenzen; vermutet
- △△△ Hangschutt mit Wasserrissen
- 1-8 Profile

HANGEND-EINHEIT	
KARBON cu-co	Westfal B bis ob. Visé: sandig-tonige Hochwipfelschichten
	toI - toIIβ: bunter Knollenkalk, teilweise auch massig oder schieferig
	toIα ob. Givet: Blockhorizont mit Kalken des ob. Givet und unt. toIα
	ob. Givet: massiger, grauer Kalk, z.T. reich an verkieselten Korallen etc.
DEVON tm	ob. Eifel: gebankter, grauer Kalk mit gebanktem, schwarzem Lydit; vermutet
	mittl.-ob. Eifel: massiger, hellgrauer Kalk „20 m-Bank“
	unt.-mittl. Eifel: roter Knollenkalk (= „Findenigkalk“) mit massigen, hellgrauen Bänken
	tm: Mitteldevon, ungliedert
DEVON tu	Ems-Siegen: roter Knollenkalk (= „Findenigkalk“)
	Gedinne: Wechsellagerung von dunklen Kalken u. schwarzen Kieselschiefern
	Gedinne bis ob. Ludlow: dünnbankiger, grauer Kalk, dolomit- und orthozerenreiche Bänke und grauer Tonflaserkalk (Profil 2)
	ob. Ludlow: „löchriger Kalk“
SILUR	Ludlow bis Valent(?): schwarze Kieselschiefer und Lydite, im Hangendbereich mit geringmächtigen Kalken
	LIEGEND-EINHEIT
DEVON tu	Siegen: gelblich-grauer Tonflaserkalk
	Gedinne: ey-Kalk mit zwischentlagerndem, grauem Tonflaserkalk



FINDENIGKOFEL PARALLELISIERUNG DER PROFILE



LEGENDE

- 2015
 - 2000
 - 1800
 - 1600
 - 1400
 - 1200
 - 1000
 - 800
 - 700
- Sandig-tonige Hochwipfelschichten an der Basis bisweilen Lydit (Prof. 7B) **KARBON**
 - reine, massive, hellgraue Kalke des Devon
 - Oberdevonischer Knollenkalk bisweilen zerlinst (Prof. 4)
 - Tiefobdevonische Tonsteine mit Kalklinsen u. Lyditlagen (Prof. 3) **Ober-**
 - Blockhorizont mit Kalcken des ob. Givet u. tiefsten Oberdevon (Prof. 1)
 - Dünnbankiger, grauer Kalk des ob. Eifel **Mittel-**
 - Dünnbankiger, schwarzer Lydit des ob. Eifel **DEVON**
 - Vorwiegend roter Knollenkalk („Findenkalk“), z.T. auch gelb (Prof. 7B)
 - Grauer u. gelblicher Tonlaserkalk des Silur? (Prof. 2) u. Unterdevon
 - Dünnbankiger, grauer Kalk des Gedinne? (Profile 2 u. 7A) **Unter-**
 - Grauer, mehr massiger Kalk des Gedinne? (Prof. 8)
 - Wechselagerung dunkler Kalke u. schwarzer Kieselsteine des Gedinne, z.T. stark zerlinst (Prof. 7A)
 - Dunkle, laminierte Kalke des Gedinne u. tiefen Siegen („eg-Kalk“)
 - Roter u. grauer Kalk mit Pyritpatzen („löcheriger Kalk“) des obersten Ludlow **SILUR**
 - Dolomit- u. orthozerenreicher, fleckig grauer u. brauner Kalk (Prof. 2)
 - Dunkle, geringmächtige Kalkbänke u. -linsen im silur. Kieselsteinerkomplex
 - Schwarze Kieselsteine u. Lydite des Silur
 - Zerreibungszone (Prof. 7A)
 - Überschiebungsbahn
 - Störung

PROFIL - NR. ▶		1	2	3	4	5	6	A	7 _B	C	8	
KARBON	CO	WESTFAL	?		?	?	?		?		?	
		NAMUR	sandig-toniges Hochwipfelkarb.		ca.10m sandig-toniges Hochwipfelkarbon	6m			sandig-toniges Hochwipfelkarbon		sandig-toniges Hochwipfelkarbon	
	CU	VISÉ	?		0,5m heller Lydit	?	?	?	2m schwarzer Lydit		?	
		TOURNAI	LÜCKE		L	Ü	C	K	E	LÜCKE		LÜCKE
DEVON	to	DASBERG + HEMBERG							Knollenkalk-Schuppe			
		NEHDEN	to IIβ 25m Knollenkalk to IIα		4m Knollenkalk	3,5m Knollenkalk		30m Knollenkalk	X	12m Knollenkalk		
		ADORF	to Iδ 5m massige Bank to IγW 5m Knollenkalk to Iα		3m Tonschiefer mit Kalklinsen und Lyditen	?	12m linsige und knollige Kalke	massige Bank		2m massige Bank		
		GIVET	varca-Z. s.l. robustic-Z. eiflia-Z.	Blockhorizont LÜCKE		LÜCKE		4m massige Bank mit verkieselten Korallen etc.		massiger Kalk		
	tm	EIFEL	kockeliana-Zone bidentatus-Zone comiger-Zone	ca.5m gebankte Kalke mit Lydit 15m „20m-Bank“ 10m Wechsellagerung Findenigkalk und massige ? Bänke		15m gebankter Kalk 2m gebankter Lydit 3m dünnbankiger Kalk 20m „20m-Bank“ 20m Wechsellagerung Findenigkalk und massige ? Bänke		?	5m massige Bank	X	einige Meter dünnbankige Kalke 25m „20m-Bank“	
		EMS		20m Findenigkalk	Findenigkalk	70m	50m Findenig-		8m massige Bank	X	X	
		SIEGEN		17m gelber, dünnbankiger Tonflaserkalk	?	?	?	?	7m knolliger Kalk	X	X	
	tu	GEDINNE		16m dünnbankiger, grauer Kalk 2m dolomitischer Kalk mit Orthozeren 1m Tonflaserkalk		5m ey-Kalk 12m grauer Tonflaserkalk 0,5m ey-Kalk	3m Wechsellagerung Kalke u. Kieselschiefer	4m Wechsellagerung Kalke + Kieselschiefer	5m grauer, gebankter Kalk	X	X	
		LUDLOW	east.-Z.		4m löchriger Kalk	?	?	?	5m löchriger Kalk	X	X	
		WENLOCK			50m Kieselschiefer mit Kalkbänken u. Lyditen				5m löchriger Kalk	X	X	
	SILUR	VALENT										

VERBREITUNG WICHTIGER
CONODONTEN AM
FINDENIGKOFEL (KARNISCHE ALPEN)

von P. POLSLER, 1969

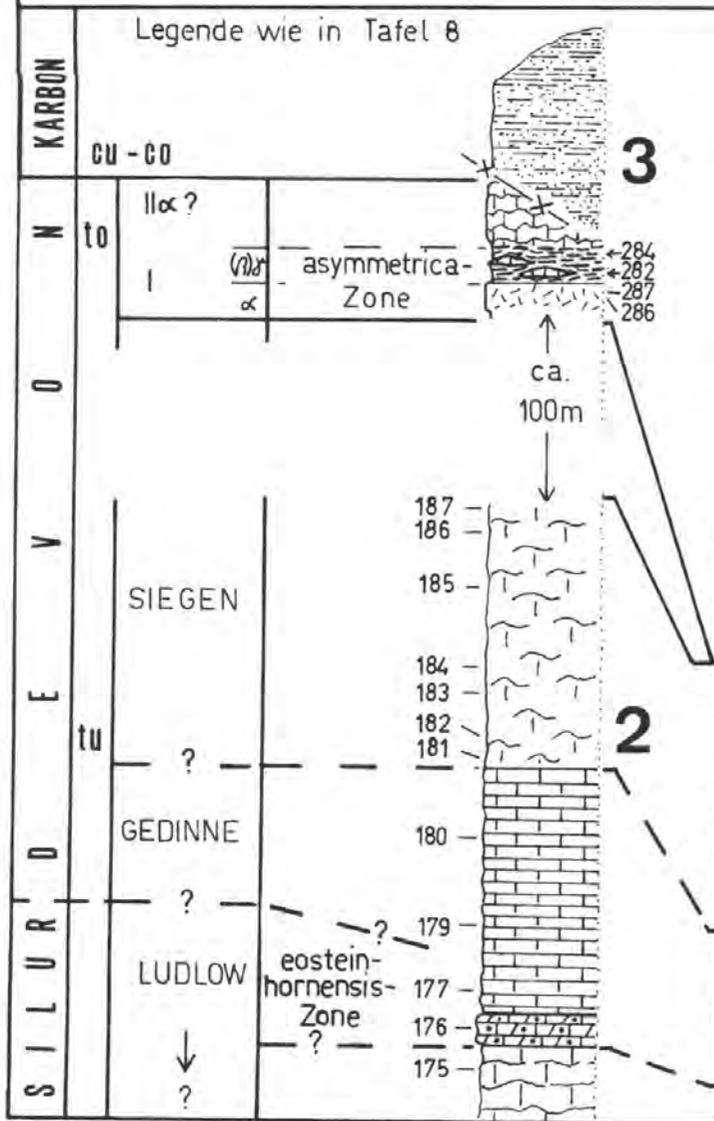
———— Gesteinsgrenzen
----- stratigr. Grenzen

- "Oncotodus" n. sp.
- Spathognathodus steinhornensis remscheidensis
- Belodella cf. devonica
- Spathognathodus steinhornensis steinhornensis
- Belodella cf. tesima
- Icriodus cf. pasavis
- woschmidti sp.
- sp.
- Spathognathodus inclinatus wurmi
- stygius
- transitans
- Ancyrodelloides kutscheri
- Neoproniodus multiformis
- pelekysgnathus serrata
- Polygnathus webbi webbi
- Spathognathodus carinthiacus
- Polygnathus linguiformis linguiformis
- Spathognathodus obliquus
- Polygnathus eiflia
- kockeliana
- cf. robusticostata
- Spathognathodus bidentatus
- Polygnathus trigonica
- varca
- Icriodus cf. obliquimarginatus
- Polygnathus linguiformis mucronata
- linguiformis transversa
- Spathognathodus brevis
- Ancyrodella rotundiloba elata
- rotundiloba rotundiloba
- Uzarkodina lacera
- Palmatolepis ? disparalven
- punctata
- transitans
- Polygnathus ancyrogathoidea
- asymmetrica asymmetrica
- asymmetrica ovalis
- cristata
- dengleri
- ledinensis
- ordinata
- pennata
- Spathognathodus wannemanni cf. variabilis
- Ancyrodella buckeyensis
- curvata
- Ancyrogathus cf. bifurcata
- Palmatolepis subrecta
- Ancyrodella nodosa
- Ancyrogathus triangularis
- Ancyrodella lobata
- ioides
- Ancyrogathus asymmetrica
- Palmatolepis cf. gigas
- triangularis
- tenuipunctata
- minuta minuta
- cf. regularis
- subperlobata
- Polygnathus glebra glebra
- Palmatolepis crepida
- quadrantinosalobata
- termini
- glebra glebra
- glebra pectinata
- perlobata schindewolfi
- rhomboidea
- distorta
- gracilis gracilis
- quadrantinosalobata marginifera
- Polygnathus glebra bilobata
- Spathognathodus stabilis
- wernerii
- Palmatolepis gracilis sigmoidalis
- pseudopolygnathus trigonice
- Spathognathodus costatus costatus

		STUFEN	CONODONTENZONEN	SCHICHTFOLGE		
OBERDEVON		VI	m.-ob.costatus-Z.	Knollenkalkschuppe		
		III + IIIA-VI		Knollenkalkschuppe		
		Cheiloceras (II)	rhomboides-Z.	ca. 25 m		
		Mantico-cerae (I)	ob. m. crepida-Z. unt.	Knollenkalk	4 m Knollenkalk	
			δ	triangularis-Z.	ca. 10 m	3 m dunkle Ton-schiefer mit Kalklinen und Lydit
		ob. m. asymmetrica-Z. unt.	A. triangular.-Z.	Knollenkalk mit massigen Bänken		
MITTELDEVON		Givet	transversa-Z.	2-4m massiger Kalk mit verkieselten Korallen		
			varca-Z. s.l.	2-3m dunkle Kalke		
			robusticostata-Z.			
			eiflia-Z.			
		Eifel	kockeliana-Z.	ca. 20m gebankte Kalke mit Lydit		
		bidentatus-Z.	ca. 20m massiger, heller Kalk ("20m-Bank")			
		corniger-Z.	ca. 20m Knollenk.+massige Bänke			
UNTERDEVON		Ems		ca. 70m roter Knollenkalk ("Findenigkalk")		
		Siegen				
		Gedinne		ca. 36m Kalke, z.T. in Plöckener Fazies	ca. 60m Verzahnung von Plöckener- und Kiesel-schieferfazies	
SILUR		Ludlow bis Valent?	eosteinhorn.-Z.			
ULDEVON		Siegen bis Gedinne		-X-----X-	-X-----ÜBERSCHIEBUNG-----X-	
				ca. 40m graue Tonflaserkalke und schwarze e - Kalke		

FINDENIGKOFEL PROFILE 2+3

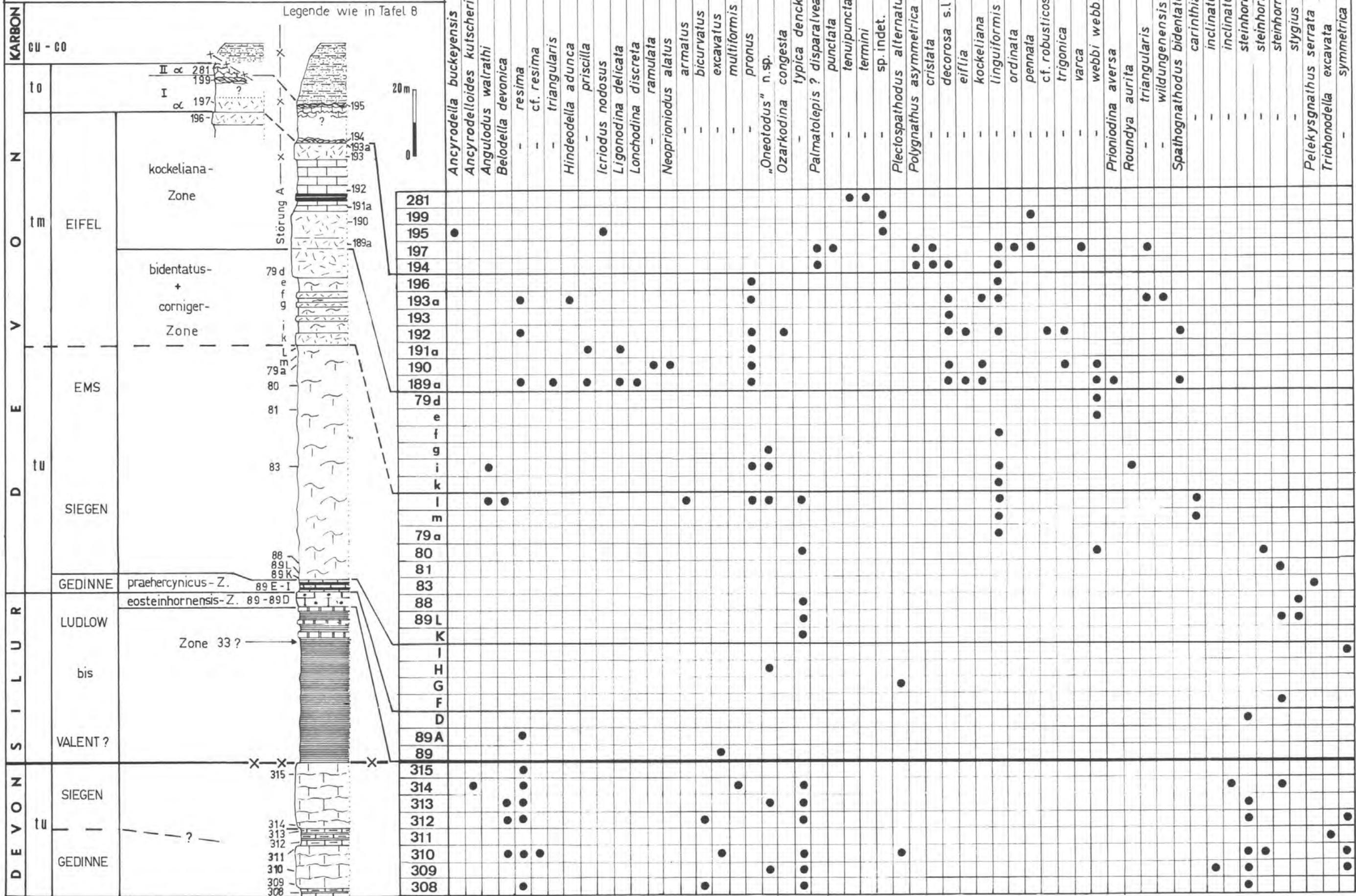
Conodontenfauna und stratigraphische Gliederung



Stratigraphic Unit	175	176	177	179	180	181	182	183	184	185	186	187	286	287	282	284
<i>Ancyrodella buckeyensis</i>																
- <i>nodosa</i>																
- <i>rotundiloba alata</i>																
- <i>rotundiloba rotundiloba</i>																
<i>Belodella devonica</i>																
- <i>resima</i>																
- cf. <i>resima</i>																
<i>Bryantodus colobus</i>																
- n.sp. ZIEGLER 1957																
<i>Enantiognathus lipperti</i>																
<i>Hindeodella equidentata</i>																
<i>Icriodus alternatus</i>																
- <i>nodosus</i>																
- <i>symmetricus</i>																
- <i>woschmidti</i> ssp. PÖLSLER																
- sp.(aff. <i>I. huddlei</i>)																
<i>Ligonodina diversa</i>																
<i>Lonchodina greilingi</i>																
<i>Neoprioniodus bicurvatus</i>																
- <i>excavatus</i>																
- <i>latidentatus</i>																
- <i>pronus</i>																
<i>Nothognathella bogartensis</i>																
„ <i>Oneotodus</i> ” n.sp.																
<i>Ozarkodina homoarcuata</i>																
- <i>lacera</i>																
- <i>media</i>																
- <i>regularis</i>																
- <i>typica</i> denckmanni																
<i>Palmatolepis ? disparalvea</i>																
- <i>punctata</i>																
- <i>transitans</i>																
<i>Plectospathodus extensus</i>																
<i>Polygnathus ancyrognathoidea</i>																
- <i>asymmetrica asymmetrica</i>																
- <i>asymmetrica ovalis</i>																
- <i>cristata</i>																
- <i>decorosa</i> s.l.																
- <i>dengleri</i>																
- <i>normalis</i>																
<i>Prioniodella aequidens</i>																
<i>Spathognathodus inclinatus inclinatus</i>																
- <i>inclinatus wurmi</i>																
- cf. <i>sannemanni variabilis</i>																
- <i>steinhornensis remscheidensis</i>																
- <i>steinhornensis</i> subsp.indet.																
- <i>stygius</i>																
- <i>transitans ?</i>																
<i>Trichonodella excavata</i>																
- <i>inconstans</i>																
- <i>symmetrica</i>																

FINDENIGKOFEL PROFIL 4

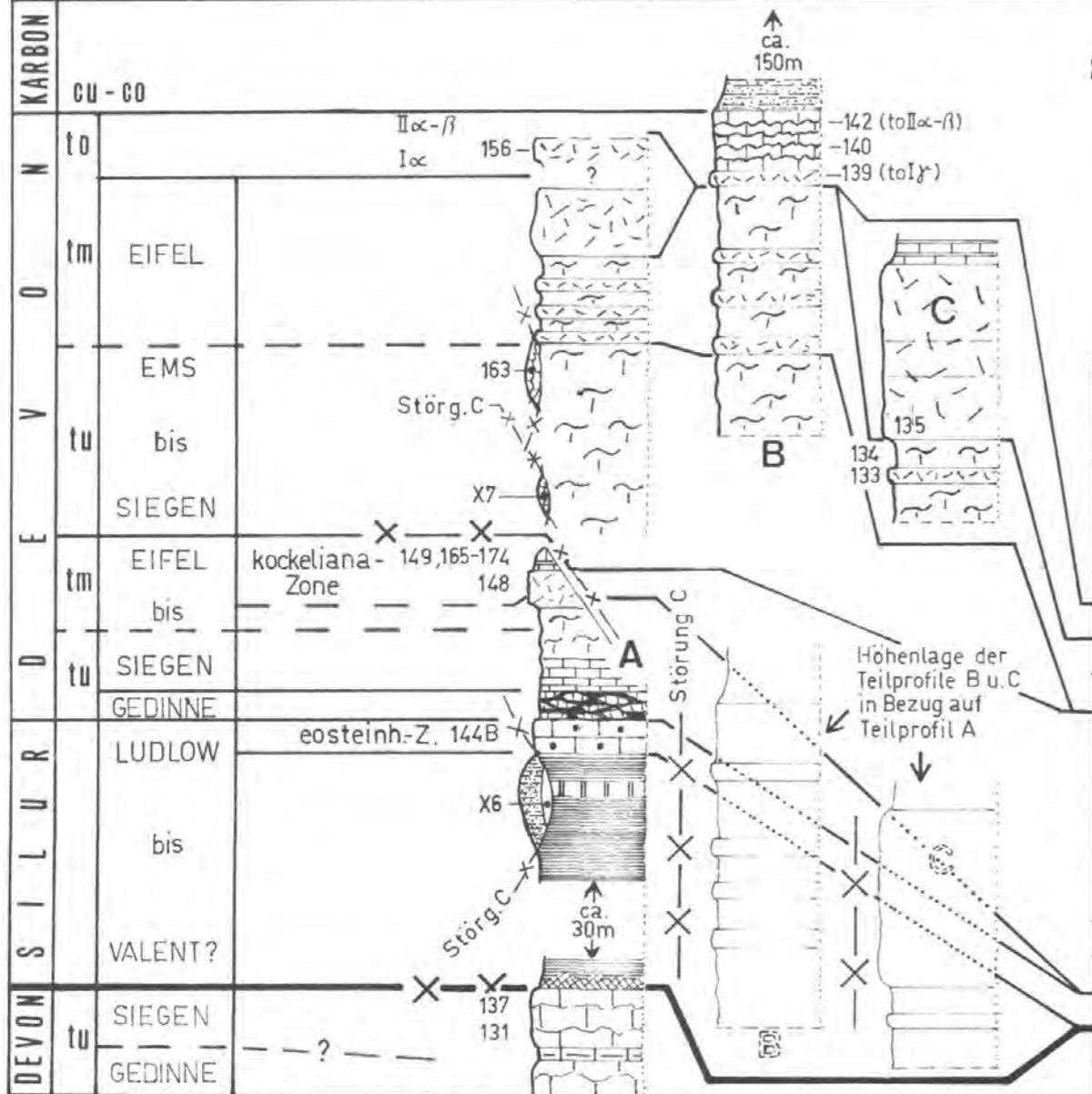
Conodontenfauna und stratigraphische Gliederung



FINDENIGKOFEL PROFIL 7

Conodontenfauna und stratigraphische Gliederung

Legende wie in Tafel 8



Stratigraphic Unit	Sub-unit	131	137	144B	148	149	174	172	170	169	168	165	133	134	135	156	139	140	142	163	X7	X6	
KARBON	CU - CO																						
	to																						
DEVON	SIEGEN																						
	GEDINNE																						
SILUR	VALENT?																						
	bis																						
LUDLOW																							
	eosteinh.-Z. 144B																						
SIEGEN																							
	kockeliana-Zone																						
EIFEL																							
	bis																						
SIEGEN																							
	bis																						
EMS																							
	bis																						
EIFEL																							
	bis																						
TU																							
	bis																						

- Acodina curvata*
- Ancyrodella buckeyensis*
- curvata*
- rotundiloba rotundiloba*
- Ancyrognathus cf. bifurcata*
- Angulodus bidentatus*
- Apatognathus varians*
- Falcodus variabilis*
- Hindeodella adunca*
- austinensis*
- Ligonodina falciformis*
- monodentata*
- Lonchodina curvata*
- discreta*
- multidens*
- Neoprioniodus alatus*
- armatus*
- excavatus*
- pronus*
- „Oneotodus“ n.sp.*
- Ozarkodina ballai*
- congesta*
- homoarcuata*
- lacera*
- regularis*
- typica denckmanni*
- Palmatodella delicatula*
- Palmatolepis distorta*
- glabra glabra*
- gracilis gracilis*
- gracilis sigmoidalis*
- minuta minuta*
- perlobata schindewolfi*
- quadrantinodosa marginifera*
- subrecta*
- tenuipunctata*
- Panderodus acostatus*
- equicostatus*
- Pelekysgnathus plana*
- Polygnathus decrosa s.l.*
- eiflia*
- glabra bilobata*
- kockeliana*
- linguiformis linguiformis*
- lodinensis n.sp.*
- sp.indet.*
- Prioniodella aequidens*
- Prioniodina smithi*
- Pseudopolygnathus trigonica*
- Scutula bipennata*
- venusta*
- Spathognathodus costatus costatus*
- stabilis*
- wernerii*
- Trichonodella excavata*
- Tripodellus flexuosus*
- robustus*

		FINDENIGKOFEL BLOCKHORIZONT		Conodontenfauna und stratigraphische Gliederung				
OBERDEVON	unteres tołoc	untere asymmetrica-Zone	ca. 3m hellgrauer intrasparitischer Kalk	226				
			225	•	•			
			223			•		
			222				•	
			221					
			220					•
			318			•		
			317				•	
			316					•
			210			•		
MIDDLE DEVON	ob. Givet	varca-Zone s.l.	brekziöser Kalk mit verkieselten Korallen etc. ca. 3m	219				
			214					
			208					
			271					
			270					
			269					
			267					
			265					
			264					
			3-4m dunkelgrauer pel- u intrasparitischer Kalk mit braunen Tonhäuten	263				
			262					
			261					
			260					
			259					
			254					
			249					
			248					
239								
237								
235								
217								
213								
212								
211								
206								
204								
202								
NIEDERDEVON	ob. Eifel	kockeliana-Z	1-2m hellgrauer dünnbankiger intrasparitischer Kalk	60				
			256					
			255					
			251					
			250					

*Acodina delata**Ancyrodella buckeyensis**rotundiloba rotundiloba**Belodella devonica**Bryantodus pravus**scipioensis?**Elsonella rhenana* (Falcodus-Element)*Falcodus guntharii**Hindeodella deflecta**priscilla**Lonchodina curvata**multidens**Neoproniodus armatus**pronus**Ozarkodina congesta**lata**macra**Palmaolepis? disparalvea**transitans**sp. indet.**Polygnathus asymmetrica ovalis**asymmetrica subsp. indet.**bryanti**cristata**decorosa* s.l.*kockeliana**linguliformis linguliformis**ordinata**pseudotriata?**cf. robusticostata**rugosa**varca**webbi webbi**iodimensis* n. sp.*Prionodella aequidens**Spathognathodus bidentatus**cf. planus*

JB. Geol. B. A.	Bd. 112	S. 399—440	Wien, Oktober 1969
-----------------	---------	------------	--------------------

Conodonten aus dem Devon der Karnischen Alpen (Findenigkofel, Österreich)

von Peter PÖLSLER ¹⁾

mit 6 Photo-Tafeln, 5 Abb. und 1 Tabelle

Zusammenfassung

Aus dem Devon der Karnischen Alpen werden 75 Conodontenarten beschrieben, die 13 Gattungen angehören. 2 Arten („*Oneotodus*“ n. sp. und *Polygnathus lodinensis* n. sp.) werden als neu vorgeschlagen.

Das Material stammt vom Findenigkofel, dessen Stratigraphie und Tektonik in einem Beitrag in diesem Heft behandelt werden. Um Wiederholungen zu vermeiden, wird auch das Vorkommen gleicher Arten am Poludnig, Hohen Trieb und im Plöckentunnel vermerkt.

Riassunto

Vengono qui descritti dal Devoniano delle Alpi Carniche 75 specie di Conodonti appartenenti a 13 generi. Si propongono due nuove specie („*Oneotodus*“ n. sp. e *Polygnathus lodinensis* n. sp.).

Il materiale proviene del M. Lodin, la cui stratigrafia e tettonica viene trattata in questo stesso fascicolo. Per evitare ripetizioni, si citano qui anche i rinvenimenti delle stesse forme alla Cuestalta (Hoher Trieb), Poludnig e nel Plöckentunnel.

Abstract

From the Devonian of the Carnic Alps a description is given of 75 conodont species belonging to 13 genera. Two species („*Oneotodus*“ n. sp. and *Polygnathus lodinensis* n. sp.) are proposed as new. The material examined comes from the Findenigkofel which itself is described in stratigraphy and tectonics in this volume. To prevent repetition the occurrences of the same species at Hoher Trieb, Poludnig and Plöckentunnel are recorded.

Einleitung

Die langjährigen conodontenstratigraphischen Untersuchungen der Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz (Inhaber Prof. Dr. H. FLÜGEL) im Paläozoikum der Karnischen Alpen

¹⁾ Anschrift des Verfassers: Peter PÖLSLER, Lehrkanzel für Paläontologie und Historische Geologie der Universität Graz, A - 8010 Graz.

lieferten zum Teil reiche Faunen, von denen ein Teil hier beschrieben wird. Die Fauna stammt vom 2015 m hohen, am Grenzkamm gegen Italien liegenden Findenigkofel (Monte Lodin). Um Wiederholungen zu vermeiden, wird auch das Vorkommen gleicher Formen am Poludnig (W. SKALA 1969), Hohen Trieb (H. P. SCHÖNLAUB 1969) und im Plöckentunnel (FLAJS & PÖLSLER 1965, PÖLSLER 1967) vermerkt (Abb. 1).

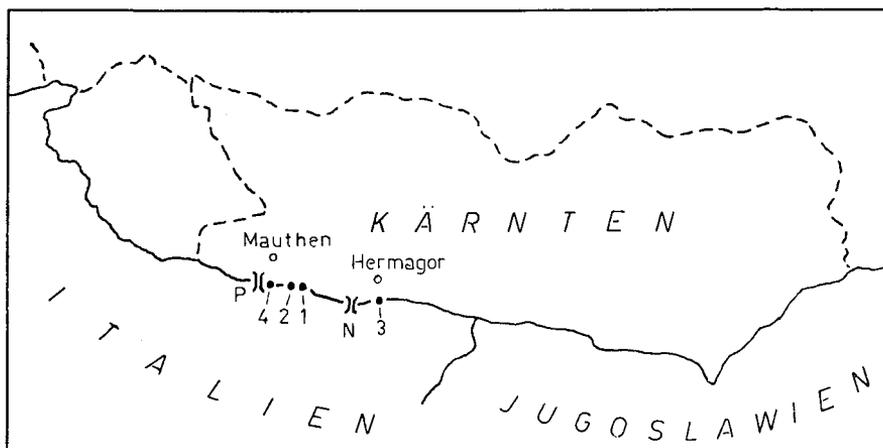


Abb. 1: Lage der Fundpunkte (1 = Findenigkofel, 2 = Hoher Trieb, 3 = Poludnig, 4 = Plöckentunnel, P = Plöckenpaß, N = Naßfeld).

Die mit Conodonten und Graptolithen (det. H. JAEGER, Berlin) vorgenommene Untersuchung des Findenig-N-Abfalles (H. JAEGER & P. PÖLSLER 1968, P. PÖLSLER 1969) ergab einen tektonischen Stockwerkbau, bei dem unterdevonische Kalke von einer Schichtfolge aus Kalken, Kieselschiefern und Lyditen überlagert werden, die mit oberem Valent (?) beginnt und (mit einer Unterbrechung im Givet) bis in die *Cheiloceras*-Stufe reicht. Den Abschluß bildet sandig-toniges Hochwipfelkarbon. Schichtglieder des tieferen Givet (*eiflia*- und *robusticostata*-Zone, vielleicht auch noch tiefere *varca*-Zone) und des über der *Cheiloceras*-Stufe folgenden Oberdevons fehlen innerhalb der Schichtfolge. In Störungen eingeklemmte Reste lieferten aber auch Faunen des to VI und eine Mischfauna aus Formen des to III α und to III β bis to VI. Wie weit die obere Schichtlücke in das Karbon hineinreicht, kann auf Grund der fehlenden Datierung des Hochwipfelkarbons nicht gesagt werden. Da gleichzeitig mit vorliegender Arbeit die genaue Beschreibung der Stratigraphie und Tektonik des Findenig-N-Abfalles erscheint (P. PÖLSLER 1969), wird auf die geologischen Verhältnisse nicht näher eingegangen.

Es werden hier nur die stratigraphisch wichtigen Formen beschrieben, bzw. solche, die durch abweichende Ausbildung interessant erscheinen, in jüngeren Arbeiten beobachtete veränderte stratigraphische Reichweiten

bestätigen oder als neu angesehen werden. Außerdem wurde die einzige sichere silurische Form, die am Findenigkofel gewonnen werden konnte (*Kockelella variabilis* WALLISER) abgebildet.

In den Synonyma-Listen wurde weitgehend auf frühere Arbeiten hingewiesen, sodaß zumeist nur die wichtigsten bzw. bisher nicht berücksichtigten Arbeiten angeführt sind.

Das Belegmaterial wird in der Typensammlung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Graz unter der Nr. UGP 2569 aufbewahrt.

Stratigraphische Ergebnisse

Bei der stratigraphischen Auswertung der Conodontenfaunen aus den hauptsächlich profilmäßig genommenen Proben konnten zwar einige Conodontenzonen erkannt werden, aber nicht die ganze Zonenabfolge nachgewiesen werden. Dies dürfte in erster Linie auf die für feinstratigraphische Zwecke vor allem im Oberdevon zu großen Probenabstände zurückzuführen sein.

Im einzelnen konnten folgende Conodontenzonen nachgewiesen werden: Die *bidentatus*-Zone kann durch das Auftreten von *Spathognathodus obliquus* WITTEKINDT erkannt werden. Die *kockeliana*-Zone, die am Findenigkofel zirka 30 m mächtig wird, wird durch Faunen mit *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. trigonica* BISCHOFF & ZIEGLER, und *Spathognathodus bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER repräsentiert. Die *varca*-Zone s. l. wurde in zahlreichen Proben mit *P. varca* STAUFFER nachgewiesen. Die *transversa*-Zone konnte in drei Proben durch das Auftreten von *Polygnathus linguiformis mucronata* WITTEKINDT und *P. l. transversa* WITTEKINDT erkannt werden. Die *asymmetrica*-Zone ist durch relativ reiche Faunen mit *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT), *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER, *P. asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER und *P. a. ovalis* ZIEGLER & KLAPPER vertreten. Der untere Abschnitt dieser Zone kann mit *Ancyrodella rotundiloba alata* GLENISTER & KLAPPER, *Palmatolepis ? disparalvea* ORR & KLAPPER, *Polygnathus cristata* HINDE, *P. dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER, *P. ordinata* BRYANT und *Spathognathodus sannemanni* cf. *variabilis* POLLOCK nachgewiesen werden. Die *A. triangularis*-Zone könnte durch die namengebende Form *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST repräsentiert sein. Da diese Form aber die Obergrenze der *A. triangularis*-Zone überschreitet und die Abwesenheit von *Palmatolepis gigas* MILLER & YOUNGQUIST nicht primär sein muß (es wurden überhaupt nur vier beschädigte Exemplare gefunden), ist die *A. triangularis*-Zone nicht sicher nachweisbar. Die *gigas*-Zone, u. zw. ihr oberer Abschnitt, konnte in einer Fauna mit *Ancyrodella ioides* ZIEGLER, *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER), *Palmatolepis* cf. *gigas* MILLER & YOUNGQUIST und andere erkannt werden. In der gleichen Fauna ist auch ein Exemplar enthalten, das hier als *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN beschrieben wird. Da *P. triangularis* in der *gigas*-Zone aber noch nicht vorkommt, könnte es sich unter Umständen auch um eine extreme Ausbildung von *P. subrecta* handeln. Die mittlere und obere *crepida*-Zone sind durch Faunen mit *Palmatolepis crepida* SANNEMANN, *P. quadrantinodosalobata* SANNEMANN und *P. termini* SANNEMANN nachweisbar. Die *rhom-*

boidea-Zone, u. zw. ihr tiefster Bereich, kann durch das gemeinsame Auftreten von *Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN und *P. rhomboidea* SANNEMANN erkannt werden. Die mittlere und obere *costatus*-Zone schließlich ist durch *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER, *Pseudopolygnathus trigonica* ZIEGLER und *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) vertreten. Im übrigen waren die Faunen entweder zu spärlich oder besaßen eine zu große stratigraphische Reichweite, um eine bestimmte Zone nachzuweisen.

Methodik, Häufigkeit und Erhaltungszustand

Es wurden im allgemeinen etwa 1 kg, bei geringer Fossilführung bis zu 3 kg Gestein nach dem herkömmlichen Verfahren in Monochloressigsäure aufgelöst und mit Bromoform die Schwerfraktion abgetrennt. Der begleitende unlösliche Rückstand wurde mit einem Magnetseparator (Fa. Frantz) weiter reduziert, wobei Pyrit durch vorheriges Glühen zur Gänze entfernt werden konnte. Zum Photographieren wurden die Exemplare mit NH₄Cl überzogen.

Von den zirka 350 bearbeiteten Proben führten 225 Conodonten, davon aber nur etwa 100 mit stratigraphisch brauchbaren Faunen. Die Häufigkeit der Conodonten in den einzelnen stratigraphischen Niveaus war sehr verschieden. Die reichsten Faunen lieferten \pm reine Kalke an der Basis des Oberdevons. In Schichten des Silurs und Unterdevons hingegen waren die Faunen sehr spärlich. Der Erhaltungszustand war im allgemeinen gut.

Danksagung

Es sei mir auch an dieser Stelle gestattet, Herrn Prof. Dr. H. FLÜGEL (Lehrkanzel für Paläontologische und Historische Geologie der Universität Graz) für mannigfache Hilfe und sein unermüdliches Interesse zu danken. Für fachliche Hinweise und Unterstützung bei den Probenahmen danke ich besonders den Herren Dr. A. FENNINGER, H. P. SCHÖNLAUB und H. AUFERBAUER.

Beschreibung der Conodonten

Ancyrodella ULRICH & BASSLER 1926

Ancyrodella buckeyensis STAUFFER 1938

- * 1938 *Ancyrodella buckeyensis* n. sp. — STAUFFER, S. 418; Taf. 52, Fig. 17, 18, 23, 24.
- 1965 *Ancyrodella buckeyensis* STAUFFER — ETHINGTON, S. 570; Taf. 68, Fig. 3 (cum syn.).
- v 1966 *Ancyrodella buckeyensis* STAUFFER — FLAJS, Taf. 24, Fig. 1; Textfig. 3 c.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *asymmetrica*- bis *gigas*-Zone [to I (β) γ bis to I δ] (nach ZIEGLER 1962: 19 ff.).

Material: 21 Exemplare.

Beschreibung: Siehe ZIEGLER 1958: 40.

Vorkommen: Findenig: 1/56²⁾, 4/195, 5/106, 7/139, E/321; Poludnig, Hoher Trieb, Plöcken-Tunnel.

²⁾ Die Zahlen bedeuten Profil-Nr./Proben-Nr. und beziehen sich auf die gleichzeitig erscheinende Arbeit von P. PÖLSLER 1969: „Stratigraphie und Tektonik im N-Abfall des Findenigkofels“.

Ancyrodella curvata (BRANSON & MEHL 1934)

- * 1934 *Ancyrognathus curvata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 241; Taf. 19, Fig. 6, 11.
 1956 *Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL) — BISCHOFF, S. 118—119; Taf. 8, Fig. 9—11.
 1967 *Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL) — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 177—178; Taf. 1, Fig. 1.
 1968 *Ancyrodella curvata* (BRANSON & MEHL) — MOUND, S. 469—470; Taf. 65, Fig. 5, 6, 13—16 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Obere *asymmetrica*- bis untere *P. triangularis*-Zone [to I (β) γ bis to I δ] (nach ZIEGLER 1962 b, Tab. 2).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung und Beziehung: Siehe ZIEGLER 1958: 41.

Vorkommen: Findenig: 1/56, 5/106, 7/139; Poludnig, Hoher Trieb.

Ancyrodella ioides ZIEGLER 1958

- * 1958 *Ancyrodella ioides* n. sp. — ZIEGLER, S. 42—43; Taf. 11, Fig. 2—4.

Stratigraphische Verbreitung: Oberes to I (β) γ bis tiefes to I δ (nach ZIEGLER 1958: 43).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung und Beziehung: Siehe ZIEGLER 1958: 42 f.

Vorkommen: Findenig: 1/56; Hoher Trieb.

Ancyrodella lobata BRANSON & MEHL 1934

- * 1934 *Ancyrodella lobata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 239; Taf. 19, Fig. 14, Taf. 21, Fig. 22, 23.
 v 1966 *Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL — FLAJS, Taf. 23, Fig. 2, Textfig. 3 a.
 1968 *Ancyrodella lobata* BRANSON & MEHL — MOUND, S. 470—471; Taf. 65, Fig. 7—12 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: to I (nach ZIEGLER 1958: 43).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung und Beziehung: Siehe ZIEGLER 1958: 43.

Vorkommen: Findenig: 5/105; Hoher Trieb, Plöcken-Tunnel.

Ancyrodella nodosa ULRICH & BASSLER 1926

- * 1926 *Ancyrodella nodosa* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 44, 48; Taf. 1, Fig. 10 bis 13.
 1957 *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 41—42.
 1961 *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER — FREYER, S. 33.
 v 1966 *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER — FLAJS, Taf. 23, Fig. 4.
 1966 *Ancyrodella nodosa* ULRICH & BASSLER — GLENISTER & KLAPPER, S. 798 bis 799; Taf. 86, Fig. 5—12 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Tiefes to I (β) γ bis höheres to I δ (nach ZIEGLER 1958: 44).

Material: 5 Exemplare.

Bemerkung: Das Auftreten von *Ancyrodella nodosa* in der Probe 3/287, die im übrigen eine Fauna der unteren *asymmetrica*-Zone lieferte, ist ungeklärt. Möglicherweise wurde die Probe bei der Aufbereitung verunreinigt.

Vorkommen: Findenig: 1/58 A, 3/287 (!); Poludnig, Hoher Trieb, Plöcken-Tunnel.

Ancyrodella rotundiloba (BRYANT 1921)*Ancyrodella rotundiloba alata* GLENISTER & KLAPPER 1966

Taf. 4, Fig. 1—4

- part. 1957 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 42; Taf. 16, Fig. 5—12, 14, 16, 17 (non Fig. 15 = *A. rotundiloba rotundiloba*).
- part. 1958 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — ZIEGLER, S. 44—45; Taf. 11, Fig. 12 (non Fig. 11 = *A. rotundiloba rotundiloba*).
- 1965 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) n. ssp. — KREBS & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 6—9.
- * 1966 *Ancyrodella rotundiloba alata* n. ssp. — GLENISTER & KLAPPER, S. 799—800; Taf. 85, Fig. 1—8; Taf. 86, Fig. 1—4.
- part. 1967 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — MÜLLER & CLARK, S. 908—910; Taf. 115, Fig. 8, Textfig. 5 d, 6 (part.), non Taf. 116, Fig. 1—5; Textfig. 5 a—c, e, 6 (part.) (= *A. rotundiloba rotundiloba*).
- 1968 *Ancyrodella rotundiloba alata* GLENISTER & KLAPPER — POLLOCK, S. 424; Taf. 61, Fig. 2, 3.

Stratigraphische Verbreitung: Untere *asymmetrica*-Zone (unteres to I α) (nach GLENISTER & KLAPPER 1966).

Material: Zirka 50 Exemplare.

Bemerkung: Diese Form unterscheidet sich von *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* durch die verschiedene Richtung der Seitenlappen. Bei *Ancyrodella rotundiloba alata* ist einer nach vorne und einer zur Seite gerichtet, während bei *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* beide Lappen zur Seite weisen. Die Kiele auf der Unterseite der Seitenlappen sind bei der Nominat-Unterart nur sehr kurz, bzw. ist oft nur einer entwickelt, während sie bei *Ancyrodella rotundiloba alata* bis zum Umschlag reichen.

Vorkommen: Findenig: 3/287; Hoher Trieb.

Ancyrodella rotundiloba rotundiloba (BRYANT 1921)

Taf. 4, Fig. 5—8

- part. 1879 *Polygnathus tuberculatus* n. sp. — HINDE, S. 366; Taf. 17, Fig. 10 (non Fig. 9 = *Polygnathus tuberculatus*).
- * 1921 *Polygnathus rotundilobus* n. sp. — BRYANT, S. 26—27; Taf. 12, Fig. 1—6; Textfig. 7.
- 1956 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — HASS, Taf. 4, Abb. 21.
- 1965 *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT) — KREBS & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 10—13, 15, 16.
- 1966 *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT) — GLENISTER & KLAPPER, S. 799; Taf. 85, Fig. 9—13 (cum syn.).
- part. 1967 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — MÜLLER & CLARK, S. 908—910; Taf. 116, Fig. 1—5; Textfig. 5 a—c, e, 6 (part.), non Taf. 115, Fig. 8; Textfig. 5 d, 6 (part.) (= *A. rotundiloba alata*).
- 1967 *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT) — VAN ADRICHEM BOOGAERT, S. 178; Taf. 1, Fig. 3.
- 1968 *Ancyrodella rotundiloba* (BRYANT) — SCHULZE, S. 182—183.

Stratigraphische Verbreitung: Untere bis mittlere *asymmetrica*-Zone (to I α) (nach BISCHOFF & ZIEGLER 1957 und ZIEGLER 1962 b).

Material: Zirka 35 Exemplare.

Vorkommen: Findenig: 3/287, 7/156, B/225; Hoher Trieb.

Ancyrodelloides BISCHOFF & SANNEMANN 1958*Ancyrodelloides kutscheri* BISCHOFF & SANNEMANN 1958

Taf. 1, Fig. 22, 23.

- * 1958 *Ancyrodelloides kutscheri* n. sp. — BISCHOFF & SANNEMANN, S. 93—94; Taf. 12, Abb. 15, 17, 18.

1968 *Ancyrodelloides cf. kutscheri* BISCHOFF & SANNEMANN — SCHULZE, S. 183—184; Textfig. 11.

Stratigraphische Verbreitung: Unteres Siegen (nach SCHULZE 1968), Co.-Bereich IX (ob. Gedinne bis Unterems) nach WALLISER 1962.

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung: Entspricht der von BISCHOFF & SANNEMANN 1958.

Vorkommen: Findenig: 4/314.

Ancyrognathus BRANSON & MEHL 1934

Ancyrognathus asymmetrica (ULRICH & BASSLER 1926)

- * 1926 *Palmatolepis asymmetrica* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 50; Taf. 7, Fig. 18.
- 1958 *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER) — ZIEGLER, S. 45—47; Taf. 10, Fig. 10, 11.
- 1965 *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER) — KREBS & ZIEGLER, Taf. 2, Fig. 3, 4.
- 1966 *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER) — GLENISTER & KLAPPER, S. 801; Taf. 87, Fig. 1—5 (cum syn.).
- 1967 *Ancyrognathus asymmetrica* (ULRICH & BASSLER) — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 178; Taf. 1, Fig. 2.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *gigas*-Zone (tiefes to I δ) (nach ZIEGLER 1962 b, Tab. 2 und GLENISTER & KLAPPER 1966, Tab. 7).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung und Beziehung: Siehe ZIEGLER 1958: 46 und 1962 a: 150 ff.

Vorkommen: Findenig: 1/56; Hoher Trieb.

Ancyrognathus cf. bifurcata ULRICH & BASSLER 1926

vgl. 1926 *Palmatolepis bifurcata* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 50; Taf. 7, Fig. 16, 17.

Stratigraphische Verbreitung: to I (β) γ (nach ZIEGLER 1958).

Material: 3 Exemplare.

Bemerkung: Es liegen nur Bruchstücke vor, doch ist zu erkennen, daß sich auf der Unterseite die scharfen Kiele unter einem Winkel von zirka 70° treffen.

Vorkommen: Findenig: 7/139, E/321.

Ancyrognathus triangularis YOUNGQUIST 1945

Taf. 6, Fig. 17, 18, 23, 24

- * 1945 *Ancyrognathus triangularis* n. sp. — YOUNGQUIST, S. 356—357; Taf. 54, Fig. 7.
- 1958 *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST — ZIEGLER, S. 49—51; Taf. 10, Fig. 1—8, 12, 15, 20, Abb. 6.
- 1968 *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST — POLLOCK, S. 428 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: to I (β) γ .

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Siehe ZIEGLER 1959.

Vorkommen: Findenig: 1/58 A, 5/105; Hoher Trieb, Poludnig.

Belodella ETHINGTON 1959*Belodella* cf. *devonica* (STAUFFER 1940)

vgl. 1940 *Belodus devonicus* n. sp. — STAUFFER, S. 420; Taf. 59, Fig. 47, 48.

Material: Zirka 10 Exemplare.

Beschreibung: Die vorliegenden Exemplare haben einen Querschnitt wie *B. devonica*. Die Zähnnchen an der Hinterkante sind aber nur ganz wenig oder überhaupt nicht entwickelt.

Beziehung: Die Form ist durch Übergangsformen mit *B. devonica* verbunden.

Vorkommen: Findenig: In den Kalken des Unterdevon relativ häufig.

Belodella cf. *resima* (PHILIP 1965)

vgl. 1965 *Belodus resimus* n. sp. — PHILIP, S. 98—99; Taf. 8, Fig. 15—17, 19; Textfig. 2 e, f.

Stratigraphische Verbreitung: Unterdevon.

Material: Zirka 20 Exemplare.

Beschreibung: So wie bei *B. cf. devonica* fehlen die feinen Zähnnchen an der Hinterkante oder sie sind nur sehr schwach entwickelt.

Beziehung: Die Form ist durch Übergangsformen mit *B. resima* verbunden.

Vorkommen: Findenig: 2/184, 2/185, 2/187, 4/310, 5/155; Hoher Trieb.

Icriodus BRANSON & MEHL 1938*Icriodus* cf. *obliquimarginatus* BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 14

vgl. 1957 *Icriodus obliquimarginatus* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 62—63; Taf. 6, Fig. 14.

Beschreibung: Das einzige vorliegende Exemplar zeigt die für *I. obliquimarginatus* typische schräg nach hinten oben verlaufende Hinterkante. Das Vorderende des Zahnes ist abgebrochen. Die Umrandung der Basalgrube zeigt auf einer Seite eine stark abgerundete, spornartige Ausweitung.

Die drei Knoten der Medianreihe, die die Seitenreihen nach hinten überragen, sind zu einem gezackten Grat verschmolzen. Ansonsten stehen die Knoten der Medianreihe getrennt.

Bemerkung: Im Gegensatz zu den Beschreibungen und Abbildungen bei BISCHOFF & ZIEGLER 1957 und WITTEKINDT 1965 überragt bei vorliegendem Exemplar die Medianreihe die Seitenreihen nur um drei Knoten. Es erfolgt daher eine cf.-Bestimmung. Das Exemplar stammt außerdem aus einer Fauna mit *Polygnatus linguiformis transversa* (*transversa*-Zone = höchstes Givet), während die stratigraphische Verbreitung von *I. obliquimarginatus* von WITTEKINDT mit *eiflia*-Zone bis mittlere *varca*-Zone (tiefstes bis oberes Givet) angegeben wird.

Vorkommen: Findenig: E/124.

Icriodus cf. *pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN 1958

Taf. 1, Fig. 16, 17

vgl. 1958 *Icriodus pesavis* n. sp. — BISCHOFF & SANNEMANN, S. 96—97; Taf. 12, Fig. 1—4.Stratigraphische Verbreitung von *I. pesavis*: Unteres Siegen (nach SCHULZE 1968).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Es sind nur der Mittelsporn und ein Seitensporn sowie die Ansätze des zweiten Seitenspornes und des hinteren Fortsatzes erhalten. Der Mittelsporn ist mit vier aus verschmolzenen Knoten bestehenden Querreihen versehen, die von tiefen Furchen getrennt werden. Die mittleren beiden Querreihen werden länger als die vorderste und hinterste Querreihe, sodaß sie den Basisteil seitlich überragen. Von der hintersten Querreihe verläuft ein aus drei verschmolzenen Knötchen bestehender Grat zum Hinterende. Die Längsachse des Mittelspornes ist gekrümmt. Der erhaltene Seitensporn ist mit drei Querreihen versehen, die so wie beim Mittelsporn aus stark miteinander verschmolzenen Knoten bestehen. Der Seitensporn ist vorne am breitesten. Die Unterseite des Exemplares ist sehr stark beschädigt und erlaubt keine Aussage.

Vorkommen: Findenig: 5/152; *I. pesavis* kommt auch am Hohen Trieb und am Poludnig vor.

Icriodus woschmidti ssp.

Taf. 1, Fig. 19—21

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: In der Aufsicht sind drei bzw. fünf Querreihen von miteinander verschmolzenen, rundlichen Knötchen zu sehen, wobei die Verschmelzung aber nicht vollständig vor sich gegangen ist, sodaß die einzelnen Knötchen noch erkennbar sind. Die Querreihen werden durch sehr tiefe, bis unter die Basis der Knötchen reichende Kerben getrennt, die von vorne nach hinten an Breite abnehmen. Die vorderste Kerbe ist breiter, die hinterste schmaler als die Breite der Knötchen. Hinter den Querreihen folgen drei etwa gleich hohe, spitzere Knötchen. Vom hintersten zweigt etwa im rechten Winkel ein Fortsatz ab, der mit drei spitzen Knötchen besetzt ist. Bei dem größeren der beiden Exemplare (Taf. 1, Fig. 20—21) sind die hinteren 3 Querreihen durch einen Längsgrat verbunden. Beim kleineren Exemplar (Taf. 1, Fig. 19) fehlt er vollständig. Die Basalgrube beginnt vorn als schmale Rinne, verbreitert und vertieft sich aber etwa ab der Mitte des Conodonten, sodaß sich der Basalgrubenrand nach außen (Richtung des Fortsatzes) hin leicht konvex, nach innen aber sehr stark konvex ausbuchtet.

Beziehungen: Durch die nicht vollständig vollzogene Verschmelzung der Knoten zu Querreihen und den vom hintersten Zähnchen abgehenden Seitensporn, der mit spitzen Knötchen versehen ist, bestehen Beziehungen zu *I. woschmidti transiens* CARLS & GANDL. Durch den annähernd im rechten Winkel abgehenden Sporn und die ausgedehnte Basalgrube bestehen Beziehungen auch zu *I. rectangularis* CARLS & GANDL.

Bemerkungen: *I. woschmidti transiens* und *I. rectangularis* wurden von CARLS & GANDL aus dem höheren Unter-Gedinne beschrieben. Am Findenig wurde zirka 30 m unterhalb der Probe, aus der eines der beiden

Exemplare (Taf. 1, Fig. 19) stammt, mit *Monograptus praehercynicus* JAEGER bereits oberes Gedinne nachgewiesen. Das zweite Exemplar (Taf. 1, Fig. 20—21) stammt aus einer Probe, die schon dem Ems angehören dürfte.

Vorkommen: Findenig 1/72, 2/187.

Icriodus sp.

Taf. 1, Fig. 18

Material: 1 beschädigtes Exemplar.

Beschreibung: Es ist nur der hintere Teil des Conodonten mit dem schräg nach hinten gerichteten Fortsatz erhalten. In der Aufsicht erkennt man noch drei aus schwach miteinander verschmolzenen Knötchen bestehende Querreihen. Die Knötchen der beiden äußeren Längsreihen sind wesentlich breiter und stumpfer, aber etwas höher als die Medianreihe, deren Knötchen durch einen scharfen, niederen Grat miteinander verbunden sind. Der Abstand zwischen den Querreihen ist etwa halb so groß wie die Breite der äußeren Knötchen. Hinter den Querreihen folgen zwei spitze Knötchen, wovon das hintere, etwas größere ungefähr die Höhe der äußeren, breit-stumpfen Knötchen erreicht. Von diesem hinteren Knötchen zweigt schräg nach hinten der über der Basalgrube sehr schmale, hohe, mit vier schneidenförmigen Zähnen besetzte Fortsatz ab. Er ist ganz schwach nach hinten gebogen. Auf der Unterseite des Conodonten ist eine dem Fortsatz genau gegenüberliegende zweite Ausbuchtung der Basalgrube zu sehen. Der Vorderteil der Basalgrube ist nicht erhalten.

Beziehungen und Bemerkungen: Durch den nach hinten gekrümmten Sporn zeigt das Exemplar Beziehungen zu *I. huddlei* KLAPPER & ZIEGLER. Diese Form ist aber wesentlich schlanker, als das vorliegende Exemplar, das auf Grund der verschmolzenen Knötchen am ehesten zu *I. woschmidti transiens* CARLS & GANDL gehört.

Vorkommen: Findenig: 2/187 (unteres Siegen?).

Neoprioniodus RHODES & MÜLLER 1956

Neoprioniodus multififormis WALLISER 1964

Taf. 1, Fig. 14

part. 1957 *Prioniodina excavata* (BRANSON & MEHL) — WALLISER, S. 46; Taf. 2, Fig. 16 (non Fig. 17 = *Neoprioniodus latidentatus* WALLISER 1964).

* 1964 *Neoprioniodus multififormis* n. sp. — WALLISER, S. 50—51; Taf. 8, Fig. 10, Taf. 29, Fig. 14, 16—25; Textfig. 5 a.

1968 *Neoprioniodus multififormis* WALLISER — SCHULZE, S. 201; Taf. 18, Fig. 4.

Stratigraphische Verbreitung: *crassa-* bis *siluricus*-Zone. Von SCHULZE 1968 wird die Form auch aus dem Gedinne bis unteren Siegen beschrieben.

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung: Siehe WALLISER 1964.

Bemerkung: Die zuvor nur aus dem unteren und mittleren Ludlow (*crassa-* bis *siluricus*-Zone) bekannte Form wurde von SCHULZE 1968 auch aus dem Gedinne und unteren Siegen des Seeberggebietes bekannt gemacht.

Vorkommen: Findenig: 4/314, 2/185; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Oneotodus LINDSTRÖM 1954„*Oneotodus*“ n. sp.

Taf. 1, Fig. 15

Stratigraphische Verbreitung: Am Findenig *eosteinhornensis*-Zone (?) bis unteres Eifel.

Material: Zirka 100 Exemplare.

Beschreibung: Kegelförmiger Zahn mit rundem bis subtriangularem Grundriß und einer kurzen, abgewinkelten Spitze mit steilerer Vorderfläche und flacherer Hinterfläche. An der Vorderseite in zirka drei Viertel der Höhe ein scharfer Wulst um den halben Umfang. Die Basalhöhle reicht bis etwa zwei Drittel der Höhe in den Zahn hinein, kann aber auch weniger einnehmen, sodaß der größte Teil des Zahnes voll ist.

Beziehungen: Durch den horizontalen Wulst bestehen Beziehungen zu „*O.*“ ? *pilleolus* JENTZSCH 1962, dort läuft der Wulst aber in etwa ein Viertel der Gesamthöhe und um den gesamten Umfang.

Vorkommen: Findenig: 1/68 A, 2/176, 2/181, 2/185, 2/186, 4/79 i, 4/79 l, 4/89 H, 4/309, 4/313, 5/101, 5/102, 5/155, 7/137, 8/302, 320, 322, X 21; Hoher Trieb.

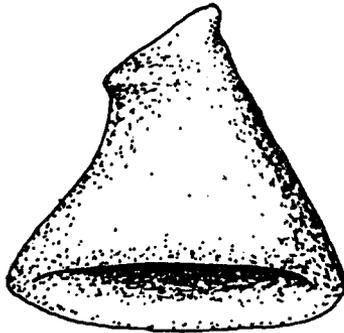


Abb. 2: „*Oneotodus*“ n. sp., schräg von unten.

Ozarkodina BRANSON & MEHL 1934*Ozarkodina lacera* HELMS 1959

Taf. 5, Fig. 19, 20

* 1959 *Ozarkodina lacera* n. sp. — HELMS, S. 647; Taf. 2, Fig. 16, Taf. 5, Fig. 10.

1961 *Ozarkodina lacera* HELMS — FREYER, S. 59; Taf. 3, Fig. 67; Textfig. 68.

Stratigraphische Verbreitung: Von HELMS 1959 wird die stratigraphische Verbreitung mit hohem to II β bis to IV angegeben. Die Formen vom Findenig stammen aus dem to I α .

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Der (abgebrochene) Vorderast ist mit seitlich zusammengepreßten und auf etwa zwei Drittel ihrer Länge miteinander verschmolzenen Zähnchen besetzt. Der Hauptzahn ist ebenfalls seitlich zusammengepreßt und etwa zwei bis dreimal so breit wie die Zähnchen des Vorder-

astes. Der Hinterast wird unmittelbar hinter dem Hauptzahn sehr breit und ist mit unregelmäßig angeordneten, sehr spitzen und im Querschnitt runden Zähnen besetzt. Sie erreichen nur ein Drittel der Höhe der Zähnen am Vorderast. Die „geschwürartige“ Verdickung des Hinterastes, die mit unregelmäßig angeordneten Zähnen besetzt ist, ist das bestimmende Merkmal der Art.

Bemerkung: Im Gegensatz zu den von HELMS 1959 abgebildeten Exemplaren zeigen die Formen vom Findenig einen deutlichen differenzierten Hauptzahn.

Vorkommen: Findenig: 3/284, 3/286.

Palmatolepis ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis crepida SANNEMANN 1955

* 1955b *Palmatolepis crepida* n. sp. — SANNEMANN, S. 134; Taf. 6, Fig. 21; Textfig. 1.

1961 *Palmatolepis crepida* SANNEMANN — FREYER, S. 62.

1962b *Palmatolepis crepida crepida* SANNEMANN — ZIEGLER, S. 55; Taf. 6, Fig. 12—19.

Stratigraphische Verbreitung: to II α (*crepida*-Zone) nach ZIEGLER 1962 b.

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung: Siehe ZIEGLER 1962 b, S. 55.

Bemerkungen: Nach HELMS 1963: 457 kann *P. linguiformis* nicht als Unterart von *P. crepida* aufgefaßt werden (vgl. ZIEGLER 1962 b). GLENISTER & KLAPPER 1966 schließen sich dieser Ansicht an. Als artspezifisches Merkmal wird hierbei der Ansatz der beiden Plattformhälften angesehen. Bei *P. crepida* setzt die innere Plattformhälfte deutlich hinter der äußeren am Blatt an, während bei *P. linguiformis* die Plattformhälften ungefähr gleich ansetzen. Die beiden Formen unterscheiden sich noch durch die Krümmung des Hinterendes, das bei *P. crepida* deutlich nach oben gebogen ist, während es bei *P. linguiformis* sowohl horizontal als auch schwach nach oben oder unten gekrümmt sein kann.

Vorkommen: Findenig: 5/107; Poludnig, Plöckentunnel.

Palmatolepis ? disparalvea ORR & KLAPPER 1968

Taf. 4, Fig. 11, 12

* 1968 *Palmatolepis ? disparalvea* n. sp. — ORR & KLAPPER, S. 1071—1072; Taf. 140, Fig. 1—11.

1969a *Palmatolepis ? disparalvea* ORR & KLAPPER — SCHÖNLAUB, S. 312; Taf. 2, Fig. 3, 13 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: *hermanni-cristata*-Zone bis untere *asymmetrica*-Zone (tm/to bis unteres to I α) (nach ORR & KLAPPER 1968: 1067 f.).

Material: 11 Exemplare.

Beschreibung: Kennzeichnendes Merkmal bildet eine große, sehr flache, asymmetrische Basalgrube, die sich bis zum Hinterende fortsetzen kann und gegen den Seitenlappen eine zirka ein Drittel bis zwei Drittel der Strecke bis zum Außenrand einnehmende Ausweitung aufweist. Diese Ausweitung kann im rechten Winkel zur Hauptachse des Conodonten stehen

oder auch nach vorne gerichtet sein (vgl. Taf. 4, Fig. 12 und Abb. 3). Der Außenrand der Basalgrube ist von der übrigen Unterfläche des Conodonten deutlich abgesetzt. Die Fortsetzung nach vorne bildet ein Kiel.

Bemerkungen: Auf Grund der Ausbildung einer Basalgrube wird diese Art mit ? zur Gattung *Palmatolepis* gerechnet. Die übrigen Merkmale (Zentralknötchen, Plattformumriß) sind typisch für *Palmatolepis*.

Abgesehen von kaum zu bestimmenden drei juvenilen Exemplaren würden bei Fehlen der Basalgrube die meisten Exemplare der Definition von *Palmatolepis punctata* entsprechen. Ein Exemplar aus Probe 1/59 entspräche *P. transitans*.

Vorkommen: Findenig: 1/59, 3/282, 3/286, 3/287, 4/194, 4/197, B/220—222, 288; Hoher Trieb.

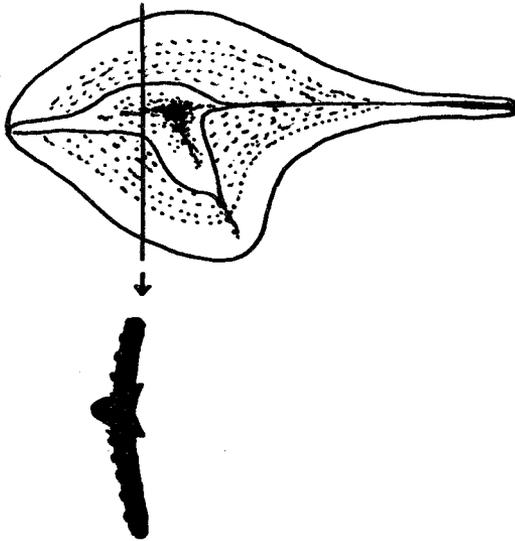


Abb. 3: *Palmatolepis ? disparalvea* ORR & KLAPPER, Unterseite und Querschnitt.

Palmatolepis distorta BRANSON & MEHL 1934

Taf. 5, Fig. 5

- * 1934 *Palmatolepis distorta* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 237—238; Taf. 18, Fig. 13, 14.
- 1962b *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL — ZIEGLER, S. 57—58; Taf. 5, Fig. 8—13 (cum syn.).
- 1965 *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL — BUDINGER, S. 67; Taf. 4, Fig. 15.
- 1968 *Palmatolepis* cf. *P. distorta* BRANSON & MEHL — MOUND, S. 499 (cum syn.).
- 1968 *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL — SCHULZE, S. 206—207; Taf. 19, Fig. 14.
- 1968 *Palmatolepis distorta distorta* BRANSON & MEHL — GEDIK, Taf. 7, Fig. 37.

Stratigraphische Verbreitung: to II β bis to III α (nach ZIEGLER 1962 b).

Material: Zirka 40 Exemplare, alle aus einer Probe.

Beschreibung: Siehe ZIEGLER 1962 b: 58.

Vorkommen: Findenig: 7/X 7; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis cf. *gigas* MILLER & YOUNGQUIST 1947

vgl. 1947 *Palmatolepis gigas* n. sp. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 512—513; Taf. 75, Fig. 1.

Stratigraphische Verbreitung: *gigas*-Zone bis tiefste *P. triangularis*-Zone (ob. to I (β)γ bis to I δ) (nach ZIEGLER 1962 b: 23 f.).

Material: 4 beschädigte Exemplare.

Beschreibung: Es liegt ein Exemplar vor, bei dem das freie Blatt fehlt, zwei weitere Exemplare, bei denen nur Teile der Plattform mit dem langen, schmalen Innenlappen vorhanden sind und weiters ein Exemplar, bei dem der Innenlappen fehlt, das aber noch den Ansatz eines schmalen Lappens erkennen läßt. Die Hinterenden sind, wo vorhanden, abwärts gebogen. Die Oberfläche ist bei allen Exemplaren beknötet. Während alle Innenlappen auf der Unterseite einen Kiel entwickelt haben, ist auf der Oberseite nur bei einem Exemplar eine entsprechende Leiste entwickelt. Da die Bruchstücke die wichtigsten Merkmale von *P. gigas* erkennen lassen, erscheint eine cf.-Bestimmung gerechtfertigt.

Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1958: 64.

Vorkommen: Findenig: 1/56; Hoher Trieb.

Palmatolepis glabra ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926

- * 1926 *Palmatolepis glaber* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 51; Taf. 9, Fig. 18—20.
- 1960b *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER — ZIEGLER, S. 397; Taf. 1, Fig. 11—13.
- 1961 *Palmatolepis glabra* ULRICH & BASSLER — FREYER, S. 62—63; Textfig. 80, Taf. 4, Fig. 81, 82.
- 1962b *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER — ZIEGLER, S. 58; Taf. 4, Fig. 14, 15.
- 1966 *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER — GLENISTER & KLAPPER, S. 811; Taf. 89, Fig. 6, 7, Taf. 90, Fig. 3; Textfig. 3 (cum syn.).
- 1967 *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER — VAN ADRICHEM BOOGAERT, S. 182; Taf. 2, Fig. 25.
- 1968 *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER — GEDIK, Taf. 7, Fig. 39.
- 1968 *Palmatolepis glabra glabra* ULRICH & BASSLER — MANZONI, S. 661—662; Taf. 62, Fig. 10.

Stratigraphische Verbreitung: Oberes to II α bis to II β (nach ZIEGLER 1962 b).

Material: Zirka 65 Exemplare.

Beschreibung: Siehe ZIEGLER 1960 b: 397.

Vorkommen: Findenig: 1/50 A, 1/128, 5/108, 7/142, 7/163, 50 B, 188; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis glabra pectinata ZIEGLER 1960

- * 1960b *Palmatolepis glabra pectinata* n. ssp. — ZIEGLER, S. 398—399; Taf. 2, Fig. 3—5.
- 1966 *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER — GLENISTER & KLAPPER, S. 814; Taf. 89, Fig. 1—3, 5, 9, 10, Taf. 90, Fig. 4, 5, Taf. 91, Fig. 1, 3, 5; Textfig. 3 (cum syn.).

- v 1967 *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER — KODSI, S. 422.
 1968 *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER — SCHULZE, S. 207; Taf. 19, Fig. 10.
 1968 *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER — MANZONI, S. 662—663; Taf. 62, Fig. 8, 9.

Stratigraphische Verbreitung: Oberes to II α bis unteres to III α (nach ZIEGLER 1962 b: 59).

Material: 13 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1960 b: 398—399.

Vorkommen: Findenig: 1/128, 5/108, 188; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis gracilis BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis gracilis gracilis BRANSON & MEHL 1934

Taf. 6, Fig. 21

- part. * 1934 *Palmatolepis gracilis* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 238; Taf. 18, Fig. 8, non Fig. 2 (= *P. glabra elongata*), non Fig. 5 (= *Nothognathella* ?) (vgl. MEHL & ZIEGLER 1962).
 1956 *Palmatolepis deflectens* n. sp. — MÜLLER, S. 32; Taf. 11, Fig. 28—39.
 1957 *Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL — ZIEGLER, in: FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 4.
 1962b *Palmatolepis deflectens deflectens* MÜLLER — ZIEGLER, S. 56; Taf. 3, Fig. 17 — 22.
 1962 *Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL — MEHL & ZIEGLER, S. 197—206; Taf. 1, Fig. 1, 2 (cum syn.).
 1965 *Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL — BUDINGER, S. 68; Taf. 5, Fig. 4, 5; Abb. 19.
 1966 *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL — KLAPPER, S. 31; Taf. 6, Fig. 3.
 1966 *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL — GLENISTER & KLAPPER, S. 814—815; Taf. 90, Fig. 6 (cum syn.).
 1966 *Palmatolepis deflectens deflectens* MÜLLER — MANZONI, S. 478; Taf. 60, Fig. 14, 15.
 1967 *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 182—183; Taf. 2, Fig. 28—29.

Stratigraphische Verbreitung: to II β bis to VI (nach ZIEGLER 1962 b: 56).

Material: 7 Exemplare.

Beschreibung, Beziehungen und Bemerkungen: Siehe MEHL & ZIEGLER 1962.

Vorkommen: Findenig: 7/X7; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis gracilis sigmoidalis ZIEGLER 1962

Taf. 6, Fig. 22

- 1957 *Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL — CLOUD, BARNES & HASS, Taf. 4, Fig. 7.
 1959 *Panderodella gracilis* (BRANSON & MEHL) — HASS, Taf. 50, Fig. 1.
 * 1962b *Palmatolepis deflectens sigmoidalis* n. ssp. — ZIEGLER, S. 56—57; Taf. 3, Fig. 24—28.
 1962 *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER — MEHL & ZIEGLER, S. 205.
 1966 *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER — KLAPPER, S. 31; Taf. 6, Fig. 8 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: *costatus*-Zone (to V bis to VI) (nach ZIEGLER 1962 b: 57).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 57.

Vorkommen: Findenig: 7/X 6; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis minuta BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis minuta minuta BRANSON & MEHL 1934

- * 1934 *Palmatolepis minuta* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 236; Taf. 18, Fig. 1, 6, 7.
- 1961 *Palmatolepis minuta* BRANSON & MEHL — FREYER, S. 65; Taf. 4, Fig. 87.
- 1966 *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL — GLENISTER & KLAPPER, S. 817; Taf. 90, Fig. 1, 2, 7—14 (cum syn.).
- v 1967 *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL — KODSI, S. 424; Abb. 6, Fig. 2.
- 1968 *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL — MANZONI, S. 663.

Stratigraphische Verbreitung: to I δ bis to IV (nach ZIEGLER 1962 b: 66).

Material: Zirka 75 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 66.

Vorkommen: Findenig: 1/50 A, 1/128, 5/107, 5/108, 7/X7, 8/X15, 188; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis perlobata ULRICH & BASSLER 1926

Palmatolepis perlobata schindewolfi MÜLLER 1956

Taf. 5, Fig. 1—2, 9

- part. * 1956 *Palmatolepis (Palmatolepis) schindewolfi* n. sp. — MÜLLER, S. 27—28; Taf. 8, Fig. 22—23, 25—31 (non Fig. 24 = *P. rugosa ampla* MÜLLER), Taf. 9, Fig. 33.
- 1959 *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — HELMS, S. 649; Taf. 2, Fig. 9, Taf. 5, Fig. 13.
- 1961 *Palmatolepis schindewolfi* MÜLLER — FREYER, S. 67; Textfig. 90.
- 1962b *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — ZIEGLER, S. 70—71; Taf. 8, Fig. 2—5 (cum syn.).
- 1965 *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — BUDINGER, S. 68—69; Taf. 4, Fig. 18.
- 1968 *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — SCHULZE, S. 207—208; Taf. 19, Fig. 9.
- 1968 *Palmatolepis (Palmatolepis) schindewolfi* MÜLLER — GEDIK, Taf. 7, Fig. 38.
- 1968 *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER — MANZONI, S. 663; Taf. 62, Fig. 15.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *crepida*-Zone bis untere *costatus*-Zone (ob. to II α bis ob. to V) (nach ZIEGLER 1962 b: 71).

Material: 8 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 70.

Vorkommen: Findenig: 5/108, 7/X7; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis punctata (HINDE 1879)

Taf. 5, Fig. 17—18

- * 1879 *Polygnathus punctatus* n. sp. — HINDE, S. 367; Taf. 17, Fig. 14.
- 1926 *Palmatolepis punctata* (HINDE) — ULRICH & BASSLER, S. 51—52; Taf. 1, Fig. 6, 6' (non Fig. 7 = *P. sp. indet.*).

- 1956 *Palmatolepis (Manticolepis) martenbergensis* n. sp. — MÜLLER, S. 19—20; Taf. 1, Fig. 3—8, Taf. 2, Fig. 10—13.
 v 1966 *Palmatolepis martenbergensis* MÜLLER — FLAJS, Taf. 23, Fig. 3.
 1968 *Palmatolepis punctata* (HINDE) — MOUND, S. 500—501; Taf. 68, Fig. 4, 5, 10—13 (cum syn.).
 1968 *Palmatolepis punctata* (HINDE) — POLLOCK, Taf. 61, Fig. 28.

Stratigraphische Verbreitung: Mittlere *asymmetrica*-Zone bis untere *gigas*-Zone (ob. to I α bis to I (β) γ) (nach ZIEGLER 1962 b: 19—22).

Material: Zirka 10 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe MÜLLER 1956: 20 und GLENISTER & KLAPPER 1966: 819.

Vorkommen: Findenig: 4/197, 5/106; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis quadrantinodosa BRANSON & MEHL 1934

Palmatolepis quadrantinodosa marginifera ZIEGLER 1960

- 1957 *Palmatolepis inflexa* MÜLLER — ZIEGLER, in: FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 7.
 1959 *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER — HELMS, S. 649; Taf. 5, Fig. 22, 23.
 * 1960 b *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* n. ssp. — ZIEGLER, S. 401—402; Taf. 1, Fig. 6, Taf. 2, Fig. 6—8.
 1965 *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER — BUDINGER, S. 69—70; Taf. 4, Fig. 14.
 1966 *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* HELMS — GLENISTER & KLAPPER, S. 820; Taf. 91, Fig. 6—15 (cum syn.).
 1967 *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 183; Taf. 2, Fig. 30.
 v 1967 *Palmatolepis quadrantinodosa marginifera* ZIEGLER — KODSI, S. 424; Abb. 6, Fig. 11.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *rhomboidea*- bis einschließlich *quadrantinodosa*-Zone; ? tiefste *velifera*-Zone (to II β bis to III α) (nach ZIEGLER 1962 b: 75).

Material: 1 juveniles (?) Exemplar.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1960 b: 401.

Bemerkungen: Da aus der Arbeit von J. HELMS 1959 eindeutig hervorgeht, daß W. ZIEGLER der Begründer der Art ist, gilt nach den internationalen Regeln der zoologischen Nomenklatur W. ZIEGLER als Autor (vgl. B. F. GLENISTER & G. KLAPPER 1966).

Vorkommen: Findenig: 7/X7; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis quadrantinodosalobata SANNEMANN 1955

Taf. 6, Fig. 13, 14

- * 1955 a *Palmatolepis quadrantinodosalobata* n. sp. — SANNEMANN, S. 328; Taf. 24, Fig. 6.
 1961 *Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN — FREYER, S. 66.
 1962 b *Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN — ZIEGLER, S. 72—73; Taf. 2, Fig. 6—12 (cum syn.).
 1966 *Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN — GLENISTER & KLAPPER, S. 821; Taf. 92, Fig. 1—3 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: *crepida*-Zone (to II α) (nach ZIEGLER 1962 b: 73).

Material: 9 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 73.

Bemerkungen: Die Exemplare vom Findenig sind „typische“ *P. quadrantinodosalobata*-Formen und gehören nicht zu den stratigraphischen tiefer einsetzenden Übergangsformen zwischen *P. triangularis* — *P. quadrantinodosalobata* (vgl. W. ZIEGLER 1962 b).

Vorkommen: Findenig: 5/107, 188; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis cf. *regularis* COOPER 1931

Taf. 5, Fig. 3, 4

- * 1931 *Palmatolepis regularis* n. sp. — COOPER, S. 242; Taf. 1, Fig. 26.
- 1962b *Palmatolepis* cf. *regularis* COOPER — ZIEGLER, S. 75—77; Taf. 6, Fig. 20—24, Abb. 7 (cum syn.).
- 1966 *Palmatolepis* cf. *regularis* COOPER — GLENISTER & KLAPPER, S. 821—822; Taf. 92, Fig. 14—16 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Obere *P. triangularis*- bis einschließlich *crepida*-Zone (Grenzbereich to I/II bis to II α) (nach ZIEGLER 1962 b: 77).

Material: 3 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 76.

Bemerkungen: Die Gründe für die cf.-Bestimmung von *P. regularis*-Exemplaren hat W. ZIEGLER 1962 b: 75 f. eingehend dargelegt.

Vorkommen: Findenig: 5/107, 8/X15; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis rhomboidea SANNEMANN 1955

Taf. 5, Fig. 13, 14

- * 1955a *Palmatolepis rhomboidea* n. sp. — SANNEMANN, S. 329; Taf. 24, Fig. 14.
- 1961 *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN — FREYER, S. 66.
- 1962b *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN — ZIEGLER, S. 77—78; Taf. 7, Fig. 14—16 (cum syn.).
- 1966 *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN — GLENISTER & KLAPPER, S. 822; Taf. 92, Fig. 4, Taf. 95, Fig. 18 (cum syn.).
- 1968 *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN — MANZONI, S. 664; Taf. 62, Fig. 11, 12.

Stratigraphische Verbreitung: *rhomboidea*-Zone (unteres to II β) (nach ZIEGLER 1962 b: 78).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe SANNEMANN 1955 a: 329 und ZIEGLER 1962 b: 77 f.

Bemerkungen: Die Art wurde zusammen mit *Palmatolepis tenuipunctata* gefunden. Nach ZIEGLER 1962 b endet die Lebenszeit von *P. tenuipunctata* im tiefsten Bereich der *rhomboidea*-Zone, sodaß die Probe 5/108 sehr genau eingestuft werden kann.

Vorkommen: Findenig: 5/108; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis subperlobata BRANSON & MEHL 1934

- * 1934 *Palmatolepis subperlobata* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 235; Taf. 18, Fig. 11, 21.
- 1966 *Palmatolepis subperlobata* BRANSON & MEHL — GLENISTER & KLAPPER, S. 822—823; Taf. 92, Fig. 5—7 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Untere *P. triangularis*-Zone bis obere *crepida*-Zone (höheres to I δ bis to II α) (nach ZIEGLER 1962 b: 79).

Material: Zirka 20 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1958: 65.

Vorkommen: Findenig: 5/107, 8/X15; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis subrecta MILLER & YOUNGQUIST 1947

Taf. 5, Fig. 8

- * 1947 *Palmatolepis subrecta* n. sp. — MILLER & YOUNGQUIST, S. 513; Taf. 75, Fig. 7—11.
- v 1966 *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST, — FLAJS, Taf. 25, Fig. 9.
- 1968 *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST — MOUND, S. 501; Taf. 68, Fig. 7, 15, 17, Taf. 71, Fig. 5—7, 9, 10 (cum syn.).
- 1968 *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST — POLLOCK, Taf. 61, Fig. 21.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *asymmetrica*- bis *gigas*-Zone [to I (β) γ bis tiefes to I δ], vereinzelt noch bis in die mittlere *P. triangularis*-Zone [sehr hohes to I δ (?)] (nach ZIEGLER 1962 b: 80).

Material: Über 200 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 80.

Vorkommen: Findenig: 1/56, 1/57 A, 1/58 A, 1/105, 5/106, 7/139; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis tenuipunctata SANNEMANN 1955

Taf. 5, Fig. 21

- * 1955b *Palmatolepis tenuipunctata* n. sp. — SANNEMANN, S. 136; Taf. 6, Fig. 22, Abb. 2.
- 1961 *Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN — FREYER, S. 67.
- 1966 *Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN — GLENISTER & KLAPPER, S. 824—825; Taf. 89, Fig. 4, Taf. 92, Fig. 9—11.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *P. triangularis*- bis obere *crepida*-Zone (Grenzbereich to I/II bis tiefstes to II β) (nach ZIEGLER 1962 b: 80).

Material: Zirka 70 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe SANNEMANN 1955 b: 136 und ZIEGLER 1962 b: 80—81.

Vorkommen: Findenig: 1/128, 4/281, 5/107, 5/108, 7/140, 8/X15; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Palmatolepis termini SANNEMANN 1955

Taf. 6, Fig. 20

- * 1955b *Palmatolepis termini* n. sp. — SANNEMANN, S. 149; Taf. 1, Fig. 1—3.
- 1956 *Palmatolepis termini* SANNEMANN — BISCHOFF, S. 131; Taf. 8, Fig. 37.
- 1957 *Palmatolepis termini* SANNEMANN — ZIEGLER, in: FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 1, 3; Tab. 1.
- 1959 *Palmatolepis termini* SANNEMANN — ZIEGLER, Tab. 1.
- 1961 *Palmatolepis termini* SANNEMANN — FREYER, S. 67—68; Taf. 4, Fig. 92.
- 1962b *Palmatolepis termini* SANNEMANN — ZIEGLER, S. 81—83; Taf. 6, Fig. 1—11; Abb. 9.

Stratigraphische Verbreitung: Mittlerer bis unterer Teil der oberen *crepida*-Zone (mittleres to II α) (nach W. ZIEGLER 1962 b: 82).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Die drei aus Probe 5/107 stammenden Exemplare zeigen neben der kammartigen Verstärkung des vorderen Außenrandes noch eine zusätzliche, schräg vom vorderen Innenrand der Plattform auf das Zentralknötchen zulaufende Reihe von niedrigen Knötchen, ähnlich den Textfiguren 9 d und 9 e bei W. ZIEGLER 1962 b: 83. Das Exemplar aus Probe 4/281 hat das artspezifische Merkmal, die kammartige Verstärkung der vorderen äußeren Plattformhälfte, nur sehr undeutlich entwickelt und wird deshalb nur mit Vorbehalt zu dieser Art gerechnet.

Beziehungen: Siehe W. ZIEGLER 1962 b: 82 f.

Vorkommen: Findenig: 4/281 (?), 5/107; Hoher Trieb.

Palmatolepis transitans MÜLLER 1956

Taf. 4, Fig. 15, 16

- * 1956 *Palmatolepis (Manticolepis) transitans* n. sp. — MÜLLER, S. 18—19; Taf. 1, Fig. 1, 2.
- 1956 *Palmatolepis (Manticolepis) cruciformis* n. sp. — MÜLLER, S. 19; Taf. 2, Fig. 9.
- part. 1957 *Palmatolepis transitans* MÜLLER — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 81; Taf. 16, Fig. 23, 25—27, non Fig. 24 (= *P. ? disparalvea* ORR & KLAPPER).
- part. 1958 *Palmatolepis transitans* MÜLLER — ZIEGLER, S. 66; Taf. 1, Fig. 9, 11—13, Taf. 2, Fig. 1, 3, 8, non Fig. 2 (= *P. ? disparalvea* ORR & KLAPPER).
- 1965a *Palmatolepis transitans* MÜLLER — ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 2.
- 1967 *Palmatolepis transitans* MÜLLER — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 183; Taf. 2, Fig. 33.
- 1968 *Palmatolepis transitans* MÜLLER — SCHULZE, S. 208.
- 1968 *Palmatolepis transitans* MÜLLER — POLLOCK, Taf. 61, Fig. 19, 29.

Stratigraphische Verbreitung: *asymmetrica*- bis *A. triangularis*-Zone [to I α bis to I (β) γ] (nach ZIEGLER 1962 b: 16 ff.).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1958: 66.

Vorkommen: Findenig: 1/59, 3/284, 3/286, 3/287, B/221, B/223, 288; Hoher Trieb.

Palmatolepis triangularis SANNEMANN 1955

Taf. 5, Fig. 6, 7

- * 1955a *Palmatolepis triangularis* n. sp. — SANNEMANN, S. 327; Taf. 18, Fig. 12, 23—25.
- 1961 *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN — FREYER, S. 68; Taf. 4, Fig. 93—96.
- 1966 *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN — GLENISTER & KLAPPER, S. 825—826; Taf. 92, Fig. 17, 18 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: *P. triangularis*- bis mittlere *crepida*-Zone (mittleres to I δ bis mittleres to II α) (nach ZIEGLER 1962 b: 85).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung und Beziehung: Siehe ZIEGLER 1958: 67 und 1962 b: 84 f.

Vorkommen: Findenig: 1/56; Hoher Trieb.

Pelekysgnathus THOMAS 1949*Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH 1962

Taf. 2, Fig. 21, 22

- * 1962 *Pelekysgnathus serrata* n. sp. — JENTZSCH, S. 970—971; Taf. 2, Fig. 7, 8, Taf. 3, Fig. 6, 9, 15.
 1967 *Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 183; Taf. 2, Fig. 34, 35 (cum syn.).
 1969 *Pelekysgnathus serrata elata* n. ssp.—CARLS & GANDL, S. 192—193; Taf. 19, Fig. 10—14.
 1969 *Pelekysgnathus serrata elongata* n. ssp. — CARLS & GANDL, S. 191—192; Taf. 19, Fig. 15—19.
 v 1969 *Pelekysgnathus serrata* JENTZSCH — SCHÖNLAUB, S. 313; Taf. 1, Fig. 30.

Stratigraphische Verbreitung: Höheres Untergedinne bis ? mittleres Siegen (nach CARLS & GANDL 1969). Nach SCHÖNLAUB 1969 tritt diese Form am Hohen Trieb im ? höheren Siegen auf.

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe JENTZSCH 1962, CARLS & GANDL 1969 und SCHÖNLAUB 1969.

Bemerkung: Von CARLS & GANDL 1969 wurden von *P. serrata* zwei neue Unterarten abgetrennt. Dies dürfte durch die gleiche stratigraphische Verbreitung aller Formen und die geringfügigen Unterschiede in ihrer Morphologie vermeidbar sein (vgl. SCHÖNLAUB 1969).

Vorkommen: Findenig: 4/83; Hoher Trieb.

Polygnathus HINDE 1879*Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER 1958

Taf. 4, Fig. 19, 20

- * 1958 *Polygnathus ancyrognathoidea* n. sp. — ZIEGLER, S. 69—70; Taf. 9, Fig. 8, 11, 16—20, 21; Abb. 7.
 1966 *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER — GLENISTER & KLAPPER, S. 827—828; Taf. 87, Fig. 14, 15.
 1967 *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER — MÜLLER & CLARK, S. 915—916; Taf. 115, Fig. 9.
 1968 *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER — POLLOCK, Tab. 1.

Stratigraphische Verbreitung: *varca*-Zone bis obere *asymmetrica*-Zone [höchstes tm bis tiefes to I (β) γ] (nach ZIEGLER 1958: 13).

Material: 1 großes Exemplar.

Beschreibung: Die Plattform hat einen schlank-ovalen Umriß und ist in der Seitenansicht nach oben gewölbt. Etwa in der Mitte ist sie in quer zur Längsachse liegende Falten gelegt. Entlang der Längsachse läuft auf der Oberseite eine mit spitzen Knötchen versehene Leiste. Ihr vorderes Drittel ist abgebrochen. Die Oberfläche der Plattform ist glatt.

Auf der Unterseite zeichnet ein nach vorne und hinten höher werdender Kiel den Verlauf der an der Oberseite liegenden Leiste nach. Die wenig hinter der Mitte liegende rhombische Basalgrube hat erhabene Ränder. Vorder- und Hinterende des Exemplars sind abgebrochen.

(Die Orientierung erfolgt nach ZIEGLER 1958: 69 derart, daß das Ende, dem die Basalgrube näher liegt, als hinten angesehen wird.)

Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1958: 69 f.

Vorkommen: Findenig: 3/286; Hoher Trieb.

Polygnathus asymmetrica BISCHOFF & ZIEGLER 1957*Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER 1957

- * 1957 *Polygnathus dubia asymmetrica* n. ssp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 88—89; Taf. 16, Fig. 20—22, Taf. 21, Fig. 3.
- 1964 *Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER & KLAPPER in: ZIEGLER, KLAPPER & LINDSTRÖM, S. 423.
- v 1966 *Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER — FLAJS, S. 230—232; Taf. 26, Fig. 1—9.
- 1966 *Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER — GLENISTER & KLAPPER, S. 828; Taf. 88, Fig. 6, 7.
- 1967 *Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 183; Taf. 2, Fig. 36.
- 1968 *Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER — SCHULZE, S. 210.
- 1968 *Polygnathus asymmetrica asymmetrica* BISCHOFF & ZIEGLER — MOUND, S. 503—504; Taf. 68, Fig. 8, 9 (cum syn.).
- 1968 *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* BISCHOFF & ZIEGLER — POLLOCK, Tab. 1.

Stratigraphische Verbreitung: *asymmetrica*-Zone [to I α bis to I (β) γ] (nach ZIEGLER 1962 b: 16, 19).

Material: Zirka 25 teilweise beschädigte Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 89 und ZIEGLER 1958: 57 f.

Vorkommen: Findenig: 1/59, 3/286, 3/287, 288; Poludnig, Hoher Trieb.

Polygnathus asymmetrica ovalis ZIEGLER & KLAPPER 1964

Taf. 4, Fig. 17, 18

- part. 1879 *Polygnathus dubius* n. sp. — HINDE, S. 362—364; Taf. 16, Fig. 15—18.
- part. 1957 *Polygnathus dubia dubia* HINDE — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 88; Taf. 16, Fig. 18, 19, Taf. 21, Fig. 1 (non Fig. 2 = *P. asymmetrica asymmetrica*; nach GLENISTER & KLAPPER 1966: 828).
- * 1964 *Polygnathus asymmetrica ovalis* n. ssp. — ZIEGLER & KLAPPER in: ZIEGLER, KLAPPER & LINDSTRÖM, S. 423.
- 1965a *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER — ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 3, 4.
- 1965b *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER — ZIEGLER, S. 671; Taf. 5, Fig. 6.
- v 1966 *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER — FLAJS, Taf. 25, Fig. 1—3.
- 1967 *Polygnathus dubius* HINDE — MÜLLER & CLARK, S. 916; Taf. 115, Fig. 5, 6.
- 1968 *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER — SCHULZE, S. 210—211.
- 1968 *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER — MOUND, S. 504; Taf. 69, Fig. 4, 5 (cum syn.).
- 1968 *Polygnathus asymmetricus ovalis* ZIEGLER & KLAPPER — POLLOCK, Tab. 1.

Stratigraphische Verbreitung: Untere bis tiefe obere *asymmetrica*-Zone (to I α) (nach ZIEGLER 1962 b: 16 f. und Tab. 2).

Material: Über 150 Exemplare, davon zirka 110 in Probe 3/278.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 88 und ZIEGLER 1958: 57 f.

Vorkommen: Findenig: 1/59, 3/282, 3/286, 3/287, 4/194, 4/197, B/220, B/221, B/225, B/316, B/317; Hoher Trieb.

Polygnathus cristata HINDE 1879

Taf. 5, Fig. 22

- * 1879 *Polygnathus cristatus* n. sp. — HINDE, S. 366; Taf. 17, Fig. 11.
- 1934 *Polygnathus cristata* HINDE — BRANSON & MEHL, S. 147; Taf. 11, Fig. 10 (cum syn.).
- 1957 *Polygnathus cristata* HINDE — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 86—87; Taf. 15, Fig. 1—13, 16, Taf. 17, Fig. 12, 13.
- 1964 *Polygnathus cristata* HINDE — ORR, Taf. 21, Fig. 4—8, 10; Abb. 4.
- 1965b *Polygnathus cristata* HINDE — ZIEGLER, S. 670—671; Taf. 4, Fig. 17—23, Taf. 5, Fig. 1—5.
- v 1966 *Polygnathus cristata* HINDE — FLAJS, Taf. 23, Fig. 8, Taf. 25, Fig. 4.
- 1968 *Polygnathus cristata* HINDE — SCHULZE, S. 212.
- 1968 *Polygnathus cristatus* HINDE — POLLOCK, Tab. 1.

Stratigraphische Verbreitung: Untere *asymmetrica*-Zone (unteres to I α) (nach BISCHOFF & ZIEGLER 1957, Tab. 4 und ZIEGLER 1962 b: 17 f.).

Material: 14 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 86 f. und ZIEGLER 1965 b: 670 f.

Vorkommen: Findenig: 1/210, 3/287, 4/194, 4/197, B/223, B/317; Poludnig, Hoher Trieb.

Polygnathus dengleri BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 4, Fig. 13, 14

- * 1957 *Polygnathus dengleri* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 87—88; Taf. 15, Fig. 14, 15, 17—24, Taf. 16, Fig. 1—4.
- 1959 *Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER — KREBS, Taf. 1, Fig. 1, 4, 5, 9.
- 1965b *Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER, S. 671, 673; Taf. 6, Fig. 1—6.
- v 1966 *Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER — FLAJS, Taf. 26, Fig. 10.
- 1967 *Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER — MÜLLER & CLARK, S. 916; Taf. 115, Fig. 3, 7.

Stratigraphische Verbreitung: Untere *asymmetrica*-Zone (tiefes to I α) (nach KREBS 1959: 379).

Material: 8 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 87 f. und ZIEGLER 1965 b: 671 f.

Vorkommen: Findenig: 3/286; Poludnig, Hoher Trieb.

Polygnathus eiflia BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 5, 6

- * 1957 *Polygnathus eiflia* gn. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 89—90; Taf. 4, Fig. 5—7.
- 1965 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 633; Taf. 1, Fig. 20, 21.
- 1966 *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER — PHILIP, S. 157; Taf. 1, Fig. 5, 6.
- 1967 *Polygnathus* cf. *P. eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 184; Taf. 2, Fig. 42.

Stratigraphische Verbreitung: *bidentatus*- bis *robusticostata*-Zone (mittleres Eifel bis tieferes Givet) (nach WITTEKINDT 1965; Tab. 1).

Material: 10 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 89 f.

Bemerkung: Alle Exemplare zeigen \pm deutliche Diagonalleisten. Meist ist das freie Blatt abgebrochen.

Vorkommen: Findenig: 1/64, 4/189 a, 4/192, 7/170, E/125; Poludnig, Hoher Trieb.

Polygnathus glabra ULRICH & BASSLER 1926

Polygnathus glabra bilobata ZIEGLER 1962

* 1962b *Polygnathus glabra bilobata* n. ssp. — ZIEGLER, S. 89—90; Taf. 10, Fig. 4, 5, 16, 17, 21.

v 1967 *Polygnathus glabra bilobata* ZIEGLER — KODSI, S. 425; Abb. 6, Fig. 5.

Stratigraphische Verbreitung: Obere *quadrantinodosa*- bis mittlere *velifera*-Zone (to III α bis to III β) (nach ZIEGLER 1962 b: 90).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung und Bemerkungen: Beim vorliegenden Exemplar ist das freie Blatt abgebrochen. Die Ausbildung der Plattform entspricht der von ZIEGLER 1962 b gegebenen Beschreibung. Auf einer Seite ist ein deutlich abgesetzter Lappen entwickelt, während er auf der anderen Seite fehlt. Diese Ausbildung ist auch bei einigen Abbildungen in ZIEGLER 1962 b zu beobachten.

Vorkommen: Findenig: 7/X7; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Polygnathus glabra glabra ULRICH & BASSLER 1926

* 1926 *Polygnathus glaber* n. sp. — ULRICH & BASSLER, S. 46; Taf. 7, Fig. 13.

1961 *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER — FREYER, S. 70—71; Textfig. 100.

1962b *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER — ZIEGLER, S. 89; Taf. 10, Fig. 18—20.

1966 *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER — GLENISTER & KLAPPEL, S. 829; Taf. 94, Fig. 5, 6 (cum syn.).

1968 *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER — SCHULZE, S. 213—214.

1968 *Polygnathus glabra glabra* ULRICH & BASSLER — MANZONI, S. 667—668.

Stratigraphische Verbreitung: Untere *crepida*- bis obere *quadrantinodosa*-Zone (to II α bis to III α) (nach ZIEGLER 1962 b: 89).

Material: 5 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 89.

Vorkommen: Findenig: 1/50 A, 5/108; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Polygnathus kockeliana BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 7, 8

* 1957 *Polygnathus kockeliana* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 91; Taf. 2, Fig. 1—12.

1965 *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 634—635; Taf. 2, Fig. 7.

1966 *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER — PHILIP, S. 157; Taf. 1, Fig. 8—11.

1967 *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER — PHILIP & PEDDER, Taf. 12, Fig. 1, 3.

Stratigraphische Verbreitung: *kockeliana*-Zone (oberes Eifel) (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 28 Exemplare.

Beschreibung: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 91.

Vorkommen: Findenig: 1/64, 4/189 a, 4/190, 4/193 a, 7/165, 7/168, 7/170, 7/172, E/126, B/250; Hoher Trieb.

Polygnathus linguiformis HINDE 1879

Polygnathus linguiformis linguiformis HINDE 1879

- * 1879 *Polygnathus linguiformis* n. sp. — HINDE, S. 367; Taf. 17, Fig. 15.
- 1965 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE — WITTEKINDT, S. 635—636; Taf. 2, Fig. 10—12.
- non 1966 *Polygnathus linguiformis* HINDE — PHILIP, S. 448—449; Taf. 2, Fig. 29—40 (= *P. linguiformis foveolata* PHILIP & JACKSON?).
- part. 1967 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE — van ADRICHEM BOOGAERT, S. 184; Taf. 2, Fig. 44, non Taf. 3, Fig. 1 (= *P. linguiformis foveolata* PHILIP & JACKSON?).
- 1967 *Polygnathus linguiformis* HINDE — MÜLLER & CLARK, S. 916—917.
- 1967 *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE — PHILIP & JACKSON, S. 1264; Textfig. 2 a—c, 3 c.
- 1968 *Polygnathus linguiformis* HINDE — SCHULZE, S. 214; Taf. 19, Fig. 11 (eum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Unter-Ems bis obere *asymmetrica*-Zone [unteres to I (β) γ] (nach WALLISER 1962 und ZIEGLER 1962 b: 19).

Material: Zirka 250 Exemplare.

Beschreibung: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 92 f.

Bemerkungen: Es fanden sich zwei Exemplare, bei denen die Skulpturierung des Hinterendes der Plattform nicht durch einfache Querrippen charakterisiert ist, sondern komplizierter ausgebildet ist. Das eine Exemplar (Abb. 4 a, aus Probe 4/79 I) besitzt am Hinterende Querrippen, die im vorderen Bereich nur unvollständig ausgebildet sind, im hinteren Bereich aber

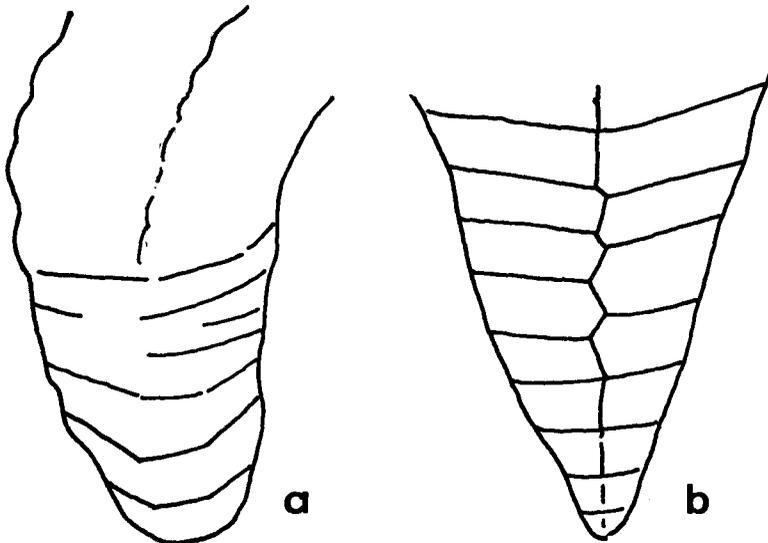


Abb. 4: Extreme Varianten in der Ausbildung des Hinterendes bei *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE (Beschreibung im Text).

eine gebrochene Linie bilden. Das zweite Exemplar (Abb. 4 b, aus Probe B/204), bei dem das freie Blatt und der vordere Teil der Plattform abgebrochen sind, besitzt als Fortsetzung des festen Blattes einen bis zum Hinterende durchlaufenden, stellenweise flach zick-zack-verlaufenden niedrigen Grat. Die Querrippen, die ebenso wie der Grat sehr fein, niedrig und scharf ausgebildet sind, sind im Bereich des zuvor genannten Zick-zack-Verlaufes des Mittelgrates alternierend angeordnet. Die Treffpunkte von Querrippen und Mittelgrat bilden niedrige, aber spitze Knötchen.

Vorkommen: Findenig: 1/60, 1/63 B, 1/66 A, 1/67—69, 4/79 a, f, i, k—m, 4/192, 4/193 a, 4/194, 4/196, 4/197, 5/102, 5/104, 5/104 A, 7/134, 8/296, E/115, E/118, E/121, E/124—125, E/322, B/203—204, B/206—208, B/210—214, B/216, B/218—219, B/221, B/223, B/235, B/239, B/245, B/248—249, B/260, B/262—265, B/269—270, B/317—318, 290; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Polygnathus linguiformis mucronata WITTEKINDT 1965

Taf. 3, Fig. 1—3

* 1965 *Polygnathus linguiformis mucronata* n. ssp. — WITTEKINDT, S. 636; Taf. 2, Fig. 13—15.

1967 *Polygnathus linguiformis mucronata* WITTEKINDT — VAN ADRICHEM BOOGAERT, S. 184; Taf. 3, Fig. 2.

Stratigraphische Verbreitung: *transversa*-Zone (höchstes Givet) (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Siehe WITTEKINDT 1965: 636.

Vorkommen: Findenig: 5/104 A, E/124 A.

Polygnathus linguiformis transversa WITTEKINDT 1965

Taf. 2, Fig. 9—11

* 1965 *Polygnathus linguiformis transversa* n. ssp. — WITTEKINDT, S. 636—637; Taf. 2, Fig. 16—18.

Stratigraphische Verbreitung: *transversa*-Zone (höchstes Givet) (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Die Plattform ist nicht wie bei den typischen *linguiformis*-Exemplaren ausgebildet (stark ausgeweiteter und hochgebogener Außenrand), sondern nur sehr wenig oder überhaupt nicht eingetrogt. In der Seitenansicht ist \pm gleichmäßig gewölbt. Das quengerippte Hinterende fügt sich in diese Wölbung ein und weist nicht die bei den meisten Exemplaren von *P. l. linguiformis* ausgebildete Abwärtsbiegung und abrupte Verschmälerung auf.

Kennzeichnendes Merkmal von *P. l. transversa* sind ein oder zwei beiderseits vom Vorderrand der Plattform schräg auf das Blatt zulaufende Knotenreihen (sie können manchmal zu Leisten verschmolzen sein), die im Vorderteil durch tiefe Furchen vom festen Blatt getrennt sind.

Bemerkung: Das aus Probe 104 A stammende Exemplar kann wegen des schlechten Erhaltungszustandes nur mit Vorbehalt dieser Unterart zugeordnet werden.

Vorkommen: Findenig: 5/104 A (?), E/124.

Polygnathus lodinensis n. sp.

Taf. 6, Fig. 1—12

Derivatio nominis: Nach dem Monte Lodin, dem italienischen Namen für Findenigkofel.

Holotypus: Das auf Taf. 6, Fig. 1—3 abgebildete Exemplar.

Locus typicus: Findenigkofel, Karnische Alpen.

Stratum typicum: Kalke des to I.

Stratigraphische Verbreitung: Bis jetzt nur aus dem to I und einer Probe mit einer Mischfauna aus Formen des to III α und to III β —to VI bekannt.

Material: Mehr als 50 Exemplare.

Diagnose: Eine Art der Gattung *Polygnathus* mit in der Aufsicht lanzett- bis schlank-herzförmiger, in der Seitenansicht stark gewölbter und im Querschnitt sehr dünner Plattform. Die Ränder der Plattform sind in der vorderen Hälfte sehr stark aufgebogen und dort mit hohen, spitzen Knoten versehen. Im übrigen ist die Plattformoberfläche glatt. Das freie Blatt erreicht etwa die Hälfte der Länge der Plattform.

Beschreibung: Die Plattform ist etwa zweimal so lang wie das freie Blatt, setzt vorne sehr tief am Blatt an und biegt dann nach oben. Hinter der Basalgrube ist sie abwärts gebogen, manchmal auch geknickt. Ihre Ränder sind besonders in der vorderen Hälfte stark nach oben gebogen und mit hohen, spitzen Knoten versehen. In der hinteren Hälfte ist diese randliche Beknotung nur sehr schwach ausgeprägt. Im übrigen ist die Plattformoberfläche glatt. Im Bereich der stärksten randlichen Aufbiegung zeigt die Plattform oft auf einer Seite eine Einbuchtung (vgl. Taf. 6, Fig. 1). In der Aufsicht beginnt die Plattform vorne gleichmäßig konvex gerundet, ist im hinteren Teil jedoch schwach konkav oder gerade und besitzt ein spitzes Hinterende. Nach vorne setzt sie sich als dünne Leiste beiderseits des freien Blattes fort. Im Querschnitt ist sie sehr dünn.

Das Blatt setzt sich aus etwa 15—20 seitlich zusammengepreßten Zähnchen zusammen. Es steigt in der Seitenansicht vorne zuerst sehr steil an, erreicht ungefähr mit dem 4. Zähnchen seine größte Höhe und wird bis zur Plattformmitte gleichmäßig niedriger. Dahinter werden die Zähnchen breit dreieckig, erhöhen sich etwas und werden gegen das Hinterende zu wieder gleichmäßig niedriger.

Die Längsachse des Conodonten ist in der Aufsicht schwach seitlich gebogen.

Auf der Unterseite ist im vorderen Drittel eine längsovale Basalgrube mit erhabenen Rändern ausgebildet, die nach vorne und hinten in gegen die Enden zu höher werdende Kiele ausläuft. Der vordere Kiel ist von einer schmalen Furche durchzogen.

Beziehungen: In der Aufsicht bestehen Ähnlichkeiten mit *P. delicatula* ULRICH & BASSLER durch den Umriß der Plattform (vgl. KLAPPER 1966, Taf. 6, Fig. 9, 10). Bei dieser Form sind die Ränder jedoch nicht aufgebogen, außerdem können die randlichen Knoten auf der Plattform quer zur Längsachse gestreckt sein, was bei *P. lodinensis* nicht beobachtet werden konnte. Unterschiede bestehen auch in der Wölbung der Plattform, die bei *P. delicatula* flacher ist.

Vorkommen: Findenig: 5/105, 5/106, 7/139, 7/X7, B/225, Poludnig, Hoher Trieb.

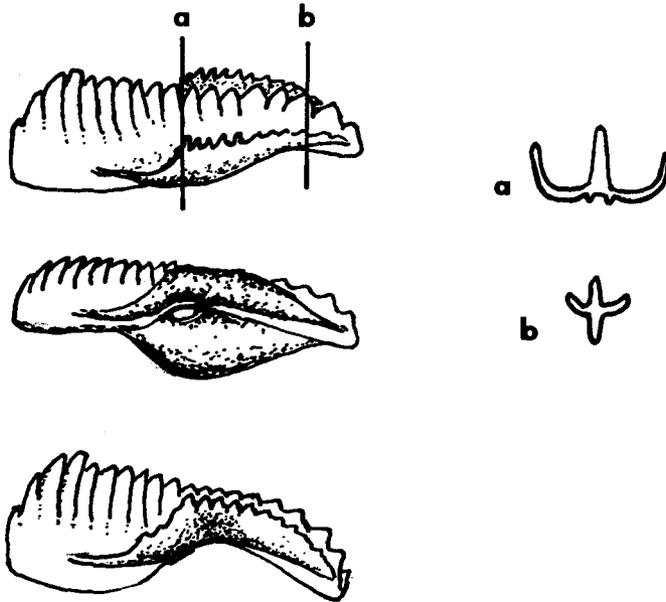


Abb. 5: *Polygnathus lodinensis* n. sp., schräg von oben, schräg von unten, Seitenansicht und Querschnitte.

Polygnathus ordinata BRYANT 1921

Taf. 4, Fig. 9, 10

- * 1921 *Polygnathus ordinatus* n. sp. — BRYANT, S. 24; Taf. 10, Fig. 10, 11.
- 1934 *Polygnathus signata* n. sp. — HUDDLE, S. 98; Taf. 8, Fig. 11.
- 1957 *Polygnathus ordinata* BRYANT — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 94; Taf. 18, Fig. 25—31.
- 1961 *Polygnathus ordinata* BRYANT — FREYER, S. 73.
- 1965b *Polygnathus ordinata* BRYANT — ZIEGLER, S. 670; Taf. 4, Fig. 7, 8, 12, 13
- 1968 *Polygnathus ordinata* BRYANT — SCHULZE, S. 215; Taf. 20, Fig. 3, 4.

Stratigraphische Verbreitung: Höhere *hermanni-cristata*- bis untere *asymmetrica*-Zone (nach ZIEGLER 1965 b, Abb. 2).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 94 und ZIEGLER 1965 b: 670.

Bemerkung: Es sind keine vollständigen Exemplare vorhanden; meist fehlt das freie Blatt. Bei dem Exemplar aus Probe B/223 ist nur der mit schräg auf das Blatt zulaufenden Knotenreihen versehene vorderste Teil der Plattform und das freie Blatt erhalten.

Vorkommen: Findenig: 1/59, 4/197, B/223 (?), B/225; Hoher Trieb.

Polygnathus pennata HINDE 1879

- * 1879 *Polygnathus pennatus* n. sp. — HINDE, S. 366; Taf. 17, Fig. 8.
- 1959 *Polygnathus pennata* HINDE — KREBS, Taf. 1, Fig. 7, 8, 11, 13.
- 1965b *Polygnathus pennata* HINDE — ZIEGLER, Taf. 6, Fig. 12.
- 1965 *Polygnathus pennata* HINDE — KREBS & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 4, 5.
- v 1966 *Polygnathus pennata* HINDE — FLAJS, Taf. 25, Fig. 5.
- 1967 *Polygnathus pennatus* HINDE — MÜLLER & CLARK, S. 917; Taf. 115, Fig. 1, 2.
- 1968 *Polygnathus pennata* HINDE — SCHULZE, S. 215—216.
- 1968 *Polygnathus pennata* HINDE — MOUND, S. 510; Taf. 69, Fig. 25, 28, 32, 33 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Givet bis tiefes to I α (nach BISCHOFF & ZIEGLER 1957, Tab. 4 und ZIEGLER 1958: 15 f.).

Material: 9 Exemplare.

Beschreibung: Die Formen entsprechen der Beschreibung und den Abbildungen bei BISCHOFF & ZIEGLER 1957.

Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1965 b.

Vorkommen: Findenig: 4/197, 4/199, 288; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Polygnathus cf. *robusticostata* BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 3, Fig. 4—6

- vgl. 1957 *Polygnathus robusticostata* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 95—96
Taf. 3, Fig. 4—10.

Stratigraphische Verbreitung von *P. robusticostata*: Höhere *bidentatus*- bis *robusticostata*-Zone (mittleres Eifel bis mittleres Givet) (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 2 Exemplare.

Beschreibung: Das aus Probe E/118 stammende Exemplar zeigt eine sehr kräftig berippte Plattform, besitzt aber kein verschmälertes Hinterende wie *P. robusticostata*. Die Plattform ist vorne eingetrogt, ansonsten eben. In der Seitenansicht ist sie schwach gewölbt, das Hinterende ist wenig nach unten gebogen. Das freie Blatt besteht aus 8 im Querschnitt nur wenig zusammengepreßten, bis auf die freien Spitzen miteinander verwachsenen Zähnchen. Im Bereich der Plattform wird das Blatt deutlich niedriger und löst sich ab der Mitte gegen das Hinterende zu in sehr kräftige, spitze Knoten auf. Auf der Unterseite zieht von der im vorderen Drittel der Plattform gelegenen Basalgrube nach vorne eine kräftig entwickelte Rinne, zum Hinterende hin ein nach hinten höher werdender, scharfer Kiel.

Bemerkungen: Das beschriebene Exemplar unterscheidet sich durch das gleichmäßig schmaler werdende Hinterende von *P. robusticostata*, bei der das Hinterende deutlich abgesetzt ist.

Das Exemplar aus Probe 4/192 erlaubt wegen des schlechten Erhaltungszustandes keine sichere Bestimmung.

Vorkommen: Findenig: 4/192 (?), E/118; Poludnig, Hoher Trieb.

Polygnathus trigonica BISCHOFF & ZIEGLER 1957

- * 1957 *Polygnathus trigonica* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 97—98; Taf. 5, Fig. 1—6.
- 1965 *Polygnathus trigonica* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 639; Taf. 3, Fig. 1.

1966 *Polygnathus trigonica* BISCHOFF & ZIEGLER — PHILIP, S. 158; Taf. 1, Fig. 7.

1967 *Polygnathus trigonica* BISCHOFF & ZIEGLER — PHILIP & PEDDER, Taf. 12, Fig. 2.

Stratigraphische Verbreitung: *kockeliana*-Zone (oberes Eifel) (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 6 beschädigte Exemplare.

Beschreibung: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 97 f.

Vorkommen: Findenig: 4/190, 4/192, E/125.

Polygnathus varca STAUFFER 1940

- * 1940 *Polygnathus varcus* n. sp. — STAUFFER, S. 430; Taf. 60, Fig. 49, 53, 55.
 non 1961 *Polygnathus varca* STAUFFER — FREYER, S. 75; Taf. 5, Fig. 108 (= *P. decorosa* STAUFFER s. l.).

Stratigraphische Verbreitung: *robusticostata*- bis untere *asymmetrica*-Zone (tieferes Givet bis tiefes to I α) (nach ZIEGLER 1962 b, Tab. 2 und WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: Zirka 40 Exemplare.

Beschreibung: Siehe WITTEKINDT 1965: 640.

Bemerkung: Alternierende Bezähnelung des freien Blattes wurde nur selten beobachtet. Durch die extrem kurze und schmale Plattform, die bei juvenilen Formen hinter der Basalgrube liegt, sind die Exemplare jedoch bestimmbar.

Vorkommen: Findenig: 1/60, 4/197, E/120, E/123—124, B/202, B/204, B/207, B/210, B/212, B/217, B/219, B/230, B/237, B/239, B/256, B/259, B/261—262, B/267, B/269—271, 288; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Polygnathus webbi STAUFFER 1938

Polygnathus webbi webbi STAUFFER 1938

- * 1938 *Polygnathus webbi* n. sp. — STAUFFER, S. 439; Taf. 53, Fig. 25, 26, 28, 29.
 1965 *Polygnathus webbi* STAUFFER — WITTEKINDT, S. 641; Taf. 3, Fig. 15, 17.
 1968 *Polygnathus webbi* STAUFFER — SCHULZE, S. 217 (cum syn.).
 1968 *Polygnathus webbi* STAUFFER — MOUND, S. 511—512; Taf. 70, Fig. 6—8 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Oberes Ems bis untere *asymmetrica*-Zone (unteres to I α) (nach WALLISER 1962, BISCHOFF & ZIEGLER 1957 und ZIEGLER 1962 b).

Material: 14 Exemplare.

Beschreibung: Siehe WITTEKINDT 1965: 641.

Vorkommen: Findenig: 1/66, 4/79 d, e, 4/80, 4/189 a, 4/190, E/113, E/123, E/124, B/317; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Pseudopolygnathus BRANSON & MEHL 1934

Pseudopolygnathus trigonica ZIEGLER 1962

Taf. 5, Fig. 15, 16

- 1957 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER in: FLÜGEL & ZIEGLER, Taf. 1, Fig. 21.
 1959 *Pseudopolygnathus marburgensis* BISCHOFF & ZIEGLER — ZIEGLER, Tab. 1.
 * 1962b *Pseudopolygnathus trigonica* n. sp. — ZIEGLER, S. 101—102; Taf. 12, Fig. 8—13.
 v 1969b *Pseudopolygnathus trigonica* ZIEGLER — SCHÖNLAUB, S. 341; Taf. 3, Fig. 3.

Stratigraphische Verbreitung: Mittlere bis obere *costatus*-Zone (to VI) (nach ZIEGLER 1962 b: 102).

Material: 2 stark beschädigte Exemplare.

Beschreibung: Das besser erhaltene, auf Taf. 5, Fig. 15, 16 abgebildete Exemplar, von dem nur ein Teil der Plattform erhalten ist (das freie Blatt und das Hinterende fehlen), zeigt eine aus groben Knötchen bestehende Oberflächenskulpturierung. Auf der Unterseite ist eine Basalgrube ausgebildet, die sich quer zur Längsachse des Conodonten von der Mitte bis zum Außenrand erstreckt. In Richtung des breiten Innenlappens führen zwei undeutliche Kiele.

Vom zweiten Exemplar ist nur etwa ein Viertel der Plattform erhalten, doch ist die charakteristisch ausgebildete Basalgrube erhalten.

Bemerkung: Da das artbestimmende Merkmal (die Ausbildung der Basalgrube) erhalten ist, kann trotz der Bruchstücknatur der beiden Exemplare eine sichere Zuordnung erfolgen.

Vorkommen: Findenig: 7/X6; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Spathognathodus BRANSON & MEHL 1941

Spathognathodus bidentatus BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 1, 2

- * 1957 *Spathognathodus bidentatus* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 114—115; Taf. 6, Fig. 8—13.
- part. 1965 *Spathognathodus bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 642; Taf. 3, Fig. 16, 21, 22, non Fig. 20 (= *Sp. carinthiacus* SCHULZE).
- 1966 *Spathognathodus bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER — PHILIP, S. 159; Taf. 2, Fig. 1—3.

Stratigraphische Verbreitung: *bidentatus*- bis tiefe *eiflia*-Zone (mittleres Eifel bis tiefes Givet) (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 114 f.

Vorkommen: Findenig: 4/189 a, 4/192; Poludnig, Hoher Trieb.

Spathognathodus brevis BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Taf. 2, Fig. 3, 4

- * 1957 *Spathognathodus brevis* n. sp. — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 116—117; Taf. 19, Fig. 24, 27—29.
- 1957 *Spathognathodus* ? sp. — RHODES & DINLEY, S. 367; Taf. 37, Fig. 11.
- 1965 *Spathognathodus brevis* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 643; Taf. 3, Fig. 23, 24.
- 1968 *Spathognathodus brevis* BISCHOFF & ZIEGLER — SCHULZE, S. 222; Taf. 20, Fig. 29.

Stratigraphische Verbreitung: *varca*- bis mittlere *asymmetrica*-Zone (hohes Givet bis to I α) (nach BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 116).

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung: Siehe BISCHOFF & ZIEGLER 1957: 117.

Vorkommen: Findenig: 5/103; Poludnig, Hoher Trieb.

Spathognathodus carinthiacus SCHULZE 1968

Taf. 1, Fig. 7—13

- part. 1965 *Spathognathodus bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER — WITTEKINDT, S. 642; Taf. 3, Fig. 20, non Fig. 16, 21, 22 (= *Sp. bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER).
- 1965 *Spathognathodus* sp. — SCHRIEL & STOPPEL, S. 89; Taf. 3, Fig. 9.
- * 1968 *Spathognathodus carinthiacus* n. sp. — SCHULZE, S. 223—224; Taf. 17, Fig. 14, 15, 17.

Stratigraphische Verbreitung: Unteres Ems bis unteres Mitteldevon (nach SCHULZE 1968: 223).

Material: 11 Exemplare.

Beschreibung: In der Aufsicht ist der Zahn gerade oder ganz schwach seitlich gebogen. Die lanzettförmige Basalgrube nimmt etwa zwei Drittel der Länge des Conodonten ein und endet hinten spitz. In der Seitenansicht ist der Zahn langgestreckt und niedrig. Die Vorderkante des Blattes ist schwach, bei einigen Exemplaren auch stärker nach vorne geneigt. Das Blatt setzt sich aus 17—20 im vorderen Bereich bis auf die freien Spitzen miteinander verschmolzenen Zähnchen zusammen. Über der Basalgrube werden die Zähnchen etwa doppelt so breit wie die des vorderen Bereiches und alternieren dort mit wesentlich kleineren Zähnchen.

Beziehungen: Durch die breiteren Zähnchen über der Basalgrube bestehen enge Beziehungen zu *Sp. bidentatus*. Diese Form zeigt aber über der Basalgrube keine alternierende Bezählung.

Vorkommen: Findenig: 4/79 l, m, E/322.

Spathognathodus costatus (E. R. BRANSON 1934)*Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON 1934)

Taf. 6, Fig. 19

- * 1934 *Spathodus costatus* n. sp. — E. R. BRANSON, S. 303—304; Taf. 27, Fig. 13.
- 1956 *Spathognathodus costatus* (E. R. BRANSON) — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 166; Taf. 13, Fig. 3.
- 1961 *Spathognathodus costatus* (E. R. BRANSON) — FREYER, S. 85.
- 1962b *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) — ZIEGLER, S. 107—108; Taf. 14, Fig. 1—6, 8—10 (cum syn.).
- 1966 *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) — MANZONI, S. 485; Taf. 60, Fig. 11, 12.
- 1967 *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON) — VAN ADRICHEM BOOGAERT, S. 186—187; Taf. 3, Fig. 20, 22.

Stratigraphische Verbreitung: *costatus*-Zone (to V—VI), ? bis tiefes Unterkarbon (nach ZIEGLER 1962 b: 108).

Material: 8 beschädigte Exemplare.

Beschreibung: Siehe ZIEGLER 1962 b: 107 f.

Vorkommen: Findenig: 7/X6; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Spathognathodus inclinatus (RHODES 1953)*Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN 1958

Taf. 2, Fig. 23, 24, Taf. 3, Fig. 7, 8

- * 1958 *Spathognathodus wurmi* n. sp. — BISCHOFF & SANNEMANN, S. 108; Taf. 14, Fig. 4—10.
- 1960a *Spathognathodus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — ZIEGLER, Taf. 13, Fig. 12.

- non 1960a *Spathognathodus* ex aff. *wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — ZIEGLER, S. 196; Taf. 13, Fig. 15 (= *Sp. steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER).
- 1962 *Spathognathodus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — JENTZSCH, S. 973; Taf. 2, Fig. 19, 20.
- 1963 *Spathognathodus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — SPASSOV & VESELINOVIĆ, S. 250; Taf. 2, Fig. 5, 6, 8.
- 1965 *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — PHILIP, S. 111; Taf. 10, Fig. 13—16.
- 1966 *Spathognathodus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — CLARK & ETHINGTON, S. 686; Taf. 84, Fig. 3.
- 1968 *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN — SCHULZE, S. 225; Taf. 19, Fig. 6.

Stratigraphische Verbreitung: Oberes Siegen bis oberes Ems (nach SCHULZE 1968: 225).

Material: 4 Exemplare.

Beschreibung: Siehe BISCHOFF & SANNEMANN 1958: 108.

Beziehungen: *Sp. inclinatus wurmi* unterscheidet sich von der Nominat-
 unterart durch die wulstartige Verbreiterung des Blattes unterhalb der
 Zähnnchen und den in der Seitenansicht sigmoidalen Verlauf des Blattes.

Vorkommen: Findenig: 2/183, 2/186, 4/314, 5/155; Hoher Trieb.

Spathognathodus obliquus WITTEKINDT 1965

Taf. 3, Fig. 9

* 1965 *Spathognathodus obliquus* n. sp. — WITTEKINDT, S. 643; Taf. 3, Fig. 25—29

Stratigraphische Verbreitung: *bidentatus*-Zone (mittleres Eifel)
 (nach WITTEKINDT 1965, Tab. 1).

Material: 1 beschädigtes Exemplar.

Beschreibung: In der Seitenansicht ist das Blatt vorne am höchsten
 und wird nach hinten zu niedriger. Die Zähnnchen im vorderen und hinteren
 Bereich sind etwa doppelt so breit wie die (beim vorliegenden Exemplar
 knapp über ihrem Ansatz abgebrochenen) in der Mitte. Gegen das Hinter-
 ende zu sind die Zähnnchen deutlich nach hinten geneigt. Die Aboralkante
 ist vorne herabgezogen und gefurcht. Die Furche weitet sich in der Mitte
 des Blattes zu einer kleinen Öffnung. An der Basis der Zähnnchen ist das
 Blatt schwach wulstartig verdickt. Das Hinterende ist ein wenig um die
 Längsachse verdreht.

Beziehungen: *Sp. obliquus* hat Ähnlichkeit mit *Sp. planus*, von dem
 er sich durch die wechselnde Breite der Zähnnchen und das nach unten gezogene
 Vorderende unterscheidet.

Vorkommen: Findenig: E/110.

Spathognathodus sannemanni BISCHOFF & ZIEGLER 1957

Spathognathodus sannemanni cf. *variabilis* POLLOCK 1968

Taf. 2, Fig. 25—27

vgl. 1968 *Spathognathodus sannemanni variabilis* n. ssp. — POLLOCK, S. 440; Taf. 63,
 Fig. 14, 15, 17, 20, 26—28.

Stratigraphische Verbreitung: Untere *asymmetrica*-Zone (unteres
 to I α) (nach POLLOCK 1968).

Material: 1 beschädigtes Exemplar.

Beschreibung: Der erhaltene Teil des Blattes (der vordere Teil ist abgebrochen) ist annähernd gerade und mit verschieden breiten, aber ungefähr gleich hohen, bis auf die freien Spitzen miteinander verschmolzenen, seitlich zusammengepreßten Zähnchen besetzt. Über der herzförmigen, flachen Basalgrube, die nach hinten spitz zuläuft, ist beiderseits des Blattes eine plattformartige Verbreitung ausgebildet. Sie ist auf beiden Seiten mit einer hohen, aus mehreren verwachsenen Knoten bestehenden Leiste besetzt. Diese beiden Leisten sind verschieden hoch — innen so hoch wie das Blatt, außen nur halb so hoch — und konvergieren zum Hinterende hin.

Beziehungen: Auf Grund der beiden seitlichen Leisten, die aus etwa drei Knoten durch Verschmelzung hervorgegangen sein dürften, besteht eine sehr große Ähnlichkeit mit *Sp. sannemanni variabilis* POLLOCK. Beziehungen bestehen aber auch zu den anderen Unterarten von *Sp. sannemanni* BISCHOFF & ZIEGLER. Sie unterscheiden sich durch die verschiedene Skulpturierung der plattformartigen Ausweitung über der Basalgrube und die Biegung des hinteren Blattes: *Sp. s. adventa* POLLOCK besitzt keine Skulpturierung, *Sp. s. proximus* POLLOCK hat ein oder mehr Knötchen auf der äußeren Hälfte und eine glatte Innenhälfte, *Sp. s. sannemanni* BISCHOFF & ZIEGLER hat je ein Knötchen auf der äußeren und inneren Hälfte, *Sp. s. treptus* ZIEGLER hat ein seitwärts gebogenes und verdrehtes Hinterende und eine kleinere Basalgrubenausweitung, die nur bei adulten Exemplaren mit einem undeutlichen Knötchen besetzt ist, und *Sp. s. ssp. A* POLLOCK hat eine stärkere Ausweitung der Innenhälfte der Plattform und eine variable Zahl und Anordnung der Knötchen.

Sp. sannemanni BISCHOFF & ZIEGLER zeigt auch Ähnlichkeit mit der unterkarbonen Gattung *Nodognathus* COOPER.

Vorkommen: Findenig: 3/286.

Spathognathodus stabilis (BRANSON & MEHL 1934)

Taf. 6, Fig. 15, 16

- * 1934 *Spathodus stabilis* n. sp. — BRANSON & MEHL, S. 188—189; Taf. 17, Fig. 20.
- 1956 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — BISCHOFF & ZIEGLER, S. 167; Taf. 13, Fig. 11.
- 1966 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — KLAPPER, S. 23; Taf. 5, Fig. 6, 7 (cum syn.).
- 1968 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — SCHULZE, S. 228; Taf. 20, Fig. 19 (cum syn.).
- 1968 *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — MOUND, S. 514—515; Taf. 70, Fig. 19, 23 (cum syn.).
- 1969b *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL) — SCHÖNLAUB, S. 349; Taf. 5, Fig. 14, 15 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Oberes to III β bis cu III α (nach BISCHOFF 1957 und ZIEGLER 1962 b).

Material: 6 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b: 113.

Vorkommen: Findenig: 7/X7; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Spathognathodus steinhornensis ZIEGLER 1956*Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER 1960

Taf. 2, Fig. 15—20

- * 1960a *Spathognathodus remscheidensis* n. sp. — ZIEGLER, S. 194—196; Taf. 13, Fig. 1, 2, 4, 5, 7, 8, 10, 14.
- 1964 *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER — WALLISER, S. 87; Taf. 9, Fig. 24, Taf. 20, Fig. 26—28, Taf. 21, Fig. 1—2 (cum syn.).
- 1966 *Spathognathodus remscheidensis* ZIEGLER — CLARK & ETHINGTON, S. 686; Taf. 84, Fig. 12, 14.
- 1968 *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER — SCHULZE, S. 228; Taf. 17, Fig. 12.
- 1969 *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER — CARLS & GANDL, S. 197—198; Taf. 19, Fig. 2.

Stratigraphische Verbreitung: Gedinne bis unteres Siegen (nach SCHULZE 1968).

Material: Zirka 30 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1960 a und WALLISER 1964.

Bemerkung: Da in vielen Proben nur ganz wenige Exemplare gefunden wurden, kann eine Zuordnung oft nur mit Vorbehalt durchgeführt werden (vgl. WALLISER 1964: 85).

Vorkommen: Findenig: 2/181—182, 2/185, 4/89 D, 4/308—310, 4/312—313, X/20; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Spathognathodus steinhornensis steinhornensis ZIEGLER 1956

Taf. 2, Fig. 12, 13

- * 1956 *Spathognathodus steinhornensis* n. sp. — ZIEGLER, S. 104—105; Taf. 7, Fig. 3—13.
- 1964 *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER — WALLISER, S. 85.
- 1967 *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER — VAN ADRICHEM BOOGAERT, S. 187; Taf. 3, Fig. 27 (cum syn.).
- 1968 *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER — SCHULZE, S. 228—229 (cum syn.).
- 1969 *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER — CARLS & GANDL, S. 198; Taf. 19, Fig. 4—9.

Stratigraphische Verbreitung: Gedinne bis oberes Ems (nach ZIEGLER 1956 und SCHULZE 1968).

Material: Zirka 30 Exemplare.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1956 und WALLISER 1964.

Vorkommen: Findenig: 4/80, 4/310, 5/152, 8/303; Poludnig, Hoher Trieb.

Spathognathodus stygius FLAJS 1967

Taf. 1, Fig. 1—6

- v * 1967 *Spathognathodus stygius* n. sp. — FLAJS, S. 204—205; Taf. 5, Fig. 12—17; Textfig. 7.
- 1968 *Spathognathodus seebergensis* n. sp. — SCHULZE, S. 227; Taf. 17, Fig. 4, 9—11.

Stratigraphische Verbreitung: Unteres Siegen bis unteres Ems (nach SCHULZE 1968)

Material: 14 Exemplare.

Beschreibung: *Sp. stygius* besitzt eine große, nach hinten spitz zulaufende Basalgrube, die ungefähr die Hälfte der Länge des Zahnes einnimmt. Über der Basalgrube sitzt ein deutlicher Hauptzahn. Von ihm verläuft ein niedriger, oft gekerbter Grat zum Hinterende. Das sich nach vorne fortsetzende Blatt besteht aus verwachsenen, seitlich zusammengepreßten Zähnchen, die entweder \pm gleichmäßig hoch sind oder mit ihren Spitzen eine nach oben gekrümmte Linie bilden, sodaß die höchsten Zähnchen sich etwa in der Mitte zwischen Vorderende und Hauptzahn befinden. Die Unterkante des Conodonten ist gerade.

In der Aufsicht kann der Hauptzahn seitlich versetzt sein. Der zum Hinterende führende Grat ist oft seitwärts gebogen. Die Basalgrubenumrandung ist meist asymmetrisch, wobei die äußere Hälfte ihre größte Breite vor dem Hauptzahn, die innere sie etwa in Höhe des Hauptzahnes erreicht.

Beziehungen: In der Aufsicht bestehen Ähnlichkeiten mit der silurischen Form *Sp. sagitta* WALLISER, die aber durch das Fehlen eines Hauptzahnes zu unterscheiden ist.

Vorkommen: Findenig: 2/183—185, 4/88, 4/89L; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Spathognathodus transitans BISCHOFF & SANNEMANN 1958

* 1958 *Spathognathodus transitans* n. sp. — BISCHOFF & SANNEMANN, S. 107—108; Taf. 13, Fig. 4, 5, 12, 14.

1968 *Spathognathodus transitans* BISCHOFF & SANNEMANN — SCHULZE, S. 230; Taf. 16, Fig. 1—3 (cum syn.).

Stratigraphische Verbreitung: Unteres Siegen (nach SCHULZE 1968).

Material: 2 beschädigte Exemplare.

Beschreibung: Von den beiden Exemplaren ist nur der mittlere Teil mit den seitlichen Ausweitungen erhalten. Die Vorder- und Hinterenden fehlen. Beide Reste sind gleich ausgebildet: Auf einem der beiden Seitenlappen ist ein Knötchen entwickelt, der andere ist glatt. Das Blatt ist seitlich plattformartig verbreitert. Die Unterseite der Seitenlappen wird von einer flachen Basalgrube eingenommen.

Bemerkung: Da die spezifischen Merkmale von *Sp. transitans* erhalten sind, können die beiden Reste dieser Art zugeordnet werden.

Vorkommen: Findenig: 2/183—184; Poludnig, Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Spathognathodus weneri ZIEGLER 1962

Taf. 5, Fig. 23, 24

* 1962b *Spathognathodus weneri* n. sp. — ZIEGLER, S. 115—116; Taf. 13, Fig. 11—16.

1965 *Spathognathodus weneri* ZIEGLER — BUDINGER, S. 82; Taf. 5, Fig. 14—18; Abb. 26.

1968 *Spathognathodus weneri* ZIEGLER — SCHULZE, S. 230; Taf. 20, Fig. 20.

Stratigraphische Verbreitung: Oberes to II β bis mittleres to V (nach ZIEGLER 1962 b). Nach BUDINGER 1965 kommt *Sp. weneri* auch vom oberen Visé bis zum unteren Namur vor.

Material: 1 Exemplar.

Beschreibung und Beziehungen: Siehe ZIEGLER 1962 b und BUDINGER 1965.

Vorkommen: Findenig: 7/X7; Hoher Trieb, Plöckentunnel.

Literatur

- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. van: Devonian and lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. — *Leidse Geol. Medelingen*, 39, p. 129—192, 3 Taf., 68 Abb., 6 Tab., Leiden 1967.
- BISCHOFF, G.: Oberdevonische Conodonten (to I δ) aus dem Rheinischen Schiefergebirge. — *Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 84, S. 115—137, 3 Taf., Wiesbaden 1956.
- : Die Conodonten-Stratigraphie des rheinherzynischen Unter-Karbons. — *Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 19, 64 S., 6 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1957.
- BISCHOFF, G. & SANNEMANN, D.: Unterdevonische Conodonten aus dem Frankenwald. — *Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 86, S. 87—110, 4 Taf., Wiesbaden 1958
- BISCHOFF, G. & ZIEGLER, W.: Das Alter der Urfer Schichten im Marburger Hinterland nach Conodonten. — *Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 84, S. 138—169, 4 Taf., 1 Tab., Wiesbaden 1956.
- : Die Conodonten-Chronologie des Mitteldevons und des tiefsten Oberdevons. — *Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 22, 136 S., 21 Taf., 16 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1957.
- BRANSON, E. R.: Conodonts from the Hannibal Formation of Missouri. — *Missouri Univ. Studies*, 8, p. 301—343, 4 Taf., Columbia/Mo. 1934.
- BRANSON, E. B. & MEHL, M. G.: Conodont studies. — *Missouri Univ. Studies*, 8, p. 1—299, 24 Taf., Columbia/Mo. 1934.
- : The conodont genus *Ieriodus* and its stratigraphic distribution. — *J. Paleont.*, 12, p. 156—166, 1 Taf., Tulsa/Okla. 1938.
- : New and little known Carboniferous conodont genera. — *J. Paleont.*, 15, p. 97—106, 1 Taf., Tulsa/Okla. 1941.
- BRYANT, W.: The Genesee conodonts. — *Buffalo Soc. Nat. Sci., Bull.*, 13, p. 1—59, 16 Taf., 7 Abb., Buffalo/N. Y. 1921.
- BUDINGER, P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Karbon des Kantabrischen Gebirges (Nordspanien). — *Inaugural-Dissert., Univ. Tübingen*, S. 1—103, 5 Taf., 26 Abb., 10 Tab., Tübingen 1965.
- CARLS, P. & GANDL, J.: Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons der Östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 132, S. 155—218, 6 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1969.
- CLARK, D. L. & ETHINGTON, R. L.: Conodonts and biostratigraphy of the Lower and Middle Devonian of Nevada and Utah. — *J. Paleont.*, 40, p. 659—689, 3 Taf., 10 Abb., Tulsa/Okla. 1966.
- CLOUD, P. E., BARNES, V. E. & HASS, W. H.: Devonian-Mississippian transition in central Texas. — *Geol. Soc. America, Bull.*, 68, p. 807—816, 5 Taf., 1 Abb., New York 1957.
- COOPER, C. L.: New conodonts from the Woodford Formation of Oklahoma. — *J. Paleont.*, 5, p. 230—243, 1 Taf., Tulsa/Okla. 1931.
- : Conodonts from a Bushberg-Hannibal Horizon in Oklahoma. — *J. Paleont.*, 13, p. 379—422, 9 Taf., 2 Abb., Tulsa/Okla. 1939.
- ETHINGTON, R. L.: Conodonts of the Ordovician Galena formation. — *J. Paleont.*, 33, p. 257—292, 3 Taf., 2 Abb., Tulsa/Okla. 1959.
- : Late Devonian and Early Mississippian conodonts from Arizona and New Mexico. — *J. Paleont.*, 39, p. 566—589, 2 Taf., 1 Abb., Tulsa/Okla. 1965.

- FLAJS, G.: Die Mitteldevon/Oberdevongrenze im Paläozoikum von Graz. — N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 124, S. 221—240, 4 Taf., 4 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1966.
- : Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. — Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 1966, S. 157—212, 5 Taf., 8 Abb., Wien 1967.
- FLAJS, G. & PÖLSLER, P.: Vorbericht über conodontenstratigraphische Untersuchungen im Süd-Abschnitt des Pipeline-Stollens Plöcken (Karnische Alpen). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 147, S. 305—308, Wien 1965.
- FLÜGEL, H. & ZIEGLER, W.: Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons westlich Graz mit Conodonten. — Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 37, S. 25—60, 5 Taf., 6 Abb., 2 Tab., Graz 1957.
- FREYER, G.: Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conodonten aus dem Oberdevon des Vogtlandes unter besonderer Berücksichtigung des to V/VI. — Freiburger Forschungshefte, C 95, 1961, S. 1—96, 3 Taf., 152 Abb., 7 Beilagen, Berlin 1961.
- GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. — Inaugural-Dissert., Univ. Bonn, 100 S., 7 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Bonn 1968.
- GLENISTER, B. F. & KLAPPER, G.: Upper Devonian conodonts from the Canning Basin, Western Australia. — J. Paleont., 40, p. 777—842, 12 Taf., 3 Abb., 9 Tab., Tulsa/Okla. 1966.
- HASS, W. H.: Age and correlation of the Chattanooga shale and the Maury formation. — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 286, p. 1—45, 5 Taf., Washington 1956.
- : Conodonts from the Chappel limestone of Texas. — U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 294, p. 365—397, 6 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Washington 1959.
- HELMS, J.: Conodonten aus dem Saalfelder Oberdevon (Thüringen). — Geologie, 8, p. 634—677, 6 Taf., 3 Abb., 2 Tab., Berlin 1959.
- : Zur „Phylogenes“ und Taxonomie von Palmatolepis (Conodonta, Oberdevon). — Geologie, 12, S. 449—477, 4 Taf., 3 Abb., Berlin 1963.
- HINDE, G. J.: On conodonts from the Chazy and Cincinnati Group of the Cambro-Silurian, and from the Hamilton and Genesee shale divisions of the Devonian, in Canada and the United States. — Geol. Soc. London, Quart. J., 35, p. 351—369, 3 Taf., London 1879.
- HUDDLE, J. W.: Conodonts from the New Albany shale of Indiana. — Bull. Amer. Paleont., 21, p. 1—136, 12 Taf., 2 Abb., Ithaca/N. Y. 1934.
- JAEGER, H. & PÖLSLER, P.: Bericht über die geologische Aufnahme des Findenigkofels (Monte Lodin) in den Karnischen Alpen (Kärnten). — Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1967, 1 Abb., Wien 1968.
- JENTZSCH, I.: Conodonten aus dem Tentaculitenknollenkalk (Unterdevon) in Thüringen. — Geologie, 11, S. 961—985, 4 Taf., Berlin 1962.
- KLAPPER, G.: Upper Devonian and lower Mississippian conodont zones in Montana, Wyoming, and South Dakota. — Paleont. Contr. Univ. Kansas, 3, p. 1—43, 6 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Lawrence 1966.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Evolutionary development of the *Icriodus latericrescens* group (conodonta) in the Devonian of Europe and North America. — Palaeontographica A, 127, 68—83, 8 Taf., 2 Abb., Stuttgart 1967.
- KODSI, M. G.: Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. — N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1967, S. 415—427, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1967.
- KREBS, W.: Zur Grenze Mittel-/Oberdevon und zur Gliederung des obersten Mitteldevons und der tieferen Adorf-Stufe nach Conodonten. — Senckenbergiana leth., 40, S. 367—387, 2 Taf., 1 Abb., Frankfurt 1959.
- KREBS, W. & ZIEGLER, W.: Über die Mitteldevon/Oberdevon-Grenze in der Riffazies bei Aachen. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 9, S. 731—754, 2 Taf., 1 Abb., Krefeld 1965.
- LINDSTRÖM, M.: Conodonts from the lowermost Ordovician strata of South-Central Sweden. — Geol. Fören. Stockholm Förh., 76, p. 517—604, 7 Taf., 5 Abb., Stockholm 1954.

- MANZONI, M.: Conodonti neodevonicici ed eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). — *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2, 33, 1965, S. 461—492, 2 Taf., 2 Abb., 2 Tab., Bologna 1966.
- : Il Devoniano superiore e il Carbonifero inferiore nelle serie pelagiche di Val Uqua (Tarvisio). — *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna*, Ser. 2, 34, 1966, S. 641—684, 3 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Bologna 1968.
- MEHL, M. G. & ZIEGLER, W.: A neotyp for *Palmatolepis gracilis* BRANSON & MEHL 1934. — *J. Sci. Lab. Denison Univ.*, 45, p. 197—206, 1 Taf., Denison 1962.
- MILLER, A. K. & YOUNGQUIST, W. L.: Conodonts from the type sections of Sweetland Creek shale in Iowa. — *J. Paleont.*, 21, p. 501—517, 4 Taf., Tulsa/Okla. 1947.
- MOUND, M. C.: Upper Devonian conodonts from Southern Alberta. — *J. Paleont.*, 42, p. 444—524, 7 Taf., 14 Abb., Tulsa/Okla. 1968.
- MÜLLER, K. J.: Zur Kenntnis der Conodonten-Fauna des europäischen Devons, 1: Die Gattung *Palmatolepis*. — *Abh. senck. Naturforsch. Ges.*, 494, S. 1—70, 11 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Frankfurt/M. 1956.
- MÜLLER, K. J. & CLARK, D. L.: Early Late Devonian conodonts from the Squaw Bay Limestone in Michigan. — *J. Paleont.*, 41, p. 902—919, 4 Taf., 7 Abb., Tulsa/Okla. 1967.
- ORR, R. W.: Conodonts from the Devonian Lingle and Alto Formations of southern Illinois. — *Ill. State Geol. Surv., Circ.* 361, p. 1—28, 4 Taf., 4 Abb., 2 Tab., Urbana/Ill. 1964.
- ORR, R. W. & KLAPPER, G.: Two new conodont species from Middle-Upper-Devonian boundary beds of Indiana and New York. — *J. Paleont.*, 42, p. 1066—1075, 2 Taf., 2 Abb., Tulsa/Okla. 1968.
- PHILIP, G. M.: Lower Devonian conodonts from the Tyers Area, Gippsland, Victoria. — *Proc. Roy. Soc. Victoria*, 79, p. 95—117, 3 Taf., 2 Abb., Melbourne 1965.
- : Middle Devonian conodonts from the Moore Creek limestone, Northern New South Wales. — *J. and Proc., Roy. Soc. New South Wales*, 100, p. 151—161, 3 Taf., Armidale 1966.
- PHILIP, G. M. & JACKSON, J. H.: Lower Devonian subspecies of the conodont *Polygnathus linguiformis* HINDE from southeastern Australia. — *J. Paleont.*, 41, p. 1262—1266, 3 Abb., Tulsa/Okla. 1967.
- PHILIP, G. M. & PEDDER, A. E. H.: A correlation of some Devonian limestones of New South Wales and Victoria. — *Geol. Magazine*, 104, p. 232—239, 1 Taf., 1 Abb., London 1967.
- POLLOCK, C. A.: Lower Upper Devonian conodonts from Alberta, Canada. — *J. Paleont.*, 42, p. 415—443, 4 Taf., 2 Abb., 1 Tab., Tulsa/Okla. 1968.
- PÖLSLER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest—Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). — *Carinthia II*, 77, S. 37—58, 4 Abb., 1 Tab., 1 Beilage, Klagenfurt 1967.
- : Stratigraphie und Tektonik im N-Abfall des Findenigkofel (Silur bis Karbon, Karnische Alpen, Österreich). — *Jb. Geol. Bundesanst.* 1969, im Druck.
- RHODES, F. H. T.: Some British Lower Paleozoic conodont faunas. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 237, p. 261—334, 4 Taf., 20 Abb., London 1953.
- RHODES, F. H. T. & DINLEY, D. L.: Devonian conodont faunas from Southwest England. — *J. Paleont.*, 31, p. 353—369, 2 Taf., 10 Abb., Tulsa/Okla. 1957.
- RHODES, F. H. T. & MÜLLER, K. J.: The conodont genus *Prioniodus* and related forms. — *J. Paleont.*, 30, p. 695—699, 1 Tab., Tulsa/Okla. 1956.
- SANNEMANN, D.: Beitrag zur Untergliederung des Oberdevons mit Conodonten. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 100, S. 324—331, 1 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1955 (1955 a).
- : Oberdevonische Conodonten (to I). — *Senckenbergiana leth.*, 36, S. 123—156, 6 Taf., 3 Abb., Frankfurt/M. 1955 (1955 b).
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, 112, p. 265—320, 4 Taf., 4 Abb., 9 Tab., Wien 1969 (1969 a).

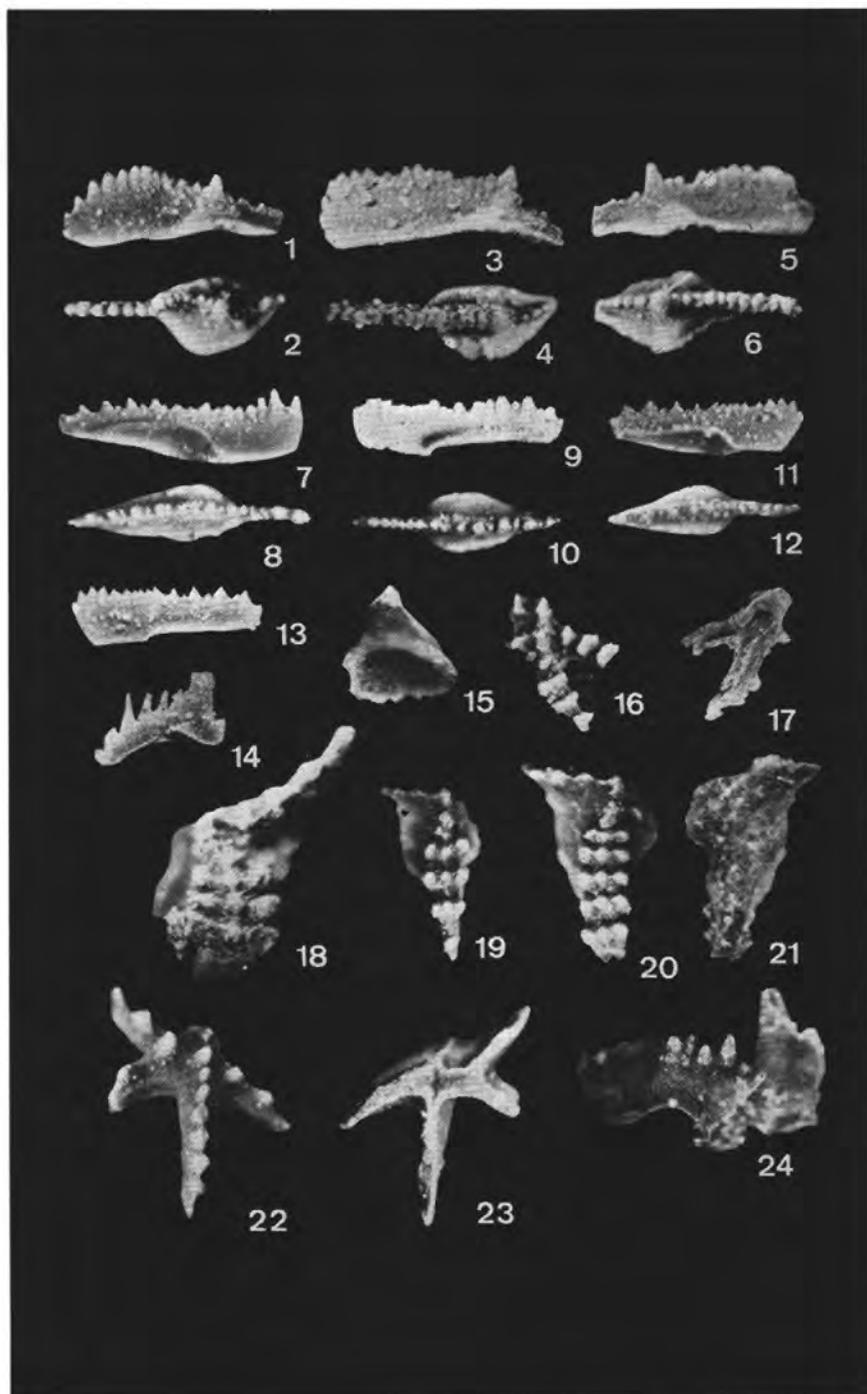
- : Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgraben (Karnische Alpen, Österreich). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, 112, p. 321—354, 3 Taf., 1 Abb., 2 Tab., Wien 1969 (1969 b).
- SCHRIEL, W. & STOPPEL, D.: Das Alter der Cephalopodenkalke im mittleren Selketal (Devon; Unterharz). — *Zeitschr. deutsch. geol. Ges.*, 115, 1963, S. 77—99, 1 Taf., 7 Abb., 4 Tab., Hannover 1965.
- SCHULZE, R.: Die Conodonten aus dem Paläozoikum der mittleren Karawanken (Seeberggebiet). — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 130, S. 133—245, 5 Taf., 18 Abb., 18 Tab., 1 Karte, Stuttgart 1968.
- SKALA, W.: Ein Beitrag zur Geologie und Stratigraphie der Gipfelregion des Poludnig (Karnische Alpen). — *Jb. Geol. Bundesanst.*, 112, Wien 1969.
- SPASSOV, CH. & VESELINOVIĆ, M.: Conodont fauna from the Upper Ludlowian limestone on Suva Planina (Eastern Serbia, Yugoslavia). — *Ves. geol. Inst. Jugosl. (Ser. A)*, 20, 1962, p. 239—258, 2 Taf., 1 Tab., Beograd 1963.
- STAUFFER, C. R.: Conodonts of the Olenangy-shale. — *J. Paleont.*, 12, p. 411—443, 6 Taf., Tulsa/Okla. 1938.
- : Conodonts from the Devonian and associated clays of Minnesota. — *J. Paleont.*, 14, p. 417—435, 3 Taf., Tulsa/Okla. 1940.
- THOMAS, L. A.: Devonian-Mississippian formations of southeastern Iowa. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 60, p. 403—437, 4 Taf., New York 1949.
- ULRICH, E. O. & BASSLER, R. S.: A classification of the toothlike fossils, conodonts, with description of American Devonian and Mississippian species. — *U. S. Nat. Mus., Proc.*, 68, p. 1—63, 11 Taf., Washington 1926.
- WALLISER, O. H.: Conodonten aus dem oberen Gotlandium Deutschlands und der Karnischen Alpen. — *Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 85, S. 28—53, 3 Taf., 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1957.
- : Conodontenchronologie des Silurs (= Gotlandiums) und des tieferen Devons mit besonderer Berücksichtigung der Formationsgrenze. — 2. internat. Arbeitstagung Silur/Devon-Grenze, Bonn — Bruxelles 1960, S. 281—287, 1 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1962.
- : Conodonten des Silurs. — *Abh. hess. Landes-Amt für Bodenforsch.*, 41, 106 S., 32 Taf., 10 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1964.
- WITTEKINDT, H. P.: Zur Conodontenchronologie des Mitteldevons. — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 9, S. 621—646, 3 Taf., 1 Abb., 1 Tab., Krefeld 1965.
- YOUNGQUIST, W. L.: Upper Devonian conodonts from the Independence shale (?) of Iowa. — *J. Paleont.*, 19, p. 355—367, 3 Taf., Tulsa/Okla. 1945.
- ZIEGLER, W.: Unterdevonische Conodonten, insbesondere aus dem Schönauer und dem Zоргensis-Kalk. — *Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 84, S. 93—106, 2 Taf., 1 Tab., Wiesbaden 1956.
- : Conodontenfeinstratigraphische Untersuchungen an der Grenze Mitteldevon/Oberdevon und in der Adorfstufe. — *Notizbl. hess. Landes-Amt Bodenforsch.*, 87, S. 7—77, 12 Taf., 7 Abb., 10 Tab., Wiesbaden 1958.
- : Conodonten aus Devon und Karbon Südwesteuropas und Bemerkungen zur bretonischen Faltung (Montagne Noire, Massiv von Mouthoumet, Spanische Pyrenäen). — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, S. 289—309, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1959.
- : Conodonten aus dem Rheinischen Unterdevon (Gedinnium) des Remscheider Sattels (Rheinisches Schiefergebirge). — *Paläont. Z.*, 34, S. 169—201, 3 Taf., 2 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1960 (1960 a).
- : Die Conodonten aus den Geröllen des Zechsteinkonglomerates von Rossenray (südwestlich Rheinberg/Niederrhein). — *Fortschr. Geol. Rheinl. Westf.*, 6, S. 391—406, 4 Taf., 1 Abb., Krefeld 1962 (Vorausdruck erschienen 1960) (1960 b).
- : Phylogenetische Entwicklung stratigraphisch wichtiger Conodonten-Gattungen in der Manticoceras-Stufe (Oberdevon, Deutschland). — *N. Jb. Paläont., Abh.*, S. 142—168, 9 Abb., Stuttgart 1962 (1962 a).

- ZIEGLER, W.: Taxionomie und Phylogenie oberdevonischer Conodonten und ihre stratigraphische Bedeutung. — Abh. hess. Landes-Amt Bodenforsch., 38, 166 S., 14 Taf., 18 Abb., 11 Tab., Wiesbaden 1962 (1962 b).
- : Zum höchsten Mitteldevon an der Nordflanke des Ebbesattels. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 9, S. 519—538, 2 Taf., 5 Abb., Krefeld 1965 (1965 a).
- : Eine Verfeinerung der Conodontengliederung an der Grenze Mittel-/Oberdevon. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 9, S. 647—676, 6 Taf., 4 Abb., 5 Tab., Krefeld 1965 (1965 b).
- ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & LINDSTRÖM, M.: The validity of the name Polygnathus (Conodonta, Devonian and Lower Carboniferous). — J. Paleont., 38, p. 421—423, Tulsa/Okla. 1964.

Tafel 1

(Vergrößerung ca. 38 ×)

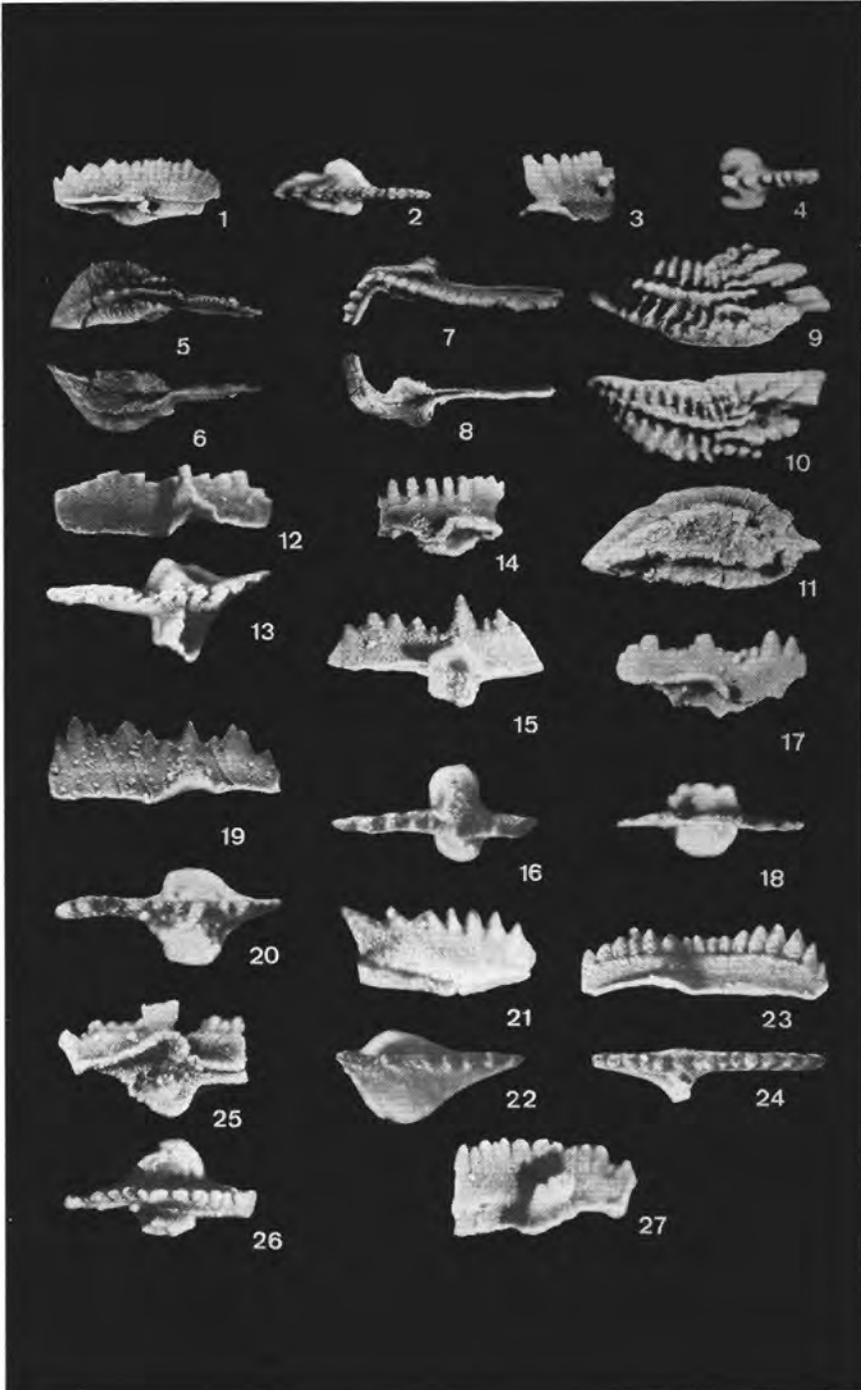
- Fig. 1—6: *Spathognathodus stygius* FLAJS:
 Fig. 1, 2 aus Probe 2/185 (1 von der Seite, 2 von oben).
 Fig. 3, 4 aus Probe 4/89 L (3 von der Seite, 4 von oben).
 Fig. 5, 6 aus Probe 2/184 (5 von der Seite, 6 von oben).
- Fig. 7—13: *Spathognathodus carinthiacus* SCHULZE:
 Fig. 7, 8 aus Probe 322 (7 schräg von unten, 8 von oben).
 Fig. 9, 10 aus Probe 4/79 m (9 von der Seite, 10 von oben).
 Fig. 11—13 aus Probe 4/791 (11 schräg von unten, 12 von oben, 13 von der Seite).
- Fig. 14: *Neoprioniodus multiformis* WALLISER:
 aus Probe 4/314 (von der Seite).
- Fig. 15: „*Oneotodus*“ n. sp.:
 aus Probe 5/102 (schräg von unten).
- Fig. 16—17: *Icriodus* cf. *pesavis* BISCHOFF & SANNEMANN:
 aus Probe 5/152 (16 von oben, 17 von unten).
- Fig. 18: *Icriodus* sp., aus Probe 2/187 (von oben).
- Fig. 19—21: *Icriodus woschmidti* ssp.:
 Fig. 19 aus Probe 2/187 (von oben).
 Fig. 20, 21 aus Probe 1/72 (20 von oben, 21 von unten).
- Fig. 22—23: *Ancyrodelloides kutscheri* BISCHOFF & SANNEMANN:
 aus Probe 4/314 (22 von oben, 23 von unten).
- Fig. 24: *Kockelella variabilis* WALLISER:
 aus Probe 6/144 C (von der Seite).



Tafel 2

(Vergrößerung ca. 30 ×)

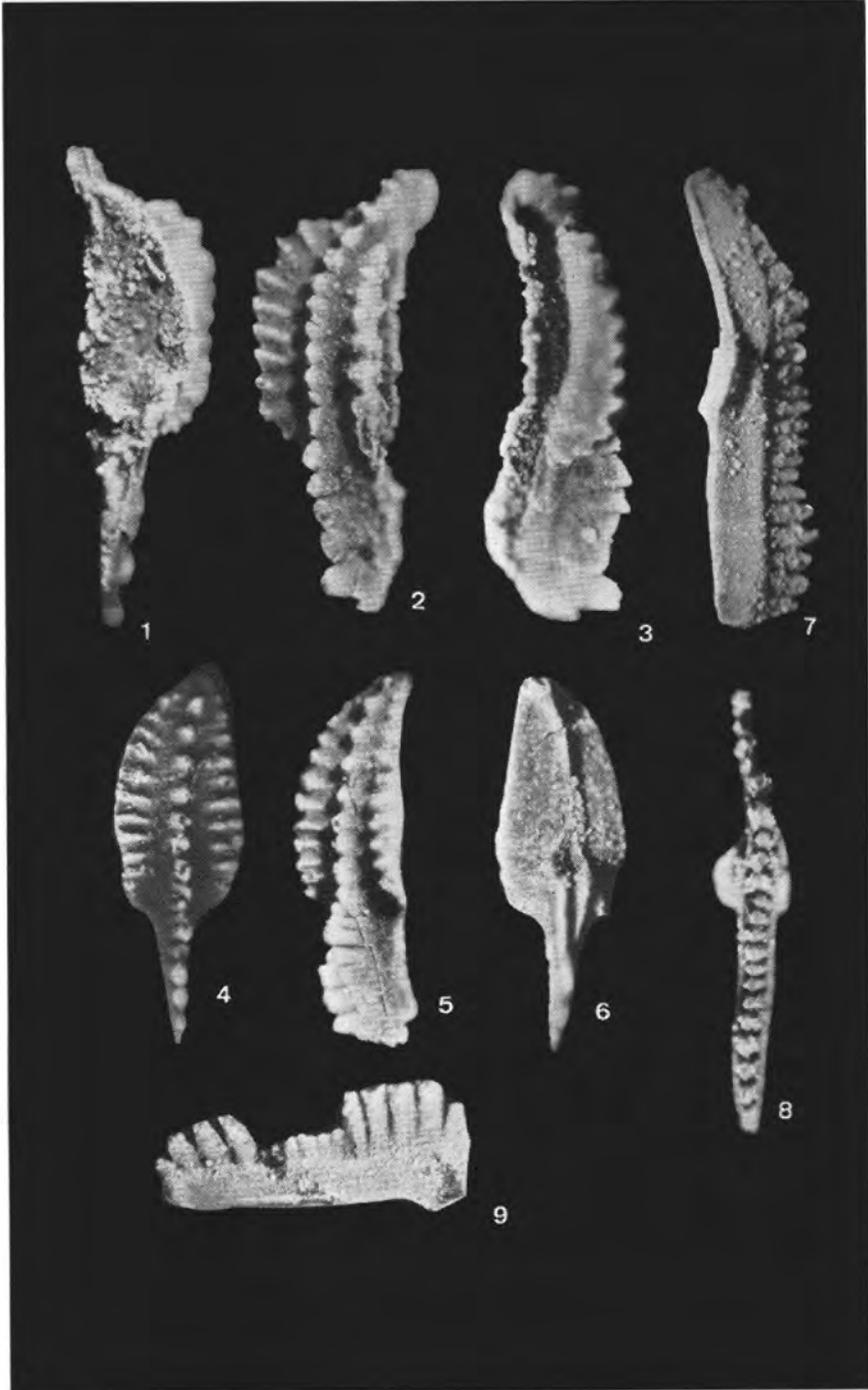
- Fig. 1—2: *Spathognathodus bidentatus* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe 4/189 a (1 von der Seite, 2 von oben).
- Fig. 3—4: *Spathognathodus brevis* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe 5/103 (3 von der Seite, 4 von oben).
- Fig. 5—6: *Polygnathus eiflia* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe 4/189 a (5 von oben, 6 von unten, mit erhaltener Basis).
- Fig. 7—8: *Polygnathus kockeliana* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe 4/189 a (7 schräg von oben, 8 von unten).
- Fig. 9—11: *Polygnathus linguiformis transversa* WITTEKINDT:
aus Probe E/124 (9 von oben, 10 schräg von oben, 11 von unten, mit erhaltener Basis).
- Fig. 12—13: *Spathognathodus steinhornensis steinhornensis* ZIEGLER:
aus Probe 8/303 (12 von der Seite, 13 von oben).
- Fig. 14: *Icriodus* cf. *obliquimarginatus* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe E/124 (von der Seite).
- Fig. 15—20: *Spathognathodus steinhornensis remscheidensis* ZIEGLER:
Fig. 15, 16 aus Probe 2/185 (15 schräg von unten, 16 von oben).
Fig. 17, 18 aus Probe 4/310 (17 von der Seite, 18 von oben).
Fig. 19, 20 aus Probe X 20 (19 von der Seite, 20 von oben).
- Fig. 21—22: *Pelekygnathus serrata* JENTZSCH:
aus Probe 4/83 (21 von der Seite, 22 von oben).
- Fig. 23—24: *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN:
aus Probe 4/314 (23 von der Seite, 24 von oben).
- Fig. 25—27: *Spathognathodus sannemannii* cf. *variabilis* POLLOCK:
aus Probe 3/286 (25 schräg von unten, 26 von oben, 27 von der Seite).



Tafel 3

(Vergrößerung ca. 30 ×)

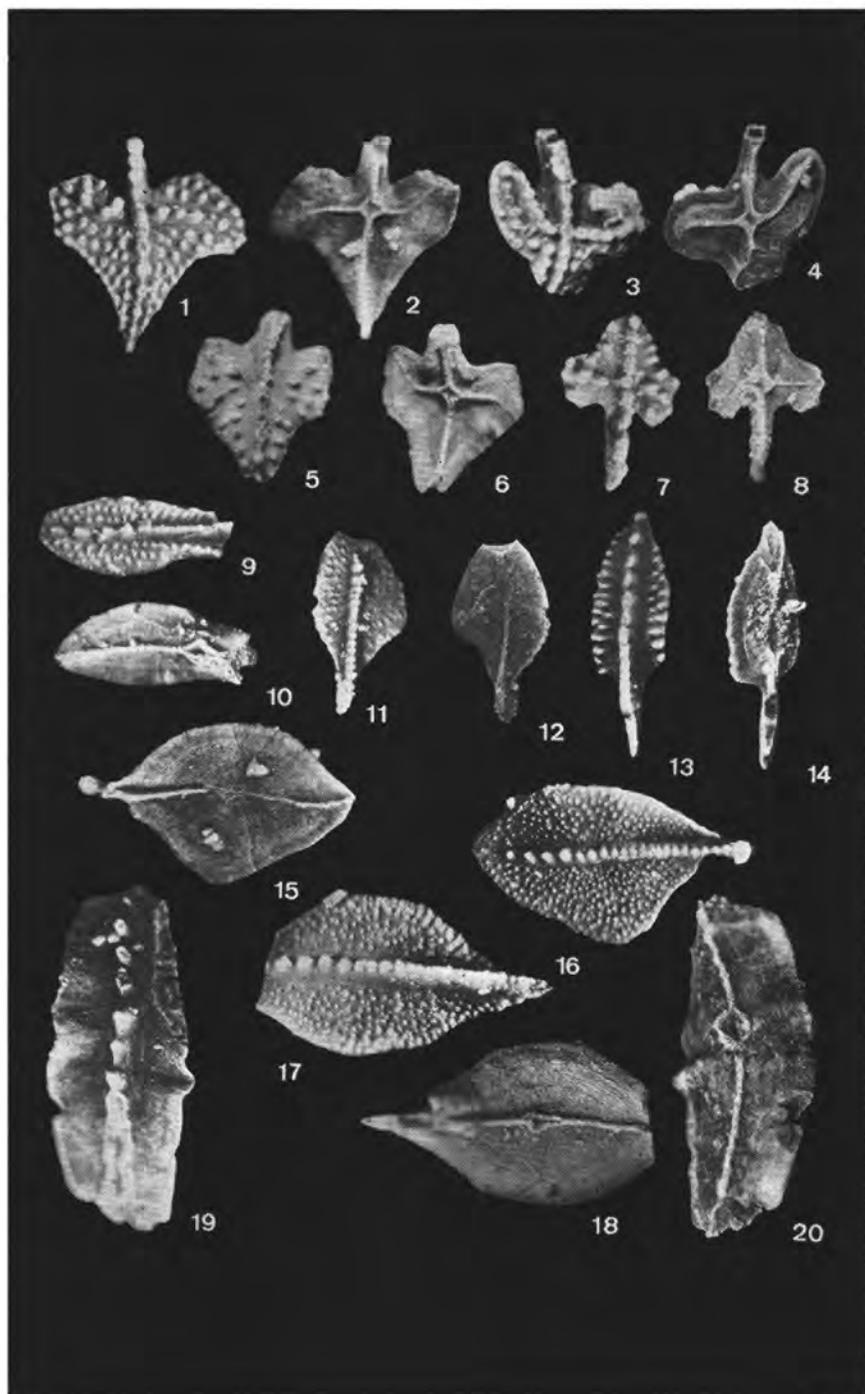
- Fig. 1—3: *Polygnathus linguiformis mucronata* WITTEKINDT:
aus Probe 5/104 A (1 von unten, 2 schräg von oben, 3 von der Seite).
- Fig. 4—6: *Polygnathus* cf. *robusticostata* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe E/118 (4 von oben, 5 schräg von oben, 6 von unten).
- Fig. 7—8: *Spathognathodus inclinatus wurmi* BISCHOFF & SANNEMANN:
aus Probe 2/186 (7 von der Seite, 8 von oben).
- Fig. 9: *Spathognathodus obliquus* WITTEKINDT:
aus Probe 1/110 (von der Seite).



Tafel 4

(Vergrößerung ca. 30 ×)

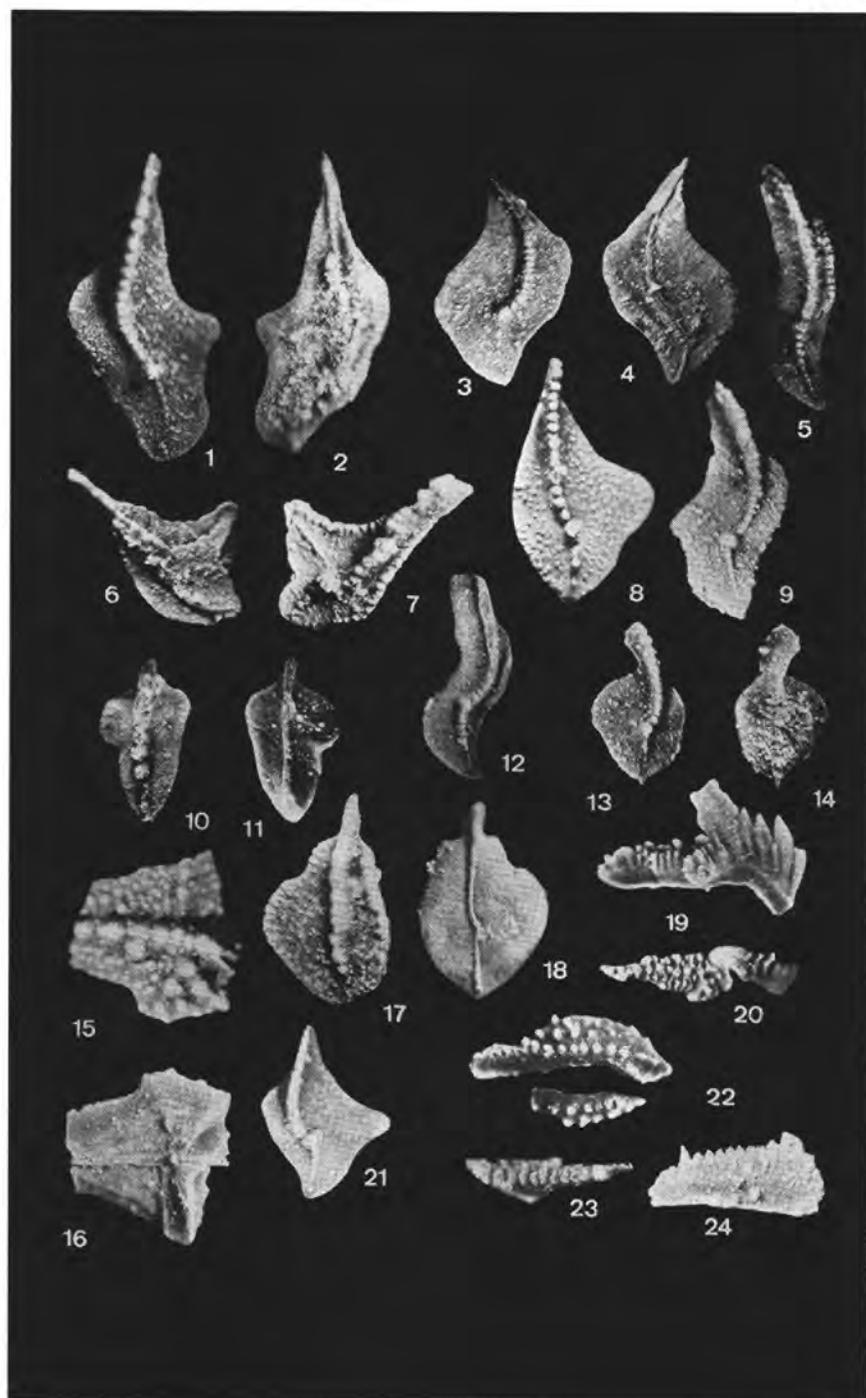
- Fig. 1—4: *Ancyrodella rotundiloba alata* GLENISTER & KLAPPER:
Fig. 1, 2 aus Probe 3/287 (1 von oben, 2 von unten).
Fig. 3, 4 aus Probe 3/287 (3 von oben, 4 von unten).
- Fig. 5—8: *Ancyrodella rotundiloba rotundiloba* (BRYANT):
Fig. 5, 6 aus Probe 3/287 (5 von oben, 6 von unten).
Fig. 7, 8 aus Probe B/225 (7 von oben, 8 von unten).
- Fig. 9—10: *Polygnathus ordinata* BRYANT:
aus Probe 4/197 (9 von oben, 10 von unten).
- Fig. 11—12: *Palmatolepis ? disparalvea* ORR & KLAPPER:
aus Probe 4/197 (11 von oben, 12 von unten).
- Fig. 13—14: *Polygnathus dengleri* BISCHOFF & ZIEGLER:
aus Probe 3/286 (13 von oben, 14 von unten).
- Fig. 15—16: *Palmatolepis transitans* MÜLLER:
aus Probe 3/287 (15 von unten, 16 von oben).
- Fig. 17—18: *Polygnathus asymmetrica ovalis* ZIEGLER & KLAPPER:
aus Probe 3/287 (17 von oben, 18 von unten).
- Fig. 19—20: *Polygnathus ancyrognathoidea* ZIEGLER:
aus Probe 3/286 (19 von oben, 20 von unten).



Tafel 5

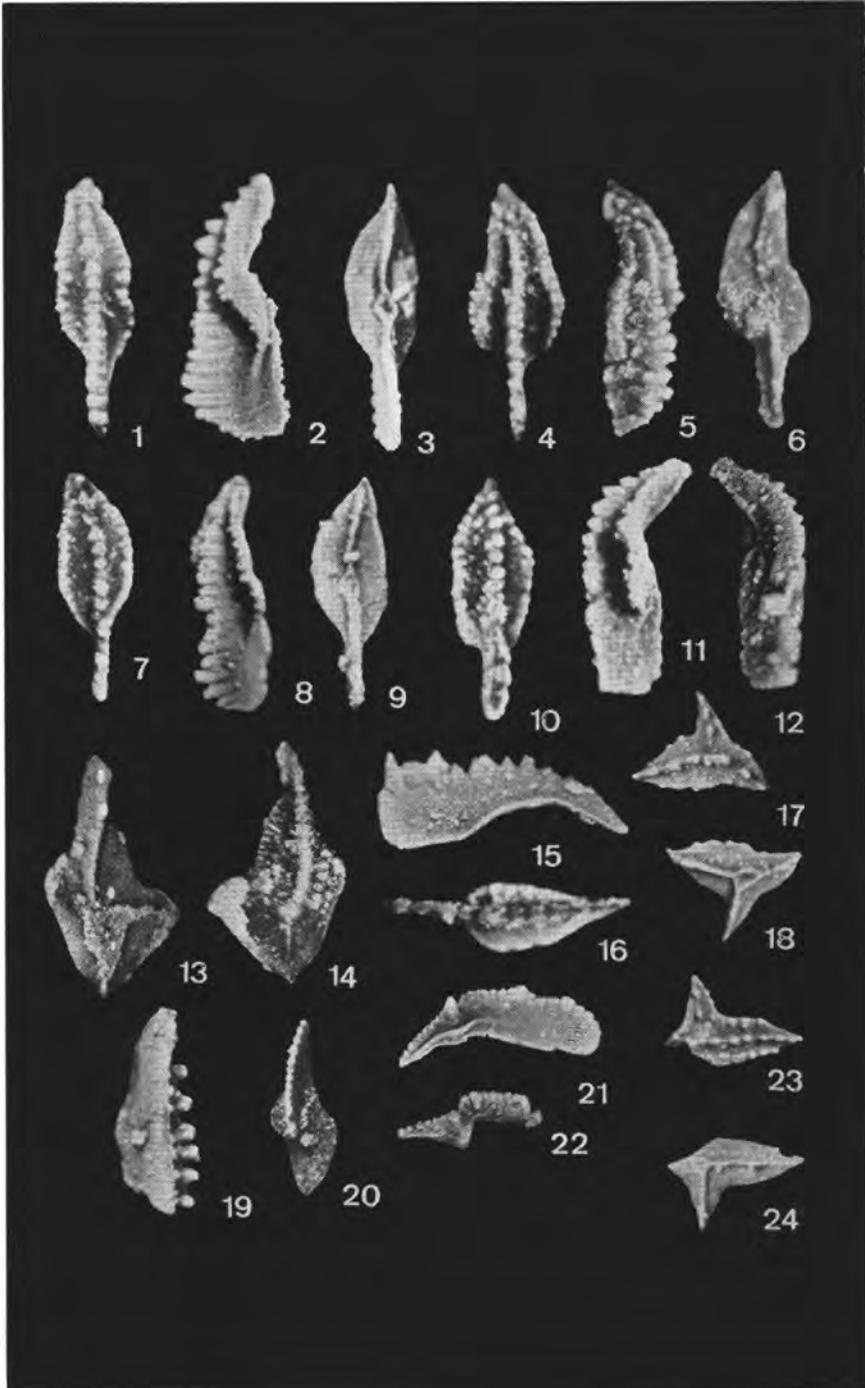
(Vergrößerung ca. 30 ×)

- Fig. 1—2: *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER:
aus Probe 5/108 (1 von oben, 2 von unten).
- Fig. 3—4: *Palmatolepis* cf. *regularis* COOPER:
aus Probe 5/107 (3 von oben, 4 von unten).
- Fig. 5: *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL:
aus Probe 7/X 7 (von oben).
- Fig. 6—7: *Palmatolepis triangularis* SANNEMANN:
aus Probe 1/56 (6 von unten, 7 von oben).
- Fig. 8: *Palmatolepis subrecta* MILLER & YOUNGQUIST:
aus Probe 5/105 (von oben).
- Fig. 9: *Palmatolepis perlobata schindewolfi* MÜLLER:
aus Probe 7/X 7 (von oben).
- Fig. 10—11: *Polygnathus glabra bilobata* ZIEGLER:
aus Probe 7/X 7 (10 von oben, 11 von unten).
- Fig. 12: *Palmatolepis distorta* BRANSON & MEHL:
aus Probe 7/X 7 (von oben).
- Fig. 13—14: *Palmatolepis rhomboidea* SANNEMANN:
aus Probe 5/108 (13 von oben, 14 von unten).
- Fig. 15—16: *Pseudopolygnathus trigonica* ZIEGLER:
aus Probe 7/X 7 (15 von oben, 16 von unten).
- Fig. 17—18: *Palmatolepis punctata* (HINDE):
aus Probe 5/106 (17 von oben, 18 von unten).
- Fig. 19—20: *Ozarkodina lacera* HELMS:
aus Probe 3/286 (19 von der Seite, 20 von oben).
- Fig. 21: *Palmatolepis tenuipunctata* SANNEMANN:
aus Probe 5/108 (von oben).
- Fig. 22: *Polygnathus cristata* HINDE:
aus Probe B/223 (von oben, beim Photographieren zerbrochen).
- Fig. 23—24: *Spathognathodus weneri* ZIEGLER:
aus Probe 7/X 7 (23 von oben, 24 von der Seite).



Tafel 6
(Vergrößerung ca. 38 ×)

- Fig. 1—12: *Polygnathus lodinensis* n. sp.:
Fig. 1—3: aus Probe 5/105 (1 von oben, 2 von der Seite, 3 von unten; Holotypus).
Fig. 4—6: aus Probe 7/X 7 (4 von oben, 5 schräg von oben, 6 von unten).
Fig. 7—9: aus Probe 5/105 (7 von oben, 8 schräg von oben, 9 von unten).
Fig. 10—12: aus Probe 5/105 (10 von oben, 11 von der Seite, 12 schräg von unten).
- Fig. 13—14: *Palmatolepis quadrantinodosalobata* SANNEMANN:
aus Probe 188 (13 von unten, mit erhaltener Basis, 14 von oben, mit verkrustetem Innenlappen).
- Fig. 15—16: *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL):
aus Probe 7/X 7 (15 von der Seite, 16 von oben).
- Fig. 17—18: *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST:
aus Probe 5/105 (17 von oben, 18 von unten).
- Fig. 19: *Spathognathodus costatus costatus* (E. R. BRANSON):
aus Probe 7/X 6 (von oben).
- Fig. 20: *Palmatolepis termini* SANNEMANN:
aus Probe 5/107 (von oben).
- Fig. 21: *Palmatolepis gracilis gracilis* BRANSON & MEHL:
aus Probe 7/X 7 (schräg von oben).
- Fig. 22: *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER:
aus Probe 7/X 6 (schräg von oben).
- Fig. 23—24: *Ancyrognathus triangularis* YOUNGQUIST:
aus Probe 1/58 A (23 von oben, 24 von unten).



VERBREITUNG WICHTIGER
CONODONTEN AM
FINDENIGKOFEL (KARNISCHE ALPEN)

von P. POLSLER, 1969

———— Gesteinsgrenzen
----- stratigr. Grenzen

- "Oncotodus" n. sp.
- Spathognathodus steinhornensis remscheidensis
- Belodella cf. devonica
- Spathognathodus steinhornensis steinhornensis
- Belodella cf. resima
- Icriodus cf. pessevia
- woschmidti esp.
- sp.
- Spathognathodus inclinatus wurmi
- stygius
- transitans
- Ancyrodalloides kutscheri
- Neoptrioniodus multiformis
- Pelekyognathus serrata
- Polygnathus webbi webbi
- Spathognathodus carinthiacus
- Polygnathus linguiformis linguiformis
- Spathognathodus obliquus
- Polygnathus eiflia
- kockeliana
- cf. robusticostata
- Spathognathodus bidentatus
- Polygnathus trigonica
- varca
- Icriodus cf. obliquimarginatus
- Polygnathus linguiformis mucronata
- linguiformis transversa
- Spathognathodus brevis
- Ancyrodella rotundiloba alata
- rotundiloba rotundiloba
- Dzarkodina leceze
- Palmatolepis ? disparalvea
- punctata
- transitans
- Polygnathus ancyrognathoidea
- asymmetrica asymmetrica
- asymmetrica ovalis
- cristata
- dangleri
- lodinensis
- ordinata
- pennata
- Spathognathodus sennemanni cf. variabilis
- Ancyrodella buckeyensis
- curvata
- Ancyrognathus cf. bifurcata
- Palmatolepis subrecta
- Ancyrodella nodosa
- Ancyrognathus triangularis
- Ancyrodella lobata
- ioides
- Ancyrognathus asymmetrica
- Palmatolepis cf. gigas
- triangularis
- tenuipunctata
- minuta minuta
- cf. regularis
- superlobata
- Polygnathus glebra glebra
- Palmatolepis crepida
- quadrantinosalobata
- termini
- glebra glebra
- glebra pectinata
- perlobata schindewolfi
- rhomboidea
- distorta
- gracilis gracilis
- quadrantinososa marginifera
- Polygnathus glebra bilobata
- Spathognathodus stabilis
- werneri
- Palmatolepis gracilis sigmoidella
- Pseudopolygnathus trigonica
- Spathognathodus costatus costatus

	STUFEN	CONODONTENZONEN	SCHICHTFOLGE	
OBERDEVON	VI	m.-ob.costatus-Z.	Knollenkalkschuppe	
	III + IIIb-VI		Knollenkalkschuppe	
	Cheiloceras (II)	β	rhomboides-Z.	ca. 25 m Knollenkalke 4 m Knollenkalk 3 m dunkle Ton-schiefer mit Kalklinen und Lydit
		α	ob. m. crepida-Z. unt.	
Mantico-cerae (I)	δ	triangularis-Z.	ca. 10 m Knollenkalke mit massigen Bänken	
		gigas-Z.		
	α	ob. m. asymmetrica-Z. unt.	ca. 3 m mehr massiger Kalk	
MITTELDEVON	Civet	transversa-Z.	2-4 m massiger Kalk mit verkieselten Korallen	
		varca-Z. s.l.	2-3 m dunkle Kalke	
		robusticostata-Z.		
	eiflia-Z.			
Eifel	kockeliana-Z.	ca. 20 m gebankte Kalke mit Lydit		
	bidentatus-Z.	ca. 20 m massiger, heller Kalk ("20m-Bank")		
	corniger-Z.	ca. 20 m Knollenk.+massige Bänke		
UNTERDEVON	Ems		ca. 70 m roter Knollenkalk ("Findenigkalk")	
	Siegen			
	Gedinne		ca. 36 m Kalke, z.T. in Plöckener Fazies	
SILUR	Ludlow bis Valent?	eaststeinhorn.-Z.	ca. 60 m Verzahnung von Plöckener- und Kieselschieferfazies	
U. DEVON	Siegen bis Gedinne		ca. 40 m graue Tonfaserkalke und schwarze e - Kalke	