

# Gliederung, tektonischer Bau und metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet, Osttirol

VON MICHAEL RAITH, CHRISTOPH MEHRENS und WILHELM THÖLE\*

Mit 7 Abbildungen und 1 Tafel (= Beilage 1)

Österreichische Karte 1:50.000  
Blätter 151, 152

*Tauernfenster  
penninische Serien  
Eklogit-Serie  
Tektonischer Bau  
Metamorphose  
Alpidische Geodynamik*

## INHALT

|  |    |
|--|----|
| Zusammenfassung .....  | 2  |
| Abstract .....   | 3  |
| 1. Einleitung .....  | 3  |
| 2. Gliederung der penninischen Gesteinsserien .....                                | 4  |
| Die penninischen Serien im Gebiet zwischen Dorfertal und Timmeltal .....           | 6  |
| Untere Schieferhülle .....   | 7  |
| Trias-Serie (im Hangenden der Unteren Schieferhülle) .....                         | 7  |
| Eklogit-Serie .....  | 9  |
| Glimmerschiefer-Lamelle der Unteren Schieferhülle .....                            | 11 |
| Obere Schieferhülle (Trias-Serie und Bündnerschiefer-Serie) .....                  | 11 |
| 3. Tektonischer Bau der penninischen Serien .....                                  | 13 |
| Lagerung .....   | 13 |
| Faltungsstil .....   | 17 |
| Tektonischer Bau der Eklogit-Serie .....   | 20 |
| Deckenbau .....  | 22 |
| 4. Die alpidische Metamorphose im südlichen Venediger-Gebiet .....                 | 23 |
| Metamorphe Entwicklung der penninischen Serien .....                               | 23 |
| Das Alter der alpidischen Metamorphose .....                                       | 28 |
| Vorstellungen zur metamorphen Entwicklungsgeschichte der penninischen Serien ..... | 30 |
| 5. Alpidische Geodynamik .....   | 31 |
| Dank .....   | 34 |
| Literatur .....  | 34 |

---

\* Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. MICHAEL RAITH, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Olshausenstraße 40-60, 2300 Kiel; Dipl.-Geol. CHRISTOPH MEHRENS, Teichstraße 6, 2300 Kiel; Dipl. Geol. WILHELM THÖLE, Geologisches Landesamt, Mercatorstraße, 2300 Kiel.

## Zusammenfassung

Auf der Grundlage einer geologischen Detailkartierung und gefügekundlichen Auswertung des Makrogefüges (s-Flächen, B-Achsen und Lineationen) wird die lithologische und tektonische Gliederung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet erarbeitet.

Die tektonisch tiefste, paläozoische Einheit (Venediger-Decke nach W. FRISCH 1976) bilden der Metatonalit des Großvenedigers und die paläozoische Untere Schieferhülle, die überwiegend aus migmatischen Paragneisen (N) und quarzreichen Glimmerschiefern bis Albitblasten-Gneisen (S) mit Einschaltungen von Graphitphylliten, Marmoren, Quarziten und Granatamphiboliten besteht.

Nach Süden schließt sich eine 100 bis 200 m mächtige Trias-Serie aus Calcit- und Dolomitmarmoren, Quarziten, Muskowit-Glimmerschiefern und graphitführenden Granatglimmerschiefern an, über der in parautochthoner Lagerung die jurassisch-unterkretazische Eklogit-Serie folgt. Diese besteht aus einer komplex verfalteten Wechselfolge von Karbonatglimmerschiefern, quarzreichen Granatglimmerschiefern, Quarzit- und Marmorlagen, sowie vielfältigen eklogitischen Metabasistypen.

Die tektonisch höchste, südwärts folgende mesozoische Einheit (Obere Schieferhülle; Glockner-Decke nach W. FRISCH 1976) lagert mit einer 200 bis 500 m mächtigen Basis aus paläozoischen Glimmerschiefern und Albitblasten-Gneisen der Eklogit-Serie auf. Die Obere Schieferhülle umfaßt eine 100 bis 150 m mächtige, überwiegend karbonatisch ausgebildete Trias-Serie und die mächtige jurassisch-unterkretazische Bündnerschiefer-Serie aus Karbonatglimmerschiefern, kalkigen Phylliten, untergeordnet graphitführenden Glimmerschiefern, Marmoren und Quarziten in Wechsellagerung mit mächtigen Metabasiten, die als Prasinite bis Chloritschiefer vorliegen, sowie wenigen horizontbeständigen Serpentinlinen.

Der Bauplan der penninischen Serien ist durch eine durchschnittlich steil nach S einfallende und etwa ENE streichende s-Flächenlagerung (Ø: N74E/78S) gekennzeichnet. Als vorherrschendes Achsenelement sind W-abtauchende Lineationen (Ø: S250W/30W) entwickelt, die der im gesamten westlichen Tauernfenster dominierenden Achsenlage entsprechen. Ältere, E-abtauchende Biegefallen (Ø: N85E/20E) sind nur lokal und vor allem im Bereich der Eklogit-Serie ausgebildet. Gelegentlich auftretende, steil nach S einfallende Lineationen können als B' Elemente der W-abtauchenden Lineationen aufgefaßt und der schwach ausgeprägten NS-gerichteten Querwellung der Serien zugeordnet werden.

Als bedeutende Deckeneinheiten werden die Obere Schieferhülle (Glockner-Decke) und das ostalpine Altkristallin der Lasörling-Gruppe angesehen. Eine weitere Zerlegung der penninischen Serien in weiträumige Teildecken erscheint von den Feldbefunden her vorerst nicht zwingend. Die Eklogit-Serie wird als lithofaziell (Brennkogelfazies) und tektonisch eigenständiges, der Unteren Schieferhülle parautochthon auflagerndes Teilelement der Oberen Schieferhülle (Glocknerfazies) aufgefaßt und als komplizierte, nordvergente Synklinalstruktur gedeutet. Die Metasedimente und Metabasite liegen in einem durchaus intakten stratigraphischen Verband vor, so daß eine Interpretation als Mélange-Serie (CH. MILLER 1974) nicht mehr haltbar ist.

Die alpidische metamorphe Entwicklung der Schieferhüll-Serien ist durch zwei Phasen gekennzeichnet, die entweder als zeitlich getrennte thermische Ereignisse (CH. MILLER 1974, W. FRISCH 1979) oder aber als aufeinanderfolgende Stadien eines in seinem Temperaturverlauf prograden und kontinuierlichen Metamorphoseprozesses anzusehen sind (K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977).

Die erste, eoalpine Metamorphosephase (90–60 Ma) führte zur Bildung druckbetonter Paragenesen der Glaukophan-Lawsonitfazies (Obere Schieferhülle; 350–450°C/>4 kb) und der Eklogitfazies (Eklogit-Serie; ~500°C/>6 < 20 kb).

Die zweite, mesoalpine Metamorphosephase (50–35 Ma) ist durch weiter ansteigende Temperatur aber gleichzeitig sinkenden Druck gekennzeichnet, so daß die eoalpinen Paragenesen durch prograde, stärker temperaturbetonte Paragenesen der Grünschieferfazies (Obere Schieferhülle; ~400–500°C/3–5 kb) bis Amphibolitfazies (Eklogit-Serie, Untere Schieferhülle; ~550°C/~6 kb) abgelöst wurden.

Der geologische Werdegang der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet wird auf der Grundlage der vorliegenden geologischen und petrologischen Daten aus plattentektonischer Sicht rekonstruiert.

## Abstract

The lithologic sequence and structure of the Penninic rock series in the southern Venediger region has been studied by detailed geological mapping and structural analysis (s-planes, folds and lineations).

The lowest tectonic unit (Venediger nappe according to W. FRISCH 1976) of Palaeozoic age is built up by the metatonalite body of the Grossvenediger and the Lower Schieferhülle, which mainly consists of migmatic paragneisses (north) and quartz-rich mica schists and albite gneisses (south), interlayered with graphite phyllites, marbles, quartzites, and garnet amphibolites.

To the south a 100 to 200 m thick Triassic series of calcite and dolomite marbles, quartzites, muscovite schists and graphite-bearing garnet-mica schists follows, overlain parautochthonously by the Jurassic-Lower Cretaceous eclogite series. The latter represents a heterogeneous intensely folded rock suite of carbonate-mica schists, quartz-rich garnet-mica schists, quartzite and marble layers, and a variety of eclogitic rock types.

The highest tectonic unit (Upper Schieferhülle; Glockner nappe according to W. FRISCH 1976) of Mesozoic age exhibits a 200 to 500 m thick basis of Palaeozoic mica schists and albite gneisses and lies conformably above the eclogite series. It comprises a 100 to 150 m thick Triassic series, mainly calcareous rocks, and the large Jurassic-Lower Cretaceous Bündnerschiefer series made up of carbonate-mica schists, phyllites, subordinate marbles and quartzites, interlayered with thick metabasites (prasinites, chlorite schists) and some lense-shaped serpentinite bodies.

Bedding and foliation of the Penninic rock series strike ENE and are steeply inclined to the south ( $\varnothing$ : N74E/78S). West dipping lineations ( $\varnothing$ : S250W/30W) are the most prominent linear feature. East plunging probably older folds ( $\varnothing$ : N85E/20E) occur mainly in the eclogite series. Rare south dipping lineations can be interpreted as B' elements of the west dipping lineations and may be correlated to the weak NS striking undulation of the rock complex.

The Upper Schieferhülle (Glockner nappe) and the Austroalpine Altkristallin sheet of the Lasörling-Gruppe represent important thrust sheets. A subdivision of the Penninic into further nappes is not conclusive from the field observations. Because of the specific lithology (Brennkogel facies) and structure the eclogite series is regarded as an independent part of the Upper Schieferhülle (Glockner facies) and interpreted as a complicated synclinal structure. The rocks are still preserved in a rather intact stratigraphic sequence. Thus, the eclogite series is not representing a mélange series (CH. MILLER 1974).

The Alpidic metamorphic development of the Penninic is characterized by two stages which either represent two distinct metamorphic events (CH. MILLER 1974, W. FRISCH 1979) or only successive stages of a progressive and continuous metamorphic process with respect to the temperature course (K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977).

The first stage (Eoalpine: 90–60 Ma) was characterized by high P/low T-conditions leading to the formation of assemblages of glaucophane-lawsonite facies (Upper Schieferhülle; 350–450°C/> 4 kb) and eclogite facies (eclogite series; ~ 500°C/> 6 < 20 kb). During the second stage (Mesoalpine: 50–35 Ma) temperature increased but pressure decreased simultaneously leading to a replacement of the Eoalpine high-P assemblages by parageneses of greenschist facies (Upper Schieferhülle; ~ 400–500°C/3–5 kb) and up to amphibolite facies (eclogite series, Lower Schieferhülle; ~ 550°C/~ 6 kb).

Based upon the present geological and petrological data a geodynamic model is derived describing the tectonic and metamorphic history of the Penninic rock series in the southern Venediger region.

## 1. Einleitung

Der geologische Aufbau der penninischen Gesteinsserien im Gebiet südlich des Großvenedigers ist durch die Arbeiten von E. WEINSCHENK (1894, 1903), A. EGGER (1954), H. SCHARBERT (1954) und vor allem O. SCHMIDEGG (1961) in seinen Grundzügen bekannt. Der lithologische Feinbau der Serien und ihr Bauplan ist jedoch erst in den letzten Jahren durch geologisch-petrographische Detailaufnahmen und gefügekundliche Analysen umfassend bearbeitet worden (P. K. HÖRMANN 1969–1972, G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, G. BRAUN & P. RAASE 1975, E. KLATT 1977, CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1979).

Die metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet untersuchten K. ABRAHAM et al. (1974). Dabei sind die Metabasite besonders eingehend bearbeitet worden. Ihre chemische Zusammensetzung erlaubte Rückschlüsse auf die Art und Herkunft der Edukte. Anhand der komplexen Paragenesen war es möglich, den Metamorphoseverlauf der Metabasite und der penninischen Serien allgemein zu rekonstruieren.

Die am stärksten umgewandelten Metabasite sind die an der Basis der Oberen Schieferhülle auftretenden eklogitischen Gesteine (Eklogit-Serie). Sie sind bereits mehrfach, jedoch unter vorwiegend mineralogischen Gesichtspunkten behandelt worden (E. WEINSCHENK 1903, F. ANGEL 1929 a, H. WIESENER 1934, 1935, H. SCHARBERT 1954, W. RICHTER 1973). Die große Bedeutung dieser Gesteine für die plattentektonische Interpretation der alpidischen geotektonischen Prozesse im Bereich der Ostalpen (W. FRISCH 1976, 1978) kommt in jüngsten geochemischen und petrologischen Detailuntersuchungen zum Ausdruck (CH. MILLER 1974, 1977, K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND, 1977, B. SPIERING 1979).

Im Bereich der Eklogit-Serie ist der lithologische und strukturelle Aufbau der penninischen Serien nur übersichtsmäßig bekannt.

Neue Detailaufnahmen im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitzal (CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1979) lassen erkennen, daß die bisher veröffentlichten Karten die Verbandsverhältnisse z. T. fehlerhaft (H. SCHARBERT 1954) und wegen des großen Maßstabes (O. SCHMIDEGG 1961) auch viel zu ungenau wiedergeben, was in der Folgezeit zu Fehlinterpretationen des tektonischen Baustils geführt hat. Die neuen Aufnahmen erfordern eine Umdeutung der Eklogit-Serie, die von CH. MILLER (1977) und W. FRISCH (1978) noch als fernüberschobene Mélange-Serie gedeutet wird.

In der vorliegenden Arbeit wird basierend auf geologisch-petrographischen Detailaufnahmen (CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1979) die lithologische und tektonische Gliederung der penninischen Schieferhülle im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitzal erarbeitet und der tektonische Bauplan durch Computeranalyse der makroskopischen Gefügeelemente untersucht. Als Synthese der vorliegenden geologischen, tektonischen und petrologischen Daten wird ein geodynamisches Modell entwickelt, das den Werdegang der penninischen Gesteinsserien im südlichen Venediger-Gebiet beschreibt.

## **2. Gliederung der penninischen Gesteinsserien**

Die petrographische Gliederung und stratigraphische Einstufung der penninischen Gesteinsserien im westlichen Tauernfenster muß sich wegen der intensiven tektonischen und metamorphen Überprägung und dem Fehlen von Fossilien in erster Linie auf lithofazielle und tektonisch-gefügekundliche Kriterien stützen. Die daraus resultierenden Schwierigkeiten einer objektiven Altersdeutung gaben Anlaß zu zahlreichen, oft einander widersprechenden Interpretationen. Auch die gegenwärtig vertretene stratigraphische Gliederung des Penninikums im westlichen Tauernfenster (G. FRASL 1958, O. SCHMIDEGG 1961, O. THIELE 1970, W. FRISCH 1974) ist zumindest in Teilaspekten noch nicht gesichert (vgl. O. THIELE 1974). Im folgenden wird die stratigraphische Gliederung der Serien im Gebiet südlich des Venedigers, die allein nach petrographischen und gefügekundlichen Kriterien aufgenommen worden sind, in Anlehnung an O. SCHMIDEGG (1961) und W. FRISCH (1974, 1977) durchgeführt.

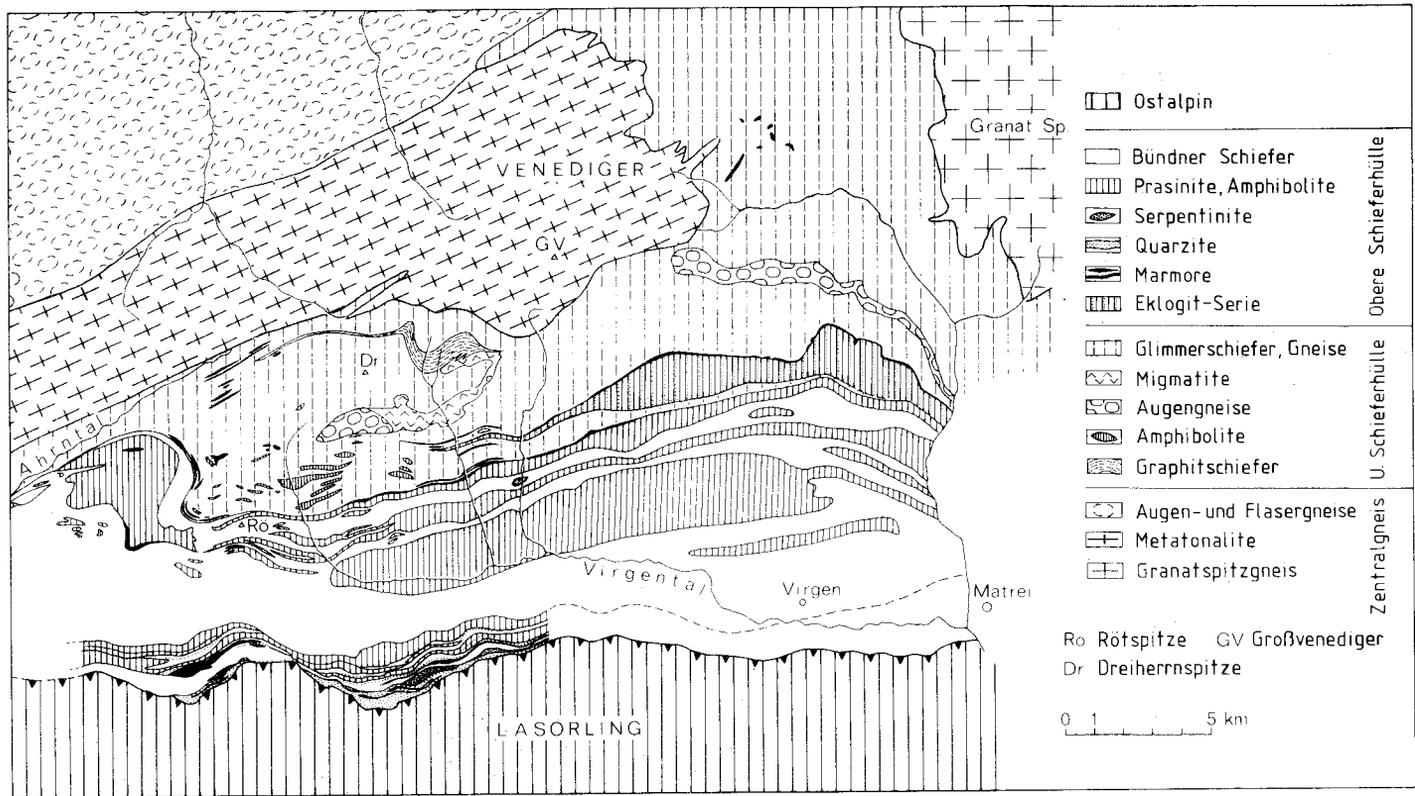


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Venediger-Gebietes (zusammengestellt unter Verwendung der geologischen Aufnahmen von O. SCHMIDEGG 1960, W. SÉNARCLENS-GRANCY 1972, P. K. HÖRMANN 1969–1972, G. BRAUN & P. RAASE 1975, E. KLATT 1977)

Im südlichen Venediger-Gebiet werden die penninischen Serien in zwei Einheiten gegliedert, die sich in ihrem lithologischen Aufbau und der Altersstellung unterscheiden (Abb. 1).

Die variskische Einheit umfaßt den Metatonalit-Körper des Venediger-Zentralgneiskerns (Intrusionsalter:  $360 \pm 28$  Ma, H. KREUZER et al. 1980) und die südwärts auflagernde paläozoische Untere Schieferhülle, die im Bereich der Rostocker Hütte einen weiteren von Migmatiten umgebenen Orthogneis-Körper einschließt.

Diese polymetamorphen Gesteinsserien bilden das tektonisch tiefste, durch komplexen Internbau gekennzeichnete Bauelement des westlichen Tauernfensters (Venediger Decke; W. FRISCH 1976, 1977, A. TOLLMANN 1975). Die aus dem westlichen Bereich des Tauernfensters bekannte geringmächtige autochthone mesozoische Sedimenthülle in Hochstegenfazies ist im Bereich des südlichen Venediger-Gebiets nicht vorhanden (vgl. W. FRISCH 1977, Abb. 1).

Die tektonisch höhere, alpidische Einheit bildet die Obere Schieferhülle (Glockner Decke; W. FRISCH 1976). Sie besteht aus einer mächtigen Abfolge von überwiegend kalkigen Phylliten und Karbonatglimmerschiefern von vermutlich mitteljurassischem bis unterkretazischem Alter (Bündnerschiefer-Serie) und eingeschalteten basaltischen Metabasiten. Untergeordnet treten in dieser Serie Marmore, Quarzite, karbonatfreie meist graphitreiche Phyllite und wenige stets horizontgebundene Serpentinikörper auf.

Die Basis dieser in Glocknerfazies vorliegenden Eugeosynklinal-Serie bildet eine lückenhaft erhaltene Folge von Quarziten, Marmoren und karbonatfreien Glimmerschiefern von vermutlich triassischem Alter.

Nach Auffassung von O. SCHMIDEGG (1961), A. TOLLMANN (1975) und W. FRISCH (1977) liegen die paläozoischen und mesozoischen Schieferhüll-Serien in allochthonem Verband vor.

Im Grenzbereich der Oberen Schieferhülle zur südlich gelegenen ostalpinen Altkristallin-Decke (Abb. 1) wird die tektonisch eigenständige Matreier Zone abgetrennt, und als Mélangé-Serie aus intensiv miteinander verschuppten penninischen und diaphthoritischen ostalpinen Gesteinsanteilen aufgefaßt (W. J. SCHMIDT 1950–1952, W. SÉNARCLENS-GRANCY 1972, G. MORTEANI 1974). Neuere unveröffentlichte geologische Detailaufnahmen belegen für diesen Bereich eine weitgehend intakte, vermutlich inverse Abfolge aus Quarziten, Phylliten und karbonatischen Gesteinen der (Permo)-Trias und Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern des Jura und der Unterkreide. Es bestehen große lithologische Übereinstimmungen mit den penninischen Serien in Fuscher Fazies (W. FRANK 1969) im mittleren Bereich des Tauernfensters.

## **Die penninischen Serien im Gebiet zwischen Dorfertal und Timmeltal**

Die Abfolge der Gesteinsserien wird im folgenden vom tektonisch Liegenden (Norden) zum tektonisch Hangenden (Süden) beschrieben.

Im nordwestlichen Bereich grenzt der Metatonalit-Körper des Großvenediger mit tektonisch und metamorph überprägtem Intrusivkontakt an die Gesteine der Unteren Schieferhülle (Tafel 1).

Die S-Grenze dieser quarzdioritischen bis granodioritischen Intrusion, deren variskisches Alter durch Rb-Sr Datierung bestätigt worden ist (360 Ma, H. KREUZER et al. 1980), zieht vom Rainer Horn über die Dorfer Keesflecken in das Dorfertal und zur N-Seite des Großen Geigers (vgl. Tafel 1, O. SCHMIDEGG 1961). Eine ausführliche Beschreibung der Gesteine und ihres geologischen Verbandes gab F. KARL (1959).

### Untere Schieferhülle

Die Untere Schieferhülle gliedert sich petrographisch in zwei Gesteinsserien: Die tektonisch tiefere und vermutlich altpaläozoische Serie (O. SCHMIDEGG 1961) grenzt unmittelbar an das Metatonalit-Massiv. Sie besteht überwiegend aus gebänderten migmatischen Biotit-Muskowit-Gneisen, die örtlich eine intensive aplitische und pegmatitische Durchädung parallel s aufweisen. In stark migmatisierten Bereichen treten geringmächtige Kalifeldspat-Augengneislagen auf, im benachbarten Maurertal und im Frosnitztal auch größere, relativ scharf begrenzte Orthogneiskörper (Gubachspitzen und Knorrkogel). Lagenweise Übergänge der migmatischen Paragneise in Glimmerschiefer sowie Einschaltungen von konglomeratischen Paragneisen und geringmächtigen Linsen und Lagen von Granat-Amphiboliten und amphibolitisierten Eklogiten sind für diese Serie charakteristisch. Ein schmales Band graphitführender Glimmerschiefer nördl. des Kl. Happ bildet die östliche Fortsetzung der von O. SCHMIDEGG (1961) im Bereich des Oberen Maurertales auskartierten Einfaltung aus graphitführenden Glimmerschiefern, Metaarkosen und Quarz-Konglomeraten von vermutlich karbonischem Alter.

In tektonisch höherer Position schließt sich nach Süden eine Serie heller Muskowit-Glimmerschiefer und Albitblastengneise an, für die nach O. SCHMIDEGG (1961) paläozoisches Alter wahrscheinlich ist. Einschaltungen von Quarziten und Granat-Amphiboliten wurden im Bereich des Niklaskogel auskartiert.

### Trias-Serie (im Hangenden der Unteren Schieferhülle)

Über den paläozoischen Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle (Venediger Decke; W. FRISCH 1976) folgt eine 100 bis 300 m mächtige triassische Abfolge aus calcitischen und dolomitischen Marmoren, Quarziten und z. T. graphitführenden Granatglimmerschiefern. Die intensiv isoklinal verfaltete und verschuppte Serie zieht an Mächtigkeit zunehmend vom Dorfertal (N' Ochsner Hütte) am Fuß der Gastacher Wände entlang in den Nordgrat der Weißspitze, wo das mächtigste und wohl auch vollständigste Profil vorliegt. Infolge der lückenhaften Aufschlußverhältnisse, der lateralen Änderungen im lithologischen Aufbau und der starken Durchbewegung kann kein einheitliches stratigraphisches Profil angegeben werden (vgl. CH. MEHRENS 1978, A. EGGER 1954).

Die stratigraphische Grenze zwischen der triassischen Serie und der paläozoischen Unteren Schieferhülle wird an die Basis der quarzitisches-karbonatischen Gesteinsabfolge gelegt (O. SCHMIDEGG 1961). Diese Abgrenzung erscheint lithologisch gerechtfertigt (G. FRASL 1958, W. FRISCH 1974). Nach A. TOLLMANN (1975) und W. FRISCH (1977) ist diese Grenze durch eine weiträumige Deckenbahn gekennzeichnet, was durch die Feldbefunde aber keinesfalls eindeutig bestätigt werden kann. Ein parautochthoner Verband wird von W. THÖLE (1979) für möglich gehalten.

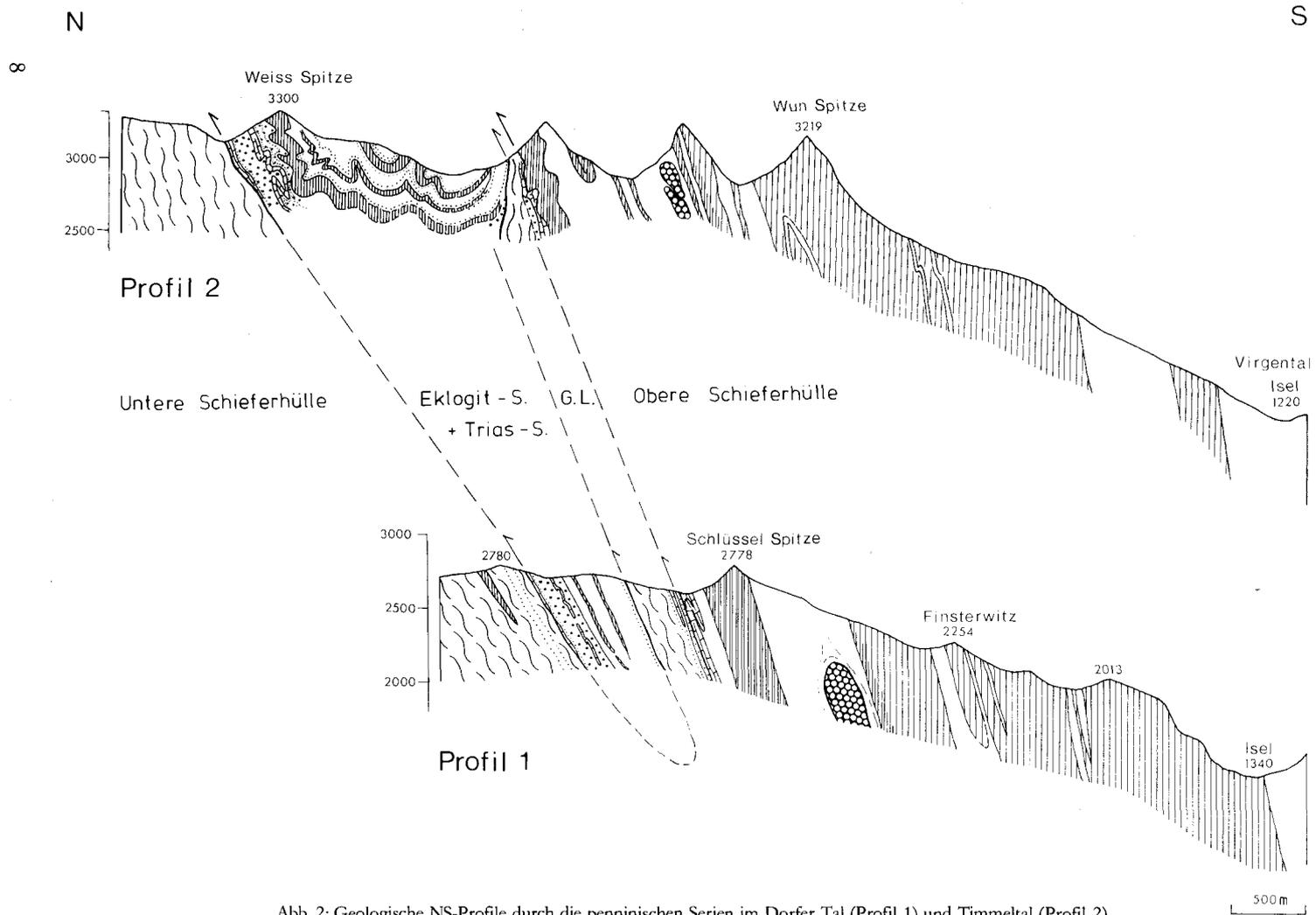


Abb. 2: Geologische NS-Profile durch die penninischen Serien im Dorfer Tal (Profil 1) und Timmeltal (Profil 2).

## Eklogit-Serie

In wahrscheinlich autochthonem Verband mit der triassischen Gesteinsserie folgt nach Süden im Hangenden die „Eklogit-Serie“ als eine in sich komplex verfaltete Einheit aus Karbonatglimmerschiefern, quarzitäen Granatglimmerschiefern und Metabasiten. Quarzite und Marmore treten nur untergeordnet in geringmächtigen Lagen auf (Tafel 1; Abb. 3).

Als Alter der Eklogit-Serie wird wegen der guten lithologischen Übereinstimmung mit der Oberen Schieferhülle (Glockner Decke; W. FRISCH 1976) Jura bis Unterkreide angenommen. K. ABRAHAM et al. (1974) konnten zeigen, daß die Metabasite der Eklogit-Serie und die Prasinite der Oberen Schieferhülle aus chemisch sehr ähnlich zusammengesetzten Edukten (Laven, Pillow-Laven und Tuffe von olivin-tholeiitischem bis alkalibasaltischem Chemismus) hervorgegangen sind. Unterschiede zur typischen Glocknerfazies der Oberen Schieferhüllserie sind jedoch durch die weite Verbreitung von sandigen Ablagerungen (quarzitäe Glimmerschiefer) vorhanden, so daß für die Metasedimente der Eklogitserie ein vermutlich eigenständiger, zur Brennkogelfazies (G. FRASL & W. FRANK 1966) tendierender Sedimentationsraum angenommen werden muß.

Die Eklogit-Serie wurde vor allem durch die frühen petrographischen Arbeiten E. WEINSCHENKS (1894, 1903) bekannt. Zahlreiche nachfolgende Veröffentlichungen behandelten speziell die Petrographie der Metabasite, die in einer Vielzahl unterschiedlichster Gesteinstypen vorliegen (H. WIESENER 1934, H. SCHARBERT 1954, F. ANGEL 1957, K. ABRAHAM et al. 1974, CH. MILLER 1974, 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1977, B. SPIERING 1979).

Neben echten, massig struieren Eklogiten (Mineralbestand: Omphazit, Granat, Disthen  $\pm$  Zoisit und Talk) treten auch stofflich feingebänderte, wesentlich komplexer zusammengesetzte eklogitische Gesteine (Mineralbestand: Omphazit, Granat, Zoisit/Epidot, Hellglimmer  $\pm$  Karbonat und Quarz) und meist deutlich durch karbonat- und epidotreiche Lagen gebänderte Glaukophanschiefer (Mineralbestand: Granat, Epidot, Glaukophan, Hellglimmer, Karbonat  $\pm$  Omphazit, Disthen und Quarz) auf.

Die eklogitischen Gesteine und Glaukophanschiefer sind vielfach lagenweise und entlang von Scherflächen und Klüften in amphibolitische und prasinitische Gesteinstypen umgewandelt. Diese „retrograden“ Umwandlungen erfolgten weitgehend postkinematisch. Sie sind durch CH. MILLER (1977) und M. RAITH et al. (1977) eingehend beschrieben worden.

Die Bezeichnung „Eklogit-Serie“ ist in Anbetracht der großen Variationsbreite der Metabasite in dem untersuchten Bereich vereinfachend und ungenau, erscheint aber als Begriff, der die besonderen petrologischen Bildungsbedingungen der Einheit umreißt, sinnvoll.

Den geologisch-petrographischen Aufbau der Eklogit-Serie hat erstmals CH. MEHRENS (1978) näher beschrieben (Tafel 1 und Abb. 2, 3).

Sie zieht von der Ochsner Hütte im Dorfertal rasch an Mächtigkeit zunehmend ostwärts über die Gastacher Wände in das obere Timmeltal. Ihre größte Mächtigkeit (ca. 1500 m) erreicht sie im Osten des bearbeiteten Gebietes, wo sie den Grat zwischen der Weißspitze und der Seekopfscharte aufbaut. Mit etwa gleichbleibender Mächtigkeit zieht sie dann, stets von triassischen Metasedimenten an der Basis begleitet, weiter nach Osten zur Raneburg (vgl. Tafel 1, O. SCHMIDEGG 1961).

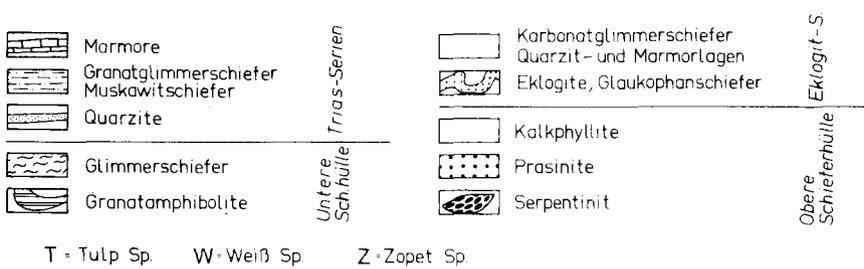


Abb. 3: Geologisches Blockbild der Eklogit-Serie im Gebiet des oberen Timmeltals und der Gastacher Wände (Blickrichtung nach Osten)

Vom Dorfertal nach Westen zu keilt die Eklogit-Serie einschließlich ihrer triassischen Basis rasch aus: sie ist noch mit etwa 100 m Mächtigkeit auf der östlichen Seite des Maurertales aufgeschlossen (E. KLATT 1977), auf der westlichen Seite des Maurertales und im Umbaltal dagegen nicht mehr nachzuweisen (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974).

### Glimmerschiefer – Lamelle der Unteren Schieferhülle

Zum Hangenden hin wird die Eklogit-Serie durch eine etwa 300 m mächtige Lage aus karbonatfreien hellen Glimmerschiefern tektonisch begrenzt, die in Übereinstimmung mit O. SCHMIDEGG (1961) als eingeschuppte Lamelle der Unteren Schieferhülle angesehen werden kann. Es sind überwiegend quarzreiche Muskowit-Glimmerschiefer, die neben Chlorit und wenig Biotit auch Chloritoid führen können. Lagenweise Übergänge in Albitblasten-Gneise sind charakteristisch.

Die Glimmerschieferlage streicht von der Ochsner Hütte im Dorfertal nach E über die Zopetspitze zur Kleinitz Alp im Timmeltal und weiter über die Seekopfscharte in den Nordgrat der Hohen Achsel. Nach W im Bereich des Maurertals und des Umbaltals vereinigt sie sich mit der petrographisch sehr ähnlichen Glimmerschieferserie der Unteren Schieferhülle. Granat-Amphibolite, die in ihrem Mineralbestand und Gefüge den Amphiboliten der Unteren Schieferhülle (z. B. in den Gletscherplatten des Umbalkees, vgl. Abb. 1) ebenfalls entsprechen, liegen als mächtige Einfaltung im Westhang der Zopetspitze vor.

### Obere Schieferhülle (Trias-Serie und Bündnerschiefer-Serie)

Im Hangenden der paläozoischen Glimmerschieferlamelle folgt in parautochthoner Lagerung eine Gesteinsabfolge, die abgesehen von interner Faltung und eingeschuppten Serpentinittkörpern, in einem weitgehend erhaltenen stratigraphischen Verband vorliegt:

an der Basis eine geringmächtige triassische Serie aus calcitischen und dolomitischen Marmoren, Quarziten und meist graphitführenden Granatglimmerschiefern;

darüber die mächtige, in Glocknerfazies entwickelte Bündnerschiefer-Serie aus Karbonatglimmerschiefern, Kalkphylliten, graphitführenden Phylliten und Prasiniten.

Diese Einheit bildet die Obere Schieferhülle (Glockner Decke s. str.; W. FRISCH 1976). Sie hat offensichtlich mit einem Teil ihrer paläozoischen Basis (Glimmerschiefer-Lamelle) die Eklogit-Serie von Süden her überfahren (Tafel 1). Die Eklogit-Serie selbst kann als ein lithologisch eigenständiger, tektonisch abgetrennter Teil der Oberen Schieferhülle aufgefaßt werden.

Die triassische Serie ist intern stark verfaltet und verschuppt und erscheint insgesamt tektonisch ausgedünnt. Eine stratigraphische Gliederung wie sie G. FRASL (1958) und G. FRASL & W. FRANK (1966) für den mittleren Bereich des Tauernfensters gegeben haben, ist hier nicht möglich. Nach W. FRISCH (1974) stellt sich die triassische Serie im südlichen Venediger-Gebiet als Mélange-Horizont dar, der die Überschiebungsbahn der Glockner Decke kennzeichnet. Zweifellos hat die triassische Serie infolge ihrer hohen Teilbeweglichkeit als wichtiger Bewegungshorizont gedient. So sind die triassischen Gesteine im Bereich des östlichen Timmeltales und im Frosnitztal durch die starrere Metabasit-Karbonatglimmerschiefer-Serie abgeschert und überschoben worden (Tafel 1), im Bereich des Ahrntales nur noch in einzelnen Spänen erhalten (vgl. Abb. 1 sowie O. SCHMIDEGG 1961, Tafel 1).

Der Verformungsstil läßt sich im bearbeiteten Gebiet an einem markanten Band calcitischer und dolomitischer Marmore ablesen. Eine schlingenartige Großfalte mit steil nach E abtauchender Achse ist auf dem Grat zwischen Zopetspitze und Tulp Spitze ausgebildet. Das Karbonatband nimmt zum Dorfertal hin an Mächtigkeit ab und ist im Westhang des Dorfertales nur noch in abgerissenen, isoklinal verfalteten Lagen zu verfolgen, dürfte aber mit der auffälligen nordvergenten Faltenstruktur nördlich der Schlüssel Spitze zu korrelieren sein (E. KLATT 1977).

Im Liegenden des Marmorbandes treten Glimmerschiefer mit zahlreichen quarzitischen Lagen auf, die gleichfalls noch der triassischen Abfolge angehören dürften. Im Übergangsbereich zu dem im Hangenden folgenden Metabasithorizont sind geringmächtige Kalkglimmerschiefer und dunkle graphitführende Phyllite fraglicher Stellung eingeschaltet.

Die mächtige Bündnerschiefer-Serie weist einen zum Hangenden hin abnehmenden Metamorphosegrad auf (M. RAITH et al. 1977).

Der tiefste, von der Schlüssel Spitze über die Tulp Spitze und die Hexenköpfe zur Hohen Achsel streichende, mehrere 100 m mächtige Metabasit besteht aus epidotisch gebänderten schwarzgrünen Granat-Amphiboliten und Granat-führenden Prasiniten. Auf eine wahrscheinlich „retrograde“ Entstehung dieser Gesteine aus Glaukophan-Schiefern und Eklogiten weist neben dem Auftreten von reliktischem Glaukophan (Einschlüsse in Epidot und Granat) auch die gelegentlich entwickelte feinkörnige Barroisit-Albit Diablastik hin.

Auffällig sind eingefaltete bzw. eingeschuppte Lagen karbonatischer Glimmerschiefer und Marmore. Die stoffliche Feinbänderung, dünnplattige Schieferung und der kontinuierliche lithologische Übergang der Metabasite in die hangenden Karbonatglimmerschiefer lassen Tuffe bis Tuffite als Ausgangsgestein vermuten. Dies konnte durch geochemische Daten erhärtet werden (M. RAITH et al. 1977: 218).

Die Karbonatglimmerschiefer führen Granat und Zoisit. In den hangenden Schichten treten mehrere konkordant eingeschichtete Serpentinikörper auf, von denen der große, am Isnitzfall im Dorfertal gelegene, schon seit langer Zeit bekannt ist (E. WEINSCHENK 1894) und im Steinbruchbetrieb abgebaut wird. Seine Mineralisation beschrieb H. MEIXNER (1960). Im stratigraphisch gleichen Verband stehen im Timmeltal westlich des Hohen Eichham mehrere kleine Serpentinlinsen an. Weitere Serpentine und eine mächtige amphibolitisierte Gabbro-Linse sind in der streichenden Verlängerung der Karbonatglimmerschiefer aus dem Frosnitztal bekannt (O. SCHMIDEGG 1961). Die randlich durchgreifend verschiefernten Serpentinikörper weisen in ihren tektonisch geschonten Kernbereichen oft noch reliktsche Gefüge und Minerale (Olivin, Klinopyroxen) des peridotitischen Ausgangsgesteins auf. In den Kontaktzonen der Serpentine zu den umgebenden karbonatischen Metasedimenten sind metasomatische Kalksilikatfelse aus Tremolit, Diopsid, Hessonit, Epidot u. a. entwickelt. Ihre Bildung fand weitgehend postkinematisch statt.

Unklar ist der Mechanismus der „Platznahme“ dieser kleinen Serpentinikörper, die in der Oberen Schieferhülle ausnahmslos in konkordantem Verband mit karbonatischen Metasedimenten vorliegen, so auch die bekannten in der „Matreier Zone“ auftretenden Vorkommen von der Gösleswand (W. Sénarclens-Grancy 1972). Während W. FRISCH 1978, A. TOLLMANN 1975, M. J. BICKLE & J. A. PEARCE 1975 die Ultrabasitkörper als abgescherte Späne echter ozeanischer Lithosphäre auffassen, läßt das stets horizontbeständige Auftreten in Metasedimenten eher an eine Deutung als synsedimentär verfrachtete Olistolithe oder Deckenreste denken.

Das nächste, südlich an die Karbonatglimmerschiefer anschließende Metabasitpaket besteht aus Prasiniten, die in den liegenden Partien Granat und Zoisit führen. Relikte eines eklogitischen Stadiums dieser Gesteine sind nicht vorhanden.

Pyritische Kiesimprägnationen in Albitblasten-reichen Prasinitenhorizonten sind oberhalb der Sajat Hütte im späten Mittelalter abgebaut worden. K. J. DERKMANN (1976) hat dieses Vorkommen und weitere in den Metabasiten der Oberen Schieferhülle auftretende Kiesvererzungen geochemisch-lagerstättenkundlich untersucht.

Das nächste Kalkglimmerschieferband zieht mit stark wechselnder Mächtigkeit vom Dorfertal über den Ht. Sajatkopf zum Sailkopf. Es zeigt eine ausgeprägte rhythmische Feinbänderung im cm- bis dm-Bereich, die vor allem durch wechselnde Karbonat- und Graphit-Gehalte hervorgerufen wird. Im Osthang des Timmeltales ist ein schmales Prasinitband eingeschaltet.

Es folgt der mächtigste Metabasitkomplex der Bündnerschiefer-Serie, der sich vom Kristallkopf nördlich Virgen bis in das mittlere Umbaltal erstreckt (vgl. Abb. 1; sowie O. SCHMIDEGG 1961, Tafel 1) und durch zahlreiche schmale Kalkglimmerschieferlagen intern gegliedert ist. Die ehemals basaltischen Ausgangsgesteine liegen überwiegend als feinkörnige, schiefrige bis plattige Prasinite vor (Mineralbestand: Chlorit, barroistische Hornblende, Epidot, Albit  $\pm$  Calcit, Titanit). Gröberkörnige, massige Typen sind durch eine intensive Albitblastese ausgezeichnet. Der Übergangsbereich zu Kalkglimmerschiefern ist oft durch Epidotlagen feingebändert und auffällig kleingefaltet. Tuffitische Edukte sind wahrscheinlich.

Ausschließlich in diesem Prasinitkomplex treten bis zu cm-große, helle, rechteckig bis rautenförmig begrenzte Mineralaggregate aus Epidot/Zoisit, Albit, Chlorit und Calcit auf. Diese, bereits durch F. ANGEL (1929) und H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) bekannt gewordenen Aggregate werden neuerdings als Pseudomorphosen nach Lawsonit gedeutet (N. FRY 1973).

Bis an die Basis der „Matreier Zone“ folgt eine mächtige Serie aus eng wechsellagernden Kalkphylliten und kalkarmen bis kalkfreien graphitführenden Phylliten mit untergeordneten Marmor- und Quarztlagen. Auffällig sind die zahlreichen mitverfalteten Quarzmobilisate. Der hohe Anteil tonig-klastischer Metasedimente weist auf Ablagerungsbedingungen hin, die zur Fuscher Fazies (W. FRANK 1969) tendieren.

### **3. Tektonischer Bau der penninischen Serien**

Die penninischen Gesteinsserien sind im südlichen Venediger-Gebiet durch einen einheitlichen Bauplan gekennzeichnet (O. SCHMIDEGG 1961, G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, E. KLATT 1977, W. THÖLE 1979).

#### **Lagerung**

Im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitztal streichen die Schieferhüll-Serien N 70–80 E und fallen generell steil nach Süden ein (Tafel 1, Abb. 2). Sie lagern gewölbartig dem Zentralgneiskern des Venediger auf: im Bereich des Virgentales bis zur Überschiebungs-

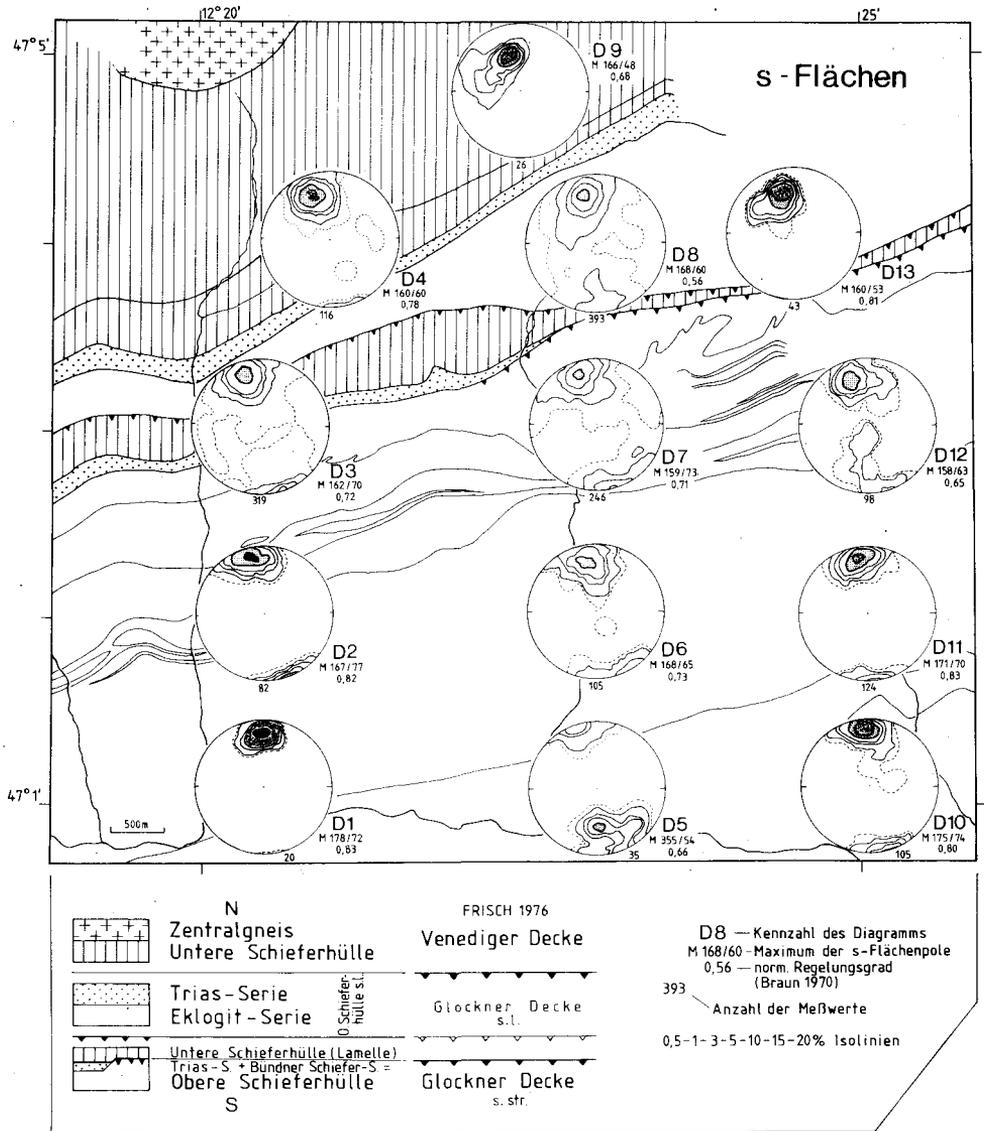


Abb. 4: Regionale Verteilung der Raumlagen der s-Flächen in einer vereinfachten geologisch-tektonischen Karte. Die Auswertung der Meßdaten erfolgte mit dem Computerprogramm FABRIC (G. BRAUN 1970). Die Meßdaten sind in der flächentreuen Projektion der Unteren Halbkugel dargestellt

bahn der ostalpinen Einheit (Altkristallin der Lasörling-Gruppe) herrscht steiles Einfallen von 75 S vor; nach Norden zu, in Richtung auf den Metatonalit-Körper des Großvenedigers ist zunehmend flachere Lagerung bis zu 48 S zu beobachten (vgl. Gefügediagramme der s-Flächen, Abb. 4 und Abb. 5).

Die Aufwölbung der Gesteinsserien im südlichen Venediger-Gebiet muß im mittleren Oligozän im wesentlichen abgeschlossen gewesen sein, da die niedrigsten einheitlich um 30 Ma liegenden K/Ar-Abkühlungsalter der Hellglimmer eine „en bloc“-Heraushebung der penninischen und ostalpinen Serien anzeigen (H. KREUZER et al. 1980).

Wesentlich flachere Lagerungsverhältnisse (10–30 S) nimmt W. FRISCH (1976) während der südwärts gerichteten kretazischen Subduktion der penninischen Serien unter die ostalpinen Einheiten an. Die Subduktionsprozesse fanden vermutlich in der Oberkreide (75–80 Ma) ihren Abschluß (W. FRISCH 1978), so daß die Aufwölbung der Tauernkuppel auf den Zeitraum zwischen Campan und Unteroligozän eingeengt werden kann.

Das generelle Schichtstreichen der Schieferhüll-Serien im südlichen Venediger-Gebiet schwenkt von N 68 E im Bereich zwischen Arvental und Dorfertal (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974) auf N 74 E im Gebiet zwischen Timmeltal und Frosnitzal (W. THÖLE 1979). Dieses geringe Umbiegen des Schichtstreichens kann durch Einpressung der Schieferhüll-Serien zwischen Venedigern und Granatspitzkern gedeutet werden (vgl. Abb. 1). Örtlich auftretende Schwankungen des Schichtstreichens werden durch lateral wechselnde Schichtmächtigkeiten, das Auskeilen von Metabasithorizonten und die Einschaltung von starren Serpentinithörpern verursacht.

Trotz des unterschiedlichen petrographischen Aufbaus der Schieferhüll-Serien mit stark wechselnden Schichtmächtigkeiten weisen die Gefügediagramme der s-Flächen eine unimodale Häufung der Flächenpole mit annähernd rotations-symmetrischem Streubereich auf (Abb. 4) und zeigen an, daß die steil nach S einfallende Lagerung im untersuchten Bereich weitaus vorherrscht.

Ein lokal beobachteter Biegefallenbau um WSW gerichtete, flach E-fallende Achsen läßt sich in den Gefügediagrammen gelegentlich an einen schwach ausgeprägten Gürtel der Flächenpole um eine regionale Faltenachse erkennen ( $\pi$ -Pol N 70–80 E/20 E). Dies gilt vor allem für den Bereich der Eklogit-Serie, die im Vergleich zum südlich davon gelegenen Anteil der Oberen Schieferhülle (Bündnerschiefer-Serie = Glockner Decke s. str.) einen wesentlich ausgeprägteren Biegefallenbau aufweist (Tafel 1, Abb. 3). Ihr Faltenstil ist durch wenige offene und fast symmetrische Großfalten, überwiegend aber durch isoklinale und disharmonische nordvergente Verfaltungen gekennzeichnet (CH. MEHRENS 1978), so daß im Gefügediagramm D 8 die steil nach S einfallende Flächenlagerung bestimmend ist (Abb. 4).

Die Analyse der s-Flächengefüge macht deutlich, daß sich die Gesteinsserien der Unteren Schieferhülle (Venediger Decke) und der Oberen Schieferhülle (Glockner Decke) in ihrer Lagerung nicht wesentlich unterscheiden. Die s-Flächendiagramme weisen weder in der Lage des Flächenpol-Maximums noch im Regelungsgrad signifikante Unterschiede auf. Beide Serien sind offenbar nach einem übereinstimmenden Formungsplan überprägt worden.

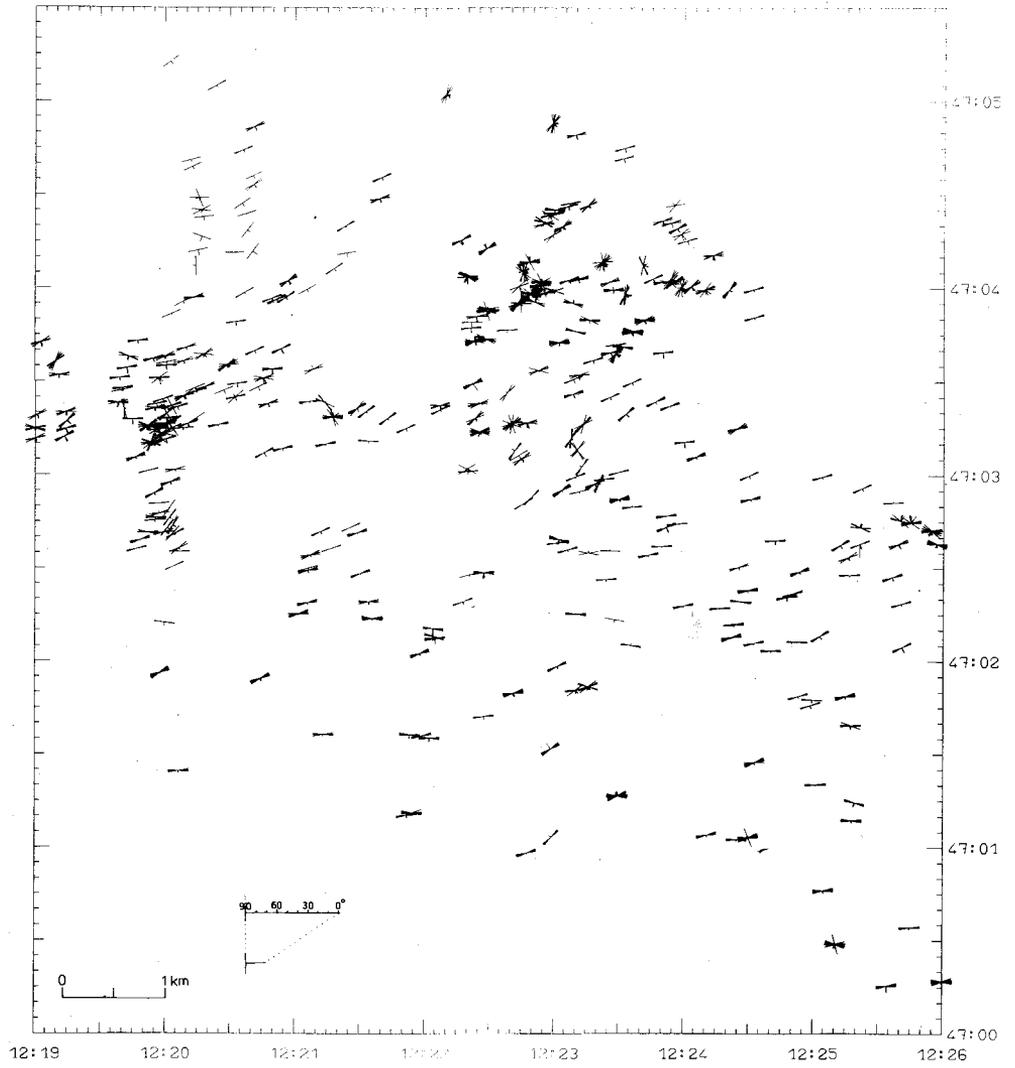


Abb. 5: Karte der s-Flächen

## Faltungsstil

In den Schieferhüllserien des südlichen Venediger-Gebiets treten im allgemeinen zwei unterschiedlich orientierte lineare Gefügeelemente auf (vgl. O. SCHMIDEGG 1961, G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, E. KLATT 1977, W. THÖLE 1979).

Flach W-abtauchende, im Gebiet zwischen Dorfertal und Frosnitzal etwa N 70 E streichende lineare Gefügeelemente sind überwiegend als Feinlinationen und nur untergeordnet auch als stoffliche Faltenachsen entwickelt. Sie entsprechen in ihrer Orientierung der im westlichen Tauernfenster vorherrschenden Achsenrichtung. Im westlich angrenzenden Gebiet zwischen Arvental und Dorfertal liegt die generelle Richtung dieses Linears bei N 63 E (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974). Im östlich anschließenden Bereich des Frosnitzals hat O. SCHMIDEGG (1961) ein Einschwenken der W-fallenden Linationen in NE- bis NNE-Richtung festgestellt. Diese Richtungsänderung wird durch die Einpressung der Oberen Schieferhüll-Serie zwischen die starren Zentralgneiskomplexe des Venedigers und der Granatspitze hervorgerufen. NS-gerichtete Lineare sind in der zwischen diesen Zentralgneis-Massiven liegenden Serie der Unteren Schieferhülle ausgebildet. Für diesen Bereich muß eine EW-gerichtete Kompression angenommen werden, während die W-fallende Achsenlage (N 60–70 E) im südlichen Venediger-Gebiet der im westlichen Tauernfenster wirksamen Haupteinengungsrichtung SSE–NNW entspricht.

In Abhängigkeit vom lithologischen Aufbau der Serien und vom Gesteinstyp wurden im Aufschlußbereich deutliche Schwankungen der Achsenlage festgestellt (vgl. Abb. 7). Das den W-abtauchenden Linearen zugeordnete Maximum  $M_1$  der Gefügediagramme weist infolgedessen einen relativ großen Streubereich auf (Abb. 6).

Zusätzlich zu den W-fallenden Linationen ist im Untersuchungsgebiet stets ein flach E-abtauchendes, um N 80–85 E streichendes lineares Gefügeelement vorhanden. Es ist im Unterschied zu den im allgemeinen nicht eindeutig als Scherungs- oder Biegefaltenlinear zu charakterisierenden W-Linationen, als echte Biegefaltenachse entwickelt. Dies geht auch aus der Übereinstimmung des aus den Flächenlagen konstruierten  $\pi$ -Pols mit der Lage des  $M_2$ -Maximums hervor (Abb. 4, 6; Diagramme 8).

Die E-fallenden Achsen treten im Bereich zwischen Arvental und Dorfertal nur sehr untergeordnet auf (G. BRAUN & P. K. HÖRMANN 1974, E. KLATT 1977); nach Osten zu, im Gebiet zwischen Timmeltal und Frosnitzal, nehmen sie dagegen an Bedeutung zu, wobei innerhalb der Bündnerschiefer-Serie eine von S nach N zunehmende Faltungsintensität festzustellen ist. In der Eklogit-Serie bilden E-fallende Makrofallen das bei weitem dominierende Linear. Auch diese Achsenrichtung weist regionale Schwankungen auf, die aus den beträchtlichen Mächtigkeitsschwankungen der insgesamt inhomogenen Gesteinsabfolge und dem unterschiedlichen mechanischen Verhalten der verschiedenen Gesteinstypen resultieren. Dies kommt im großen Streubereich des  $M_2$ -Maximums zum Ausdruck (Abb. 6).

Zwischen den zwei Hauptachsenrichtungen bestehen im Gelände z. T. fließende Übergänge, derart daß im Aufschlußbereich eine Lineargruppe von einer W-fallenden Lage über die horizontale in eine E-fallende Lage pendelt und umgekehrt. Diese Beobachtung spiegelt sich in einer schwachbesetzten gürtelförmigen Verbindung der Maxima  $M_1$  und  $M_2$  in den Gefügediagrammen wider (Abb. 6). Die steil nach S einfallenden Linationen (vgl. Diagr. 1, 5, 6 und 9) können als B' Elemente der W-fallenden Linationen aufgefaßt und

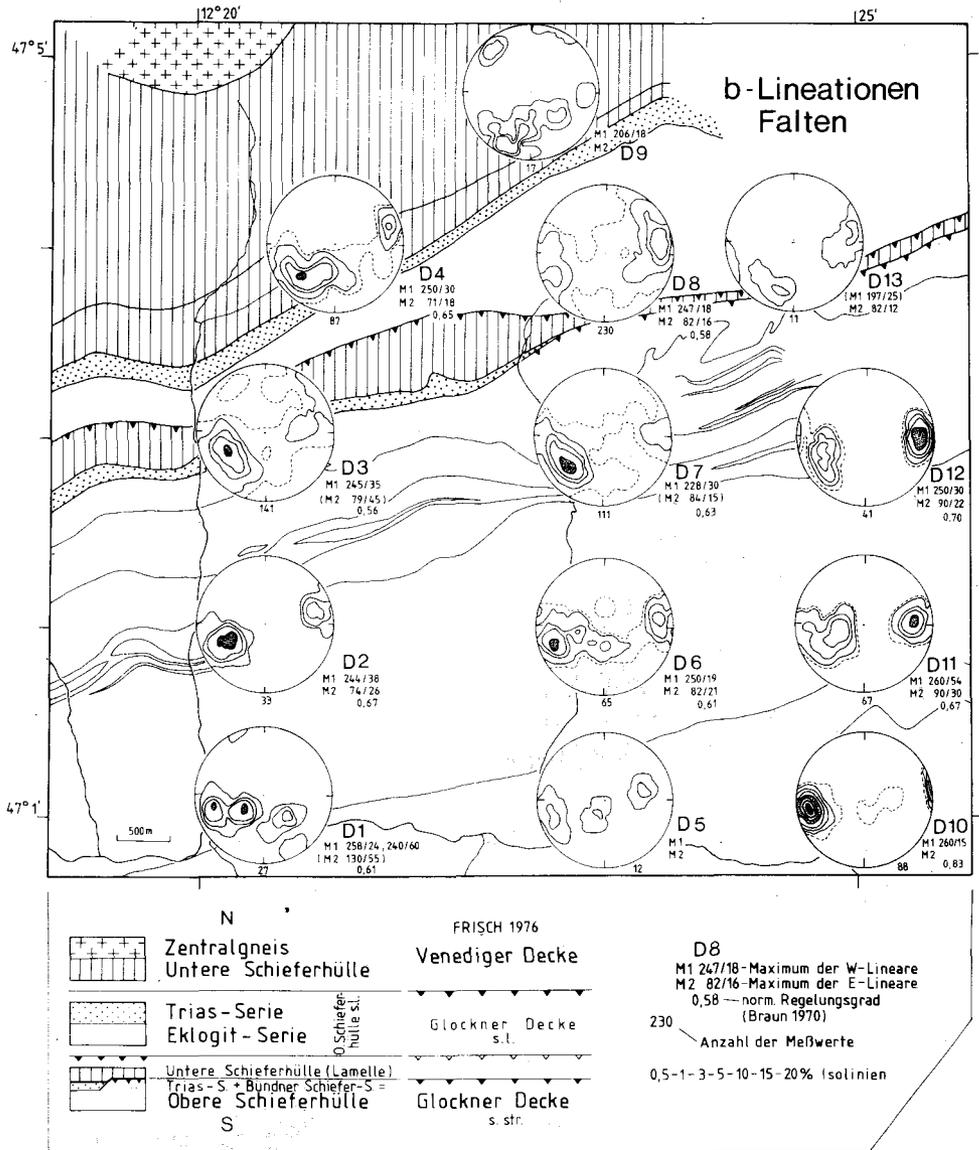


Abb. 6: Regionale Verteilung der Raumlagen der Lineare in einer vereinfachten geologisch-tektonischen Karte. Die Auswertung der Meßdaten erfolgte mit dem Computerprogramm FABRIC (G. BRAUN 1970). Die Meßdaten sind in der flächentreuen Projektion der Unteren Halbkugel dargestellt!

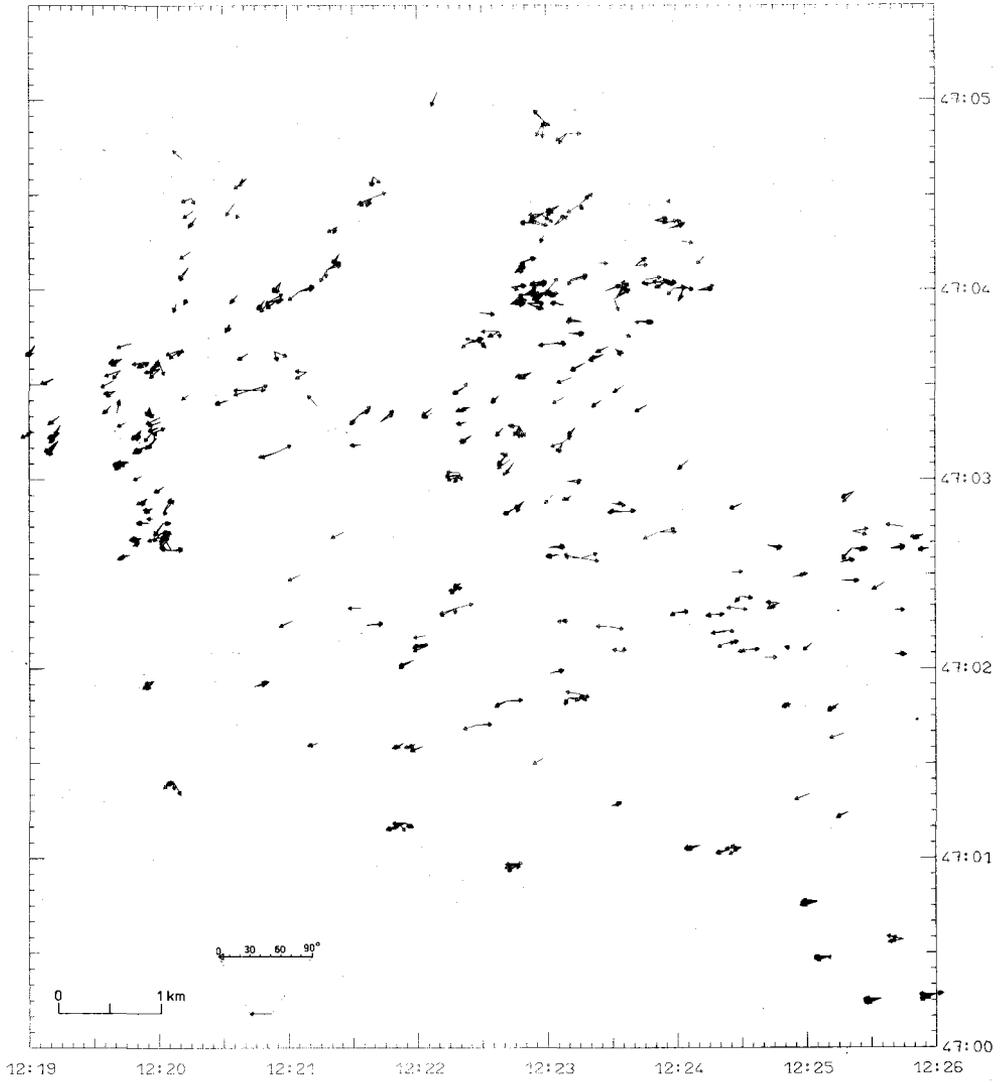


Abb. 7: Karte der Lineare

der schwach ausgeprägten NS-gerichteten „Querwellung“ der penninischen Serien zugeordnet werden.

Eine eindeutige, im gesamten Gebiet geltende Altersbeziehung zwischen den beiden Hauptachsen kann nicht abgeleitet werden. Die E-abtauchenden Biegefalten scheinen aber überwiegend älter angelegt zu sein als die W-abtauchenden Lineationen. Die oft beobachteten Übergänge zwischen beiden Achsenlagen lassen allerdings vermuten, daß die Formungsakte zeitlich nicht weit auseinander gelegen haben. Wie die mikroskopische Bearbeitung der Korngefüge zeigt, fällt die Entstehung beider Lineare in die prograde Metamorphosephase und wird von dieser noch deutlich überdauert. Die retrograden Metamorphoseprozesse verliefen postkinematisch und nur in einzelnen lokal reaktivierten Scherzonen auch unter synkinematischen Bedingungen.

Die E-abtauchenden stofflichen Falten sind durch die spätere kuppelförmige Aufwölbung der Schieferhüll-Serien verstellt worden. Für die Ableitung der Formungsrichtung müssen sie deshalb entsprechend einer wesentlich flacheren Lagerung der s-Flächen (10–20 S) zurückrotiert werden. Aus der Orientierung der rotierten Achsen (N 90 E/05 E) ist abzuleiten, daß die generelle Einengung der Gesteinsserien zu diesem Zeitpunkt in SN-Richtung erfolgte. Die regional streuenden Achsenlagen machen deutlich, daß infolge des inhomogenen petrographischen Aufbaus der Serien örtlich auch abweichende Richtungen wirksam wurden.

### **Tektonischer Bau der Eklogit-Serie**

Die Eklogit-Serie nimmt auch durch ihren tektonischen Aufbau eine Sonderstellung innerhalb der Schieferhüll-Serien des südlichen Venediger-Gebiets ein. Über ihr Formungsbild bestehen abweichende Vorstellungen. A. EGGER (1954) faßte die Eklogit-Serie als mächtige, durch internen Schuppen- und Faltenbau gekennzeichnete tektonische Mischungszone von Gesteinen der Unteren Schieferhülle (Knorrkogel-Serie) und der Oberen Schieferhülle auf. Nach H. SCHARBERT (1954) wird die Eklogit-Serie dagegen ausschließlich von mesozoischen Gesteinen der Oberen Schieferhülle aufgebaut. Die eklogitischen Gesteine sind in seiner geologischen Karte als isolierte, konkordant in Metasedimente eingeschaltete linsenförmige Körper dargestellt, so daß gleichfalls das Bild einer intensiv zerscherten Serie vermittelt wird. CH. MILLER (1974, 1977) und W. FRISCH (1976, 1978) interpretierten, vermutlich von diesen Vorstellungen geleitet, die Eklogit-Serie als Mélange-Serie, die im Zuge der kretazischen Subduktionsprozesse entstand und samt ihrer triassischen Basis der Venediger-Decke aufgeschoben wurde.

Zu einer abweichenden Interpretation des Formungsstils kommt CH. MEHRENS (1978) aufgrund neuer geologischer Detailaufnahmen. Danach muß die Eklogit-Serie samt ihrer triassischen Basis als sehr kompliziert aufgebaute nordvergente Muldenstruktur aufgefaßt werden, in der die Metabasite und Metasedimente in einem durchaus intakten stratigraphischen Verband vorliegen (Tafel 1 und Abb. 2, 3). Es wurde durch die Kartierung ein weitgehend zusammenhängender Faltenbau nachgewiesen, in dem Zerschörungen des Schichtverbandes nur lokale Bedeutung haben.

Der Faltenstil läßt innerhalb der Muldenstruktur zwei Bereiche unterschiedlicher Prägung erkennen:

Der äußere Muldenbereich umfaßt den „N-Flügel“ aus triassischer Metasediment-Serie und dem Anteil der Eklogit-Serie, der vom Nordgrat der Weißspitze über die nördlichen Gastacher Wände bis zur Ochsner Hütte im Dorfertal zieht, sowie den „S-Flügel“ mit dem südlichsten Teil der Eklogit-Serie, der von der Seekopfscharte über den Eissee und den Nordgrat der Zopet Spitze zur Ochsner Hütte im Dorfertal streicht (Abb. 3).

Im „N-Flügel“, der konkordant auf den Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle liegt, sind die Gesteinsserien stark deformiert. Dabei haben die triassischen Metasedimente infolge ihrer hohen Teilbeweglichkeit offenbar den Hauptteil der N-gerichteten Bewegungen aufgenommen. Sie sind stark laminar zerschert und im Kleinbereich intensiv isoklinal verfault. Der aus einer Wechsellagerung von Karbonatglimmerschiefern und Eklogiten bestehenden Anteil weist stark nordvergent überkippte Isoklinalfalten von größerer Amplitude auf (Abb. 3).

Der Verformungsstil ist in diesem Bereich durch ausgeprägten Materialtransport bestimmt. Die äußerst plastischen Karbonatglimmerschiefer sind in die Mulden- und Sattelkerne eingeflossen, in den Faltenflanken und Flexurbereichen durch Ausfließen merklich ausgedünnt. Die Schichtmächtigkeiten der wesentlich kompetenteren Metabasitlagen blieben bei der Verfaultung dagegen weitgehend erhalten. Dünne Lagen können durch Boudinage zerlegt sein. Der tektonische Feinbau der ausgedehnten Karbonatglimmerschieferbereiche wird durch auffällige, oft deutlich disharmonisch verfaulte Marmor- und Quarzitlagen nachgezeichnet.

Der „S-Flügel“ der Muldenstruktur scheint tektonisch sehr stark ausgedünnt zu sein. Er ist offensichtlich von der paläozoischen Glimmerschiefer-Lamelle und der darüberfolgenden Oberen Schieferhülle (Glockner Decke s. str.) überschoben worden (Abb. 3). Die geringmächtigen, nördlich der Zopet Spitze und südlich der Ochsner Hütte anstehenden Marmor- und Quarzitlagen können vielleicht als Reste einer ehemals mächtigeren triassischen Serie angesehen werden.

Der innere Muldenbereich umfaßt die Eklogit-Serie im oberen Timmeltal oberhalb des Eissees und im Garaneber Kees (Tafel 1 und Abb. 3).

Dieser tektonisch höhere Anteil der Eklogit-Serie weist wesentlich schwächer eingengte teils nordvergente, teils offene und annähernd symmetrische Großfalten auf.

Die Muldenstruktur erfährt nach Westen zu eine sehr starke Einengung. Sie ist, wie bereits erwähnt, im Maurertal infolge völliger Ausdünnung nicht mehr nachzuweisen. Einzelne Triasschollen lassen sich allerdings in streichender Fortsetzung bis in das Umbaltal und NW der Rötspitze verfolgen. Eine von W. FRISCH (1977, Abb. 1) angenommene Fortsetzung dieser Zone bis ins Ahrntal, und eine dadurch bedingte tektonische Zerlegung der Unteren Schieferhülle, kann jedoch nicht bestätigt werden (G. BRAUN und P. RAASE, pers. Mitteilung).

Die Abnahme der Mächtigkeit der Eklogit-Serie und ihrer triassischen Basis ist wohl nicht allein auf die tektonische Ausdünnung der sehr teilbeweglichen Karbonatglimmerschiefer und Glimmerschiefer zurückzuführen, sondern zu einem gewissen Anteil auch durch die Abnahme der Mächtigkeit und der Anzahl der Metabasitlagen bedingt. Es wird deshalb angenommen, daß die Mächtigkeitsentwicklung im Streichen der Eklogit-Serie bereits primär-sedimentär angelegt war. Wir halten einen parautochthonen Verband von Unterer Schieferhülle, Trias-Serie und Eklogit-Serie zumindest im Bereich zwischen Dorfertal und Frosnitztal für möglich.

## Deckenbau

Der alpidische Deckenbau der penninischen Serien im Tauernfenster hat seit P. TERMIER (1903) vielfältige und widersprüchliche Deutungen erfahren (vgl. A. TOLLMANN 1963). Auch heute noch sind die Schwierigkeiten der stratigraphischen und tektonischen Gliederung der verschiedenen Einheiten und ihrer räumlichen Korrelation keinesfalls überwunden. Jüngste Synthesen des tektonischen Bauplans des Tauernfensters gaben A. TOLLMANN (1975) und W. FRISCH (1977).

Danach werden die penninischen Serien im westlichen Tauernfenster durch zwei weiträumige Überschiebungsbahnen tektonisch gegliedert. Regional begrenzte Schubbahnen führen in Teilbereichen zu einer weiteren Zerlegung der tektonischen Großeinheiten.

Die tiefste Hauptüberschiebungsbahn (= penninische Unterschiebung; W. FRISCH 1976: 385) trennt die Venediger Decke (Zentralgneis + Untere Schieferhülle) von der Glockner Decke (Trias-Serie + Bündnerschiefer-Serie mit Metabasiten = Obere Schieferhülle).

Der weiträumige Überschiebungscharakter dieser durch einen markanten lithologischen Wechsel bestimmten Grenze ist im Gebiet des Dorfertals aus den kartierten Verbandsverhältnissen nicht ersichtlich (Tafel 1 und Abb. 4). Zwar weisen intensive Verfaltung und Zerschering die karbonatische Trias-Serie an der Basis der Bündnerschiefer-Serie als wichtigen Bewegungshorizont aus, doch ist ein parautochthoner Verband mit der paläozoischen Glimmerschiefer-Lamelle ebenso denkbar. Anders liegen die Verhältnisse im Timmeltal, wo der Metabasit-Karbonatglimmerschiefer-Komplex der Glockner Decke die triassische Basisserie abgequetscht und nordwärts überfahren hat. Auch im Bereich des Ahrntals (W' der Rötspitze) deuten isolierte Späne der Trias-Serie auf intensive Überschiebungsvorgänge an der Basis der Oberen Schieferhülle hin (Abb. 1).

Eine tektonische Zerlegung der Unteren Schieferhülle in zwei Teildecken (Untere Riffeldecke und Obere Riffeldecke = Knorrkogeldecke), wie sie von A. TOLLMANN (1975) auch für das südliche Venediger-Gebiet gefordert wird, kann weder durch petrographische noch durch tektonische Kriterien erhärtet werden. Einzelne „Späne“ karbonatischer Gesteine, die im oberen Ahrntal (SW' der Birnlücke) die Überschiebungsbahn markieren sollen, sind nach W. FRISCH (1977) eher als Reste der geringmächtigen autochthonen mesozoischen Bedeckung des Zillertaler Zentralgneiskerns aufzufassen.

A. TOLLMANN (1975) trennt auch die Eklogit-Serie durch interne Schubbahnen von der Unteren Schieferhülle (Knorrkogeldecke) ab und deutet sie als westliches Äquivalent der Modereck Decke im östlichen und mittleren Tauernfenster. Abweichend von dieser Vorstellung interpretieren wir die Eklogit-Serie als komplizierte ehemals mit der Oberen Schieferhülle verbundene Synklinialstruktur, die samt ihrer triassischen Basis in einem parautochthonen Verband mit den paläozoischen Glimmerschiefern der Unteren Schieferhülle vorliegt.

Die im Hangenden der Eklogit-Serie folgende Glimmerschieferlamelle muß unserer Ansicht nach ebenfalls nicht als eigenständige Teildecke oder Schuppe abgetrennt werden. Wahrscheinlich ist, daß sie die parautochthone paläozoische Basis der Trias- und Bündnerschiefer-Serie (Obere Schieferhülle) bildet. In diesem Fall muß eine Ablagerung der Ophiolith-reichen Bündnerschiefer-Serie auf ozeanischer Kruste wie sie von W. FRISCH (1976) für den Ostalpenraum angenommen wird, zumindest für das südliche Venediger-Gebiet in Zweifel gezogen werden (vgl. auch A. TOLLMANN 1975: 289). Als ein Beweis für die Ab-

gerung dieser Serie auf echter ozeanischer Kruste wird die große chemische Übereinstimmung der Metabasite mit ocean-floor-Basalten angesehen (CH. MILLER 1974). M. RAITH et al. (1977) weisen aber darauf hin, daß die Förderung von Basalten dieser Zusammensetzung auch in Eugeosynklinaltrögen stattfindet, die durch eine geringmächtige kontinentale Kruste gekennzeichnet sind, etwa ähnlich den Verhältnissen im Sanbagawa Belt Japans (A. MIYASHIRO 1973). Eine ausgedünnte kontinentale Kruste wird auch für Teilbereiche des südenninischen Piemont-Beckens der Westalpen angenommen (G. V. DAL PIAZ & W. G. ERNST 1978).

Die höher liegende zweite Hauptüberschiebungsbahn (= ostalpine Unterschiebung; W. FRISCH 1976: 385) trennt im südlichen Venediger-Gebiet die Serien der Glockner Decke und der Matreier Zone von den polymetamorphen Glimmerschiefern und Paragneisen des ostalpinen Altkristallins (Lasörling Gruppe; vgl. Abb. 1). Problematisch ist die tektonische Abtrennung der Matreier Zone im südlichen Venediger-Gebiet als selbständige Schuppendecke aus penninischen und unterostalpinen Gesteinsanteilen (A. TOLLMANN 1975, vgl. auch W. J. SCHMIDT 1950–1952). Die Matreier Zone weist in diesem Bereich keinesfalls einen Mélange-Charakter auf, sondern liegt als weitgehend intakte, wahrscheinlich überkippte Abfolge aus quarzitischen und karbonatischen Metasedimenten der Permotrias (Unterostalpin?) und penninischen Phylliten, Kalkphylliten und Grünschiefern des Jura und der Unterkreide vor. Die Aufklärung des tektonischen Bauplans dieser Zone muß weiteren Detailuntersuchungen vorbehalten bleiben. Dennoch sei in diesem Zusammenhang auf eine gewisse lithologische NS-Symmetrie der Oberen Schieferhülle im südlichen Venediger-Gebiet hingewiesen (Abb. 1). Sie läßt an eine isoklinale, nordvergente und s-parallel zerscherte Synklinalstruktur für die gesamte Obere Schieferhülle (Glockner Decke + Matreier Zone) denken.

## **Die alpidische Metamorphose im südlichen Venediger-Gebiet**

Die metamorphe Entwicklung der penninischen Serien im südlichen Venediger-Gebiet haben K. ABRAHAM et al. (1974) und M. RAITH et al. (1977) eingehend untersucht. Speziell mit der Genese der eklogitischen Gesteine der Serie befassten sich CH. MILLER (1974, 1977), T. J. B. HOLLAND (1977, 1979a) und B. SPIERING (1979). Im folgenden soll zunächst eine knappe Darstellung der wesentlichen Befunde gegeben und anschliessend auf die in Teillaspekten unterschiedlichen Vorstellungen der Bearbeiter zum Ablauf der tektonischen und metamorphen Prozesse eingegangen werden.

### **Metamorphe Entwicklung der penninischen Gesteinsserien**

Im südlichsten und niedriggradigsten Bereich der Oberen Schieferhülle (Matreier Zone zwischen Dabertal und Zopatnitzental) stehen feingebänderte, Epidot-führende Chloritschiefer ( $\text{Chl} + \text{Ab} + \text{Ep} \pm \text{Akt}$ , Pheng, Bio, Qz) an, in denen keine Relikte eines älteren Metamorphosestadiums festzustellen sind. Die benachbarten feinkörnigen Kalkphyllite weisen die Paragenese  $\text{Pheng} + \text{Qz} + \text{Ab} + \text{Chl} + \text{Karb} \pm \text{Ep}$  auf. Als Bildungsbedin-

gungen der durchweg postkinematisch rekristallisierten Gesteine nehmen M. RAITH et al. (1977: 255)  $\sim 400^{\circ}\text{C}$  und 3–5 kb an. Die Druckwerte konnten nicht petrologisch abgeleitet werden, sondern mußten aus der nur ungenau bekannten Mächtigkeit der überschobenen ostalpinen Deckeneinheiten (10–15 km) abgeschätzt werden.

Im mittleren Bereich der Oberen Schieferhülle (Umbartal – südl. Dorfertal und Timmeltal) entwickeln sich die Metabasite durch modale Zunahme des Amphibols zu typischen Prasiniten mit der postkinematisch rekristallisierten Paragenese barr. Hbl + Chl + Ab + Ep  $\pm$  Bio, Cc, Qz. Ausschließlich in diesem mächtigen Prasinitkomplex treten die als Pseudomorphosen nach Lawsonit gedeuteten (N. FRY 1973) hellen Mineralaggregate aus Zois/Klz + Ab + Chl  $\pm$  Cc, Pheng, Bio auf. Sie sind rechteckig bis rautenförmig begrenzt und weisen ein feines Interengefüge auf, welches deutlich gegen das erheblich stärker verfaltete Externgefüge der prasinitischen Matrix verstellt ist. Da die Aggregate selbst kaum deformiert sind, müssen die Lawsonitblasten noch während des synkinematischen Metamorphosestadiums stabil in der Prasinitparagenese Akt. Hbl + Chl + Ab + Ep  $\pm$  Bio, Cc, Qz vorgelegen haben, so daß für dieses Stadium anhand der experimentell ermittelten Stabilitätsdaten des Lawsonit (J. LIU 1972) Bildungsbedingungen von  $300\text{--}350^{\circ}\text{C}$  und mindestens 3–4 kb abgeleitet werden können. Die pseudomorphe Umwandlung des Lawsonit und gleichzeitige postkinematische Rekristallisation der Prasinitparagenesen erfolgte wohl prograd bei nur wenig erhöhten P, T-Bedingungen ( $400\text{--}450^{\circ}\text{C}/4\text{--}5$  kb; M. RAITH et al. 1977: 225).

Der höhere Metamorphosegrad der Kalkglimmerschiefer (Hellgl + Qz + Ab/Olig + Chl + Karb  $\pm$  Ep) im Bereich des Virgentals ist an den hier erstmals auftretenden postkinematisch gebildeten Oligoklassäumen der Albitblasten abzulesen.

Im Liegenden des mächtigen Prasinitkomplexes folgen nordwärts höhergradige Prasinite (südlich des Serpentinikörpers im Dorfertal anstehend und von dort zum Nd. Eichham ziehend), die in den tiefsten Lagen Granat, Zoisit und Hellglimmer (Paragonit/Phengit) führen. Auch in diesen postkinematisch rekristallisierten Basiten belegen seltene Einschlüsse von Glaukophan in Epidot und Granat ein älteres, vermutlich niedrigtemperiertes synkinematisches Stadium der Metamorphose mit P, T-Bedingungen von  $\geq 350^{\circ}\text{C}$  und  $\geq 4$  kb (nach experimentellen Daten zur Glaukophanstabilität von W. V. MARESCH 1977). Die nördlich anschließenden Karbonatglimmerschiefer sind deutlich kornvergrößert und führen in den tiefsten Lagen gleichfalls Granat und Zoisit.

Im nördlichen Bereich der Oberen Schieferhülle, an der Basis der Glockner Decke (Quirl – Schlüssel Spitze – Tulp Spitze – Hohe Achsel) stehen schwarzgrüne, Granatführende Prasinite und Amphibolite mit der postkinematisch rekristallisierten Paragenese barr. Hbl + Gra + Chl + Ep  $\pm$  Par/Pheng, Bio, Karb, Qz, Ab an. Reliktischer Glaukophan (Einschlüsse in Granat, Epidot und im Kernbereich der barroisitischen Hornblende), sowie feinsymplektitische Verwachsungen von Hornblende und Albit, die aus Glaukophan oder Omphazit entstanden sein könnten, weisen auf ein älteres Glaukophanschiefer- oder Eklogitstadium dieser Basite mit P, T-Bedingungen von  $\sim 400^{\circ}\text{C}$  und  $\geq 6$  kb hin.

Der Zonarbau des Granats (Alm-reicher Kern  $\rightarrow$  Pyr-reicher Rand), Amphibols (akt. z. T. auch cross. Kern/barr. Rand) und Epidots (Pist-Kern  $\rightarrow$  Klz-Rand) ermöglicht eine Rekonstruktion der P, T, x-Bedingungen des Metamorphoseverlaufs. Die petrologische Analyse macht deutlich, daß die Paragenesen der Granat-führenden Prasinite und Amphibolite im prograden Verlauf der alpidischen Metamorphose bei stetig steigenden Temperaturen aber sinkenden Drücken aus Glaukophan-führenden Paragenesen hervorgegangen

sind (T. J. B. HOLLAND 1979 b, M. RAITH 1976, M. RAITH et al. 1977.) Für die heute vorliegenden, postkinematisch rekristallisierten Paragenesen können Bildungsbedingungen von 400–500°C und  $\leq 6$  kb angenommen werden.

Im Bereich der gesamten Oberen Schieferhülle (Glockner Decke) ist es während des retrograden Metamorphoseverlaufs offensichtlich zu keiner durchgreifenden Rekristallisation der Paragenesen gekommen, da sowohl der Zonarbau der Minerale als auch die regionale Änderung der Paragenesen und Mineralchemismen fast ausschließlich nur die prograde metamorphe Entwicklung mit nach Norden generell ansteigenden P, T-Bedingungen abbilden (M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1979 a, b). Lediglich in den Prasiniten sind retrograde Einflüsse an beginnender Chloritisierung des Granats, dem gelegentlich entwickelten diskontinuierlichen Pist-Saum des Epidots (M. RAITH 1976) und der Bildung einer zweiten Karbonat-Generation zu erkennen.

Die Gesteine der Eklogit-Serie und der Unteren Schieferhülle haben die höchstgradige metamorphe Überprägung erfahren. Vor allem die aus basaltischen Edukten hervorgegangenen Eklogite und Glaukophanschiefer ermöglichen anhand des durch vielfältige Ungleichgewichte ausgezeichneten Mineralbestandes eine weitgehende Rekonstruktion des alpidischen Metamorphoseverlaufs (K. ABRAHAM et al. 1974, CH. MILLER 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1977, 1979 a, B. SPIERING 1979).

Reliktische, im Kernbereich der Granate eingeschlossene Mineralparagenesen (barr. Hbl, Ep, Par/Pheng, Karb, Qz, Bio, Chl, Ab) belegen eine prograde Entstehung der eklogitischen Gesteine aus prasinitischen bzw. amphibolitischen Basiten. Die Vielfalt der eklogitischen Gesteinstypen (H. SCHARBERT 1954, F. ANGEL 1929, 1957, CH. MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1977) ist vor allem auf die Variabilität der chemischen Zusammensetzung und des Gefüges der Ausgangsgesteine, sowie die unterschiedliche Intensität der Durchbewegung und der „retrograden“ Überprägung der Metabasite zurückzuführen.

Grobkörnige, wenige durchbewegte Eklogite [Omph (Jd 34, Ak 12), Gra (Pyr 33, Gro 20), Disth, Rut  $\pm$  Qz, Tc] können von Metagabbros abgeleitet und in ein frühes, vielleicht präkinematisches Eklogitstadium gestellt, feingebänderte, intensiv durchbewegte Eklogite [Omph (Jd 47, Ak 4), Gr (Pyr 37, Gro 18), Disth, Ep/Zoi, Rut  $\pm$  Qz, Karb, Par/Pheng, Tc] dagegen einem späteren, stärker druckbetonten synkinematischen Eklogitstadium zugeordnet werden (CH. MILLER 1977). Das Auftreten von nichtdeformierten Zerrklüften mit der Paragenese Disth, Omph, Karb, Qz, Zoi, Rt und die durchgreifende postkinematische Rekristallisation der kataklastischen Eklogittypen beweisen allerdings, daß das druckbetonte Metamorphosestadium mit P, T-Bedingungen von 450–550°C und  $> 6$  kb (M. RAITH et al. 1977) die mechanische Formung der Serie (Faltenbau) überdauert haben muß. Während CH. MILLER (1977) und B. SPIERING (1979) mit 450–550°C und 8–14 kb vergleichbare P, T-Werte angeben, hat T. J. B. HOLLAND (1979a) aufgrund experimenteller Daten zur Stabilität der Paragenese Omphazit + Disthen + Paragonit wesentlich höhere Bildungsbedingungen, nämlich  $620 \pm 30^\circ\text{C}$  und 17–22 kb gleichfalls petrologisch abgeleitet.

Im engen Verband mit den karbonatischen Metasedimenten und feingebänderten Eklogiten treten innerhalb der Eklogit-Serie feinlagige Glaukophan-führende Eklogite [Gra (Pyr 24 Gro 20), Ep, Glauk, Par/Pheng, Kb  $\pm$  Omph (Jd 39, Ak 11), Qz] auf. Die Bildung dieser durch paragenetische Übergänge mit den Eklogiten verbundenen Metabasite wird unterschiedlich beurteilt. CH. MILLER (1977) nimmt ausschließlich eine postkinematische, durch Druckabfall und H<sub>2</sub>O-Zufuhr verursachte „retrograde“ Entstehung der Glaukophan-

schiefer aus Eklogiten an. Dagegen vertreten M. RAITH et al. (1977), gestützt auf geochemische Daten und textuelle Kriterien, die Auffassung, daß zumindest ein Teil der Glaukophan-führenden Eklogite während des Eklogit-Stadiums direkt aus hochoxidierten, karbonatisch gebänderten Granat-Prasiniten hervorgegangen ist. Übereinstimmend betont T. J. B. HOLLAND (1979a), daß blaßvioletter Glaukophan noch während des synkinematischen Eklogit-Stadiums im Gleichgewicht mit der Eklogitparagenese gebildet wurde, kräftig violett gefärbter crossitischer Glaukophan indessen erst in einem nachfolgenden Glaukophanschiefer-Stadium bei niedrigeren Drücken durch Abbau der Eklogitparagenesen entstanden ist. Für die Bildung der Glaukophan-führenden Eklogite hat B. SPIERING (1979) P/T-Werte von 550°C und  $\geq 10$  kb abgeleitet, die den Bildungsbedingungen der eklogitischen Gesteine (CH. MILLER 1977, B. SPIERING 1979) entsprechen. Dies stützt die Annahme, daß der hohe Karbonatgehalt der Gesteine und die erhöhten O<sub>2</sub>- und H<sub>2</sub>O-Fugazitäten der intergranularen fluiden Phase für die Bildung dieser Glaukophanschiefer ausschlaggebende Faktoren waren.

Die Metasedimente der Eklogit-Serie und ihrer triassischen Basis liegen als grobkörnige Karbonatglimmerschiefer (Hellgl, Cc/Dol, Qz, Ab, Zoi/Klz, Gra  $\pm$  Bio, Trem, Graph), Disthen- und Chloritoid-führende Granatglimmerschiefer (Hellgl, Qz, Gra  $\pm$  Ab, Ctd, Disth, Graph), Quarzite (Qz, Hellgl  $\pm$  Disth) und Marmore (Cc, Dol, Hellgl, Trem, Diops, Zoi, Qz) vor. Die Bildung dieser Gesteine erfolgte bei P, T-Bedingungen von 500 bis 550°C und 6 bis 15 kb (abgeleitet aus den Stabilitätsdaten von Chloritoid + Disthen (U. GANGULY 1969), Chloritoid + Muskowit + Quarz (G. HOSCHEK 1969), Zoisit + Margarit + Quarz (N. D. CHATTERJEE 1976), Jadeit + Quarz (W. JOHANNES et al. 1971).

Die oben beschriebenen Hochdruckfazies-Metamorphite der Eklogit-Serie haben im weiteren Verlauf der alpidischen Metamorphose z. T. tiefgreifende paragenetische Veränderungen erfahren. So sind vor allem die Eklogite und Glaukophanschiefer lagenweise und entlang von Klüften in amphibolitische und prasinitische Gesteine umgewandelt worden. Der Mineralbestand ist häufig noch durch ausgeprägte Ungleichgewichte (Zonarbau, Reaktionssäume, gepanzerte Relikte) gekennzeichnet, die eine nähere Bestimmung des Ablaufs und der P, T,x-Bedingungen dieser Metamorphosephase gestatten (CH. MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1977, B. SPIERING 1979).

Danach begann die Umwandlung der eklogitischen Paragenesen bereits prograd, d. h. bei noch weiter ansteigenden Temperaturen aber absinkenden Drücken, mit dem Abbau des Omphazits durch feinsymplektitische Aggregate aus Diopsid + Albit und der Korrosion der Granatblasten durch Reaktionssäume aus barroisitischer Hornblende + Epidot + Magnetit/Hämatit. Aus den Diopsid + Albit-Symplektiten entwickelte sich in der Folge bei vermutlich erhöhten H<sub>2</sub>O-Partialdrücken durch Umkristallisation und Kornvergrößerung eine gröberkörnige Hornblende + Albit-Diagnostik. Im weiteren Verlauf, bei nunmehr retrograden Bedingungen, d. h. auch sinkenden Temperaturen, wurde Disthen durch Paragonit verdrängt, Rutil randlich zu Titanit umgewandelt und Granat durch Aggregate aus Biotit + Chlorit + Epidot + Magnetit z. T. vollständig pseudomorph abgebaut. Gleichzeitig erhielten die Zoisit- und Klinozoisitblasten diskontinuierliche Fe<sup>3+</sup>-reiche Außensäume. Eine zweite Generation klaren Karbonats migrierte in die Lagen und korrodierte die limonitisch pigmentierte ältere Karbonat-Generation.

Für die Bildung der retrograden Paragenesen im Bereich der Eklogit-Serie geben CH. MILLER (1977) und B. SPIERING (1979) übereinstimmend einen P, T-Bereich von 500–550°C und  $\sim 5$  kb an.

Die Metamorphite der paläozoischen Unteren Schieferhülle sind bereits während der variskischen Orogenese unter Bedingungen der Amphibolifazies überprägt worden, wobei die Paragneise eine örtlich unterschiedlich intensive Migmatisierung erfahren haben. Die Mineralparagenesen sind während der alpidischen Metamorphose durch Rekrystallisation und Mineralneubildungen neu equilibriert worden (L. BUSCHENDORF 1965). Die Metabasite liegen heute überwiegend als postkinematisch rekrystallisierte Amphibolite mit der Paragenese barr. Hbl + Plag + Gra + Bio + Ep  $\pm$  Chl, Pheng, Karb, Qz vor. Gelegentlich treten noch reliktsche Eklogit-Paragenesen eines älteren Hochdruck-Metamorphosestadiums auf (Gra + Omph + Ep/Zoi). Hinweise auf ein vermutlich alpidisches Eklogitfazies-Stadium der Metabasite sind auch durch eine feinkörnige Plagioklas + Hornblende – Diablastik gegeben, die aus Omphazit entstanden sein könnte (vgl. M. RAITH et al. 1977). Eine posteklogitische Fernüberschiebung der Eklogit-Serie auf die Venediger Decke, wie sie von W. FRISCH (1978), CH. MILLER (1977) und D. ROEDER & H. BOEGEL (1978) diskutiert wird, erscheint deshalb nicht zwingend. Nicht auszuschließen ist allerdings eine während des synkinematischen Hochdruck-Metamorphosestadiums erfolgte Einschuppung der Eklogit-Serie zwischen die Obere Schieferhülle (Glockner Decke) und das Basement (T. J. B. HOLLAND (1979), an die sich die postkinematische Überprägung des gesamten Schieferhüll-Komplexes unter immer noch hohen Drücken anschloß.

In den intensiv rekrystallisierten Glimmerschiefern und Paragneisen (Plag + Qz + Kf + Mus + Bio  $\pm$  Gra, Ep, Chl) kann der prograde Verlauf der alpidischen Metamorphose nur aus dem Zonarbau des Plagioklas abgelesen werden:

Ein frühes niedriggradiges und synkinematisches Metamorphosestadium, welches mit der tektonischen Phase der Deckenüberschiebungen zeitlich korreliert werden könnte, wird durch synkinematisch gesproßte Albitblasten mit z. T. sehr stark verfaltetem Interngefüge aus Graphit gekennzeichnet. Das nachfolgende postkinematische und höhertemperierte Metamorphosestadium führte zur Bildung von meist einschlußfreien Oligoklassämen.

Eine genaue Eingrenzung der P, T-Bedingungen der alpidischen Metamorphose ist für den Bereich der Unteren Schieferhülle wegen des Fehlens von fazieskritischen Mineralparagenesen nicht möglich. Temperaturwerte um 550°C für die postkinematische Metamorphosephase, die S. HOERNES & H. FRIEDRICHSEN (1974) mit Methoden der Sauerstoffisotopen-Thermometrie ermittelten, stehen im Einklang mit der petrologisch abgeleiteten Bildungstemperatur der postkinematischen Gneisparagenese Olig + Orthoklas + Bio + Gra + Hell + Qz (L. BUSCHENDORF 1965, M. RAITH et al. 1977). Die synkinematische Metamorphosephase ist sicherlich durch niedrigere Temperaturen ( $\leq 500^\circ\text{C}$ ), vielleicht aber durch höhere Drücke ( $\geq 6 \text{ kb?}$ ) charakterisiert, wie aus dem reliktschen Auftreten eklogitischer Paragenesen in den Metabasiten geschlossen werden könnte.

Retrograde Einflüsse in den Granat-Amphiboliten, Glimmerschiefern und Paragneisen des nördlichen Bereichs der Schieferhüll-Serien kommen nur in der Chloritisierung von Granat und Biotit, der Bildung einer zweiten Karbonatgeneration und den gelegentlich zu beobachtenden schmalen Albit-Außensämen der inverszonierten Plagioklasblasten zum Ausdruck.

Die paragenetische Entwicklung der Metamorphite im Venediger-Gebiet dokumentiert offensichtlich zwei verschiedene Metamorphosephasen, die beide einem P, T-Pfad mit progradem Temperaturverlauf zugeordnet werden können:

Die erste Metamorphosephase führte bei stetig ansteigenden Druck- und Temperaturwerten zur prograden Bildung von druckbetonten Mineralparagenesen (= Hochdruckmetamorphose):

Lawsonit- und Glaukophan-führenden Grünschiefern in der Oberen Schieferhüll-Serie, Eklogiten und Glaukophanschiefern in der Eklogit-Serie und eklogitischen Basiten in der Unteren Schieferhüll-Serie.

Durch textuelle Kriterien ist nachzuweisen, daß diese Metamorphosephase zunächst synkinematisch verlaufen ist, in ihrem höchstgradigen Stadium aber die mechanische Formung, d. h. Zerschering, Faltung und Deckenbau der Serien deutlich überdauert hat (vgl. T. J. B. HOLLAND 1977, M. RAITH et al. 1977).

Die zweite, überwiegend postkinematisch abgelaufene Metamorphosephase ist durch weiter ansteigende Temperatur aber sinkenden Druck gekennzeichnet, so daß die druckbetonten Paragenesen durch prograde, stärker temperaturbetonte Paragenesen der Amphibolitfazies (Norden) bis Grünschieferfazies (Süden) abgelöst wurden (= Barrow-Typ-Metamorphose). Diese Entwicklung führte vermutlich ohne zeitlichen Hiatus in das abschließende retrograde Stadium der alpidischen Metamorphose. Dabei ist es nur noch in lokalen Scherzonen (z. B. an der Basis der Oberen Schieferhülle und der Glimmerschieferlamelle) und in den höchstgradigen, tiefen Anteilen der Schieferhüll-Serien zu einer diaphthoritischen Überprägung der prograden Paragenesen unter Bedingungen der niedriggradigen Grünschieferfazies gekommen.

### Das Alter der alpidischen Metamorphose

Von großer Bedeutung für die Rekonstruktion der geologisch-tektonischen Ereignisse ist die Kenntnis des Alters der einzelnen Metamorphosephasen. Im Bereich des südlichen Venedigers ist mit den derzeit vorliegenden radiometrischen Mineraldaten nur eine bruchstückhafte Datierung der petrographisch erkannten Stadien der alpidischen Metamorphose möglich (H. KREUZER et al. 1980).

Die Interpretation der K/Ar-Daten ist nicht zuletzt infolge der komplexen thermischen Geschichte der Gesteinsserien schwierig und mit z. T. erheblichen Unsicherheiten behaftet. Für eine ausführliche Behandlung dieser Problematik sei auf die Arbeit von H. KREUZER et al. (1980) verwiesen.

Die Bildung der Hochdruckmetamorphite der Eklogit-Serie wurde von CH. MILLER (1977) und T. J. B. HOLLAND (1977) in Analogie zu den gut untersuchten Verhältnissen im Penninikum der Westalpen (M. FREY et al. 1974, J. BOCQUET et al. 1974) einer coalpinen Hochdruckmetamorphose (100–80 Ma) zugeordnet.

Durch K/Ar-Datierung syn- bis postkinematisch gebildeter Glaukophane konnten H. KREUZER et al. (1980) das coalpine Alter der eklogitischen Gesteine im Venediger-Gebiet bestätigen. Die als Bildungsalter interpretierten K/Ar-Glaukophan-Daten liegen zwischen 90 und 40 Ma. Das niedrige Datum von 40 Ma wurde an einem zonierten Glaukophan mit Anwachsrand jüngerer barroisitischer Hornblende bestimmt und könnte als „Mischalter“ der zeitlich aufeinanderfolgenden Stadien der Amphibol-Kristallisation aufgefaßt werden. Postkinematisch gebildeter bzw. rekristallisierter crossitischer Glaukophan lieferte K/Ar-Daten zwischen 90 und 70 Ma, die vermutlich das postkinematische Endstadium der Hochdruckmetamorphose markieren, so daß die Verfaltung und der Deckenbau der penni-

nischen Serien zu diesem Zeitpunkt im wesentlichen bereits abgeschlossen waren. Übereinstimmend mit dieser Deutung gibt O. J. HAWKESWORTH (1976) für das Ende der Überschiebung der ostalpinen Deckeneinheit im östlichen Tauernfenster und der damit verbundenen Bewegungsvorgänge in den tieferen penninischen Einheiten 65 bis 60 Ma an.

Aktinolithische bis barroisitische Amphibole aus den Prasiniten der Oberen Schieferhülle lieferten K/Ar-Modellalter von 90 bis 40 Ma (H. KREUZER et al. 1980), die man als Mischalter zwischen der coalpinen Hochdruck-Metamorphosephase und der nachfolgenden Barrow-Typ-Metamorphosephase deuten könnte. Hinweise auf ein frühes druckbetontes Metamorphosestadium dieser Gesteinsserie liefert neben dem reliktschen Auftreten von Lawsonit und Glaukophan auch die petrologische Analyse des Zonarbaus der barroisitischen Amphibole. Die Zonierung ist nach T. J. B. HOLLAND (1979 b) das Ergebnis einer bei hohen Drücken und niedrigen Temperaturen beginnenden und bei niedrigeren Drücken aber höheren Temperaturen endenden, kontinuierlich prograden Amphibolkristallisation.

Damit scheint sich die Vorstellung von M. RAITH et al. (1977) zu bestätigen, daß der gesamte Schieferhüll-Komplex im südlichen Venediger-Gebiet von einer coalpinen druckbetonten Metamorphose erfaßt worden ist.

Die auf die coalpine Metamorphosephase folgende Überprägung der Schieferhüll-Serien unter den Bedingungen der Amphibolit- bis Grünschieferfazies fand nach CH. MILLER (1977) und T. J. B. HOLLAND (1977) erst während der alttertiären Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation) vor 40 bis 25 Ma statt. Im Bereich des nördlichen Venedigers und der Zillertaler Alpen konnte dieses thermische Ereignis anhand der K/Ar-Daten rekristallisierter Amphibole auf die Zeitspanne 50 und 30 Ma (Eozän-Oligozän) eingegrenzt werden (M. RAITH et al. 1978, H. KREUZER et al. 1980). Die K/Ar-Daten der Glimmer und einzelner barroisitischer Amphibole geben allerdings Hinweise auf ein weiteres in diesem Bereich wirksames thermisches Ereignis um 21 Ma (Miozän). Im südlichen Venediger-Gebiet ist durch neue K/Ar-Hellglimmerdaten ein früheres Ende der alpidischen Metamorphose angezeigt (vgl. H. KREUZER et al. 1980). Für den Bereich der Oberen Schieferhülle ergaben sich einheitlich um 30 Ma liegende, als Abkühlungsalter interpretierte K/Ar-Daten, im Bereich der Eklogit-Serie stärker streuende Daten um 40 Ma. Eine kontinuierliche Abkühlung der Serien seit der coalpinen Hochdruckmetamorphose ist wegen des dann resultierenden äußerst niedrigen Abkühlungsgradienten von ca. 5°C/Ma unwahrscheinlich und stünde auch im Widerspruch zur prograden Entwicklung der Mineralparagenesen. Mit großer Wahrscheinlichkeit weisen die K/Ar-Daten der Hellglimmer deshalb auf ein thermisches Ereignis in der Zeitspanne zwischen 50 und 35 Ma, das der Tauernkristallisation im nördlichen Venediger-Gebiet entsprechen dürfte. Dieses thermische Ereignis konnte inzwischen durch die niedrigen, um ca. 40 Ma streuenden K/Ar-Daten postkinematisch gesproßter Amphibole aus dem Bereich der Oberen Schieferhülle bestätigt werden (H. KREUZER et al. 1980).

Durch die radiometrischen Datierungen konnte bisher nicht hinreichend geklärt werden, ob die coalpine Hochdruckmetamorphose und die alttertiäre Barrow-Typ-Metamorphose zeitlich getrennte Ereignisse darstellen (CH. MILLER 1977, W. FRISCH 1976, 1978), oder lediglich als Stadien eines hinsichtlich der Temperaturentwicklung progressiven und kontinuierlichen Metamorphoseprozesses anzusehen sind (K. ABRAHAM et al. 1974, M. RAITH et al. 1977).

## Vorstellungen zur metamorphen Entwicklungsgeschichte der penninischen Serien

K. ABRAHAM et al. (1974) und M. RAITH et al. (1977) sehen die in den Schieferhüll-Serien von Süden nach Norden deutlich erkennbare prograde mineralfazielle Zonierung als das Ergebnis einer druckbetonten, syn- bis posttektonisch verlaufenen progressiven Metamorphose an, die die gesamte penninische Gesteinsabfolge erfaßt hat. Im synkinematischen Stadium (Stadien 1 und 2 z. T.) entstand eine intensiv verfaltete und zerscherte prograde Abfolge mit Chloritschiefer, Lawsonit- und Glaukophan-führenden Grünschiefern und eklogitischen Gesteinstypen. Weitreichende Überschiebungsvorgänge haben nach der hier vertretenen Auffassung im wesentlichen nur die Obere Schieferhülle und das ostalpine Altkristalin betroffen. Bereits mit Beginn des postkinematischen Stadiums (Stadium 2;  $\geq 60$  Ma) müssen die mesozoischen Serien (Obere Schieferhülle + Eklogit-Serie) dem penninischen Basement (Untere Schieferhülle + Zentralgneis) als verfaltete Einheiten aufgelegt haben. Unter statischen und durch hohe Drücke gekennzeichneten Bedingungen rekristallisierten die eklogitischen und prasinitischen Mineralparagenesen, wobei in einer vielleicht etwas späteren Phase die eklogitischen Gesteine örtlich in Glaukophanschiefer umgewandelt worden sind.

Aus den von M. RAITH et al. (1977) petrologisch abgeleiteten Druckwerten von  $\sim 8$  kb für die Eklogit-Serie und  $\sim 5$  kb für die Chloritschiefer im tektonisch höchsten Bereich der Oberen Schieferhülle resultiert eine Druckdifferenz von etwa 3 kb, die sich annähernd aus der heute vorliegenden Mächtigkeit der Schieferhüll-Serien ableiten läßt. Eine räumlich und vielleicht auch zeitlich getrennte metamorphe Entwicklung der Eklogit-Serie und der Oberen Schieferhülle während der coalpinen Phase ist jedoch zu fordern, falls sich die von T. J. B. HOLLAND (1979) für die Eklogit-Serie abgeleiteten hohen Druckwerte um 20 kb bestätigen sollten.

M. RAITH et al. (1977) nehmen an, daß sich die höhertemperierte, durch insgesamt niedrigere Drücke gekennzeichnete Barrow-Typ-Metamorphosephase (Stadium 3;  $\leq 50$  Ma) ohne wesentlichen zeitlichen Hiatus an die coalpine Hochdruckmetamorphosephase anschloß und zu einer nordwärts in Metamorphosegrad (Grünschieferfazies bis niedriggradige Amphibolitfazies) und Intensität zunehmenden Überprägung der Serien führte.

CH. MILLER (1974, 1977) ist der Auffassung, daß die bereits in der Oberkreide in Eklogitfazies vorliegenden Basite der Eklogitserie (Stadium 2) unter teilweiser Neueinstellung des Mineralbestandes und Gefüges (Stadien 3 und 4) in tektonisch höhere Niveaus verfrachtet und noch während der coalpinen Phase (ca. 80 Ma) mit weniger oder sogar nicht-metamorphen pelagischen und ophiolithischen Anteilen verschuppt als tektonische Mélanges (Glockner Decke) dem penninischen Basement (Venediger Decke) aufgeschoben worden sind. Die alttertiäre Regionalmetamorphose (Stadien 5 und 6; 40–25 Ma) fand den Deckenbau vor und überprägte die gesamten penninischen Einheiten diskordant. Dabei wurden die coalpinen Hochdruckparagenesen retrograd, ein Großteil der mesozoischen Gesteinsserie jedoch erstmals prograd umgewandelt.

Auch HOLLAND (1977, 1979 a) nimmt an, daß die Eklogit-Serie erst nach der coalpinen Überprägung in Eklogitfazies (Stadien 2 und 3;  $620^{\circ}\text{C}/18\text{--}20$  kb) aus Tiefen von etwa 70 km in ein tektonisch wesentlich höheres Niveau verfrachtet und dort als weitgehend intakte Einheit zwischen das penninische Basement und die Obere Schieferhülle tektonisch eingeschuppt worden ist. Im Anschluß daran (Stadium 4; 65 Ma) fand jedoch während der

coalpinen Phase eine mit der Überschiebungstektonik interferierende druckbetonte Überprägung des gesamten Schieferhüll-Komplexes statt. Im Bereich der Eklogit-Serie (Zopet subarea) kam es dabei zur lokalen Umwandlung der Eklogite in Epidot-Glaukophanschiefer, im Bereich der Oberen Schieferhülle (Sajat subarea) zur Bildung der Lawsonit und Glaukophan-führenden Prasinite. Die alttertiäre, den Deckenbau übergreifende Regionalmetamorphose (35 Ma) führte schließlich zur Ausbildung einer prograden metamorphen Zonierung der Schieferhüll-Serien, mit Paragenesen der Grünschieferfazies im südlichen und mittleren Bereich (Sajat subarea) und Paragenesen der Albit-Amphibolitfazies im nördlichen Bereich (Zobet subarea + Basement complex).

## 5. Alpidische Geodynamik

Die Analyse des Bauplans der Ostalpen mit dem modernen Konzept der Plattentektonik hat in jüngster Zeit zu einer Vielzahl unterschiedlicher Modellvorstellungen geführt (E. R. OXBURGH & D. L. TURCOTTE 1974, M. J. BICKLE et al. 1975, O. J. HAWKESWORTH et al. 1975, W. FRISCH 1976, 1977, 1978, 1979, V. J. DIETRICH & U. FRANZ 1976, D. ROEDER & H. BÖGEL 1978).

Im folgenden wird, basierend auf den hier bevorzugten Vorstellungen von W. FRISCH (1976, 1978, 1979) die geologische Entwicklungsgeschichte des südlichen Venediger-Gebiets aus plattentektonischer Sicht skizziert. Das Modell von W. FRISCH liefert eine weitgehend konsistente Synthese der geologisch-tektonischen und petrologischen Daten, wenngleich Teilaspekte wenig gesichert erscheinen und einer kritischen Überprüfung bedürfen. Eine lückenlose Rekonstruktion der komplexen geotektonischen Prozesse ist derzeit wegen der unvollständigen Datierung der Metamorphosephasen, der z. T. unsicheren stratigraphischen Stellung der Gesteinsserien und der mehrdeutigen Interpretation ihres tektonischen Bauplans nicht möglich. Hinzu kommt, daß die petrologische Analyse der Paragenesen und Mineralchemismen oft nur eine grobe Bestimmung der P, T-Bedingungen der einzelnen Metamorphosestadien ermöglicht. So bestehen z. B. Diskrepanzen von erheblicher Tragweite hinsichtlich der Druckwerte für das coalpine Hochdruckmetamorphose-Stadium im Bereich der Eklogit-Serie (vgl. CH. MILLER 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1979a).

I. Die Entwicklung des alpidischen Orogens beginnt mit der Ablagerung permotriassischer Flachwasser- und Plattformsedimente auf dem abgetragenen und weitgehend eingeebneten variskischen Gebirge (= paläozoisches Basement), das im südlichen Venediger-Gebiet die Serien der Unteren Schieferhülle mit dem tonalitären Intrusivkörper des Venedigers (Zentralgneis) und die vermutlich als erste Transgressionsbildungen zu deutenden oberkarbonischen Graphitschiefer und Konglomeratgneise (O. SCHMIDEGG 1961) umfaßt.

Permische und untertriassische klastische Sedimente sind im Venediger-Gebiet nicht nachweisbar. Die unmittelbar dem paläozoischen Basement auflagernden quarzitisches und karbonatischen Metasedimente werden in die mittlere Trias gestellt (W. FRISCH 1976).

Mit dem Lias entwickelt sich nach der plattentektonischen Vorstellung durch die Abspaltung des ostalpinen Basements als Teil der Adriaplatte vom penninischen Basement als Teil der eurasischen Platte das südpenninische Eugeosynklinalbecken. Die Randbereiche sind durch geringmächtige Schelfsedimente gekennzeichnet (Hochstegenfazies im mittel-

penninischen Zentralgneisgebiet (N), unterostalpine Fazies im Bereich des ostalpinen Altkristallins (S) (W. FRISCH 1974, A. TOLLMANN 1978). Im Trogbereich werden mächtige eu-geosynklinale Sedimente der Glocknerfazies auf echter ozeanischer Kruste abgelagert, die sich infolge des Auseinanderdriftens der kontinentalen Platten entlang eines Riftsystems bildete.

Im südlichen Venediger-Gebiet liegen die Gesteinsserien der Oberen Schieferhülle in Glocknerfazies vor, gekennzeichnet durch die Vergesellschaftung von mächtigen basaltischen Vulkaniten mit karbonatisch-klastischen Tiefwassersedimenten (Bündnerschiefer-Serie). Die Eklogit-Serie unterscheidet sich von der Oberen Schieferhüll-Serie durch die stärkere Verbreitung klastischer Sedimente und die deutlich geringeren Mächtigkeiten der Vulkanite. Es wird ihr deshalb eine gewisse Eigenständigkeit im penninischen Trog mit Tendenz zur nördlich an die Glocknerfazies anschließende Brennkogelfazies zugeschrieben (W. THÖLE 1979, A. TOLLMANN 1978).

Die Metabasite innerhalb der Bünderschiefer-Serie werden von W. FRISCH (1978) als tektonisch eingeschuppte ophiolithische Fragmente des ozeanischen Untergrundes aufgefaßt. Die Existenz von echter ozeanischer Kruste im penninischen Trog kann jedoch nicht als eindeutig gesichert gelten. Die Metabasite der Oberen Schieferhülle und der Eklogit-Serie weisen zwar in ihren Haupt- und Spurenelementgehalten große Ähnlichkeiten mit „ocean floor“-Basalten auf (K. ABRAHAM et al. 1974, CH. MILLER 1974), doch kommen gleichartige Basite auch als normale vulkanische Einschaltungen in Geosynklinaltrögen mit geringmächtiger kontinentaler Kruste vor (vgl. A. MIYASHIRO 1973, W. G. ERNST & G. V. DAL PIAZ 1978). Gegen die Auffassung eines tektonischen Verbandes der Metabasite und Metasedimente (tektonische Mélange) sprechen die häufig zu beobachtenden lithofaziellen Übergänge zwischen beiden Gesteinstypen. Im Gegensatz zu echten Ophiolith-Komplexen (vgl. R. G. COLEMAN 1977) sind peridotitische und gabbroide Gesteine in den penninischen Serien nur sehr untergeordnet vertreten. G. ANGENHEISTER et al. (1975) schätzen ihren Anteil auf weit weniger als 1 Vol.-%. Auch ist die fazielle Ausbildung der Metasedimente – es überwiegen mächtige karbonatisch-klastische Sedimente; Radiolarite fehlen – nicht typisch für ozeanische Tiefsee-Sedimentation.

Als kristalline Basis der Bünderschiefer-Serie kann im südlichen Venediger-Gebiet die mit der Oberen Schieferhülle in parautochthonem Verband vorliegende paläozoische Glimmerschiefer-Lamelle betrachtet werden. Ebenso ist ein ehemals autochthoner Verband der Eklogit-Serie mit den paläozoischen Serien der Unteren Schieferhülle möglich.

II. Die Sedimentation im südpenninischen Geosynklinaltrog endete wahrscheinlich in der höheren Unterkreide mit dem Einsetzen der lateralen Einengung des Geosynklinalraumes und der Subduktion der penninischen Serien in einer flach (15–30°) nach Süden unter die adriatisch-austroalpine Platte abtauchenden Benioff-Zone. Nach Auffassung von CH. MILLER (1977), W. FRISCH (1976, 1978, 1979), D. ROEDER & H. BÖGEL (1978) entstehen in den penninischen Serien als Folge der Subduktion Mélange-Strukturen mit ozeanischen Sedimenten, Trogesedimenten und Ophiolithen.

Die vorliegenden geologischen und strukturellen Daten aus dem südlichen Venediger-Gebiet machen jedoch deutlich, daß wesentliche Anteile der Schieferhüll-Serien nicht als tektonische Mélange ausgebildet sind. So konnte insbesondere für die Eklogit-Serie (CH. MEHRENS 1978, W. THÖLE 1978) ein weitgehend intakter stratigraphischer Verband der Metabasite und Metasedimente mit übereinstimmendem Metamorphoseverlauf (CH.

MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1979 a) nachgewiesen werden. Gleiches gilt auch für die Zone als extremer Verschuppung interpretierte Matreier Zone.

Im Verlauf der coalpinen Subduktionsphase entsteht der nordvergente Falten- und Deckenbau der penninischen Serien. Als bedeutende Deckeneinheiten können die Obere Schieferhülle und das ostalpine Altkristallin angesehen werden. Eine weitere Zerlegung der penninischen Serien in weiträumige Teildecken erscheint von den Feldbefunden her vorerst nicht zwingend. Die Subduktionsphase endet in der Oberkreide (~ 80 Ma) durch die Kollision der mittelpenninischen und ostalpinen Kontinentalplatten (W. FRISCH 1978, 1979).

Verbunden mit den Subduktionsprozessen ist die coalpine Hochdruck-Niedertemperatur-Metamorphose der penninischen Serien. Sie dauerte nach den jetzt vorliegenden K/Ar-Daten der Amphibole bis in das Paläozän an (90–60 Ma, H. KREUZER et al. 1980). Aus den petrologisch abgeleiteten P, T-Bedingungen (M. RAITH et al. 1977, CH. MILLER 1977, T. J. B. HOLLAND 1979 a, B. SPIERING 1979) resultieren für das postkinematische Stadium niedrige geothermische Gradienten von 10–20°C/km. Zur Deutung des Ablaufs der metamorphen und tektonischen Prozesse innerhalb der penninischen Einheit während der coalpinen Phase sind verschiedene, im vorangegangenen Abschnitt kurz referierte Modellvorstellungen entwickelt worden (CH. MILLER 1977, M. RAITH et al. 1977, T. J. B. HOLLAND 1977). Eine endgültige Bewertung dieser Vorstellungen muß einer weiter verfeinerten petrologischen Analyse der P, T, x-Bedingungen und detaillierten radiometrischen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

Die ostalpinen Altkristallin-Serien werden im gleichen Zeitraum (100–65 Ma; O. J. HAWKESWORTH 1976) durch eine Niederdruck-Metamorphose vom Abukuma-Typ (geothermischer Gradient größer 35°C/km) überprägt. Die radiometrischen Daten stützen die Vorstellung, daß die penninischen und ostalpinen Metamorphosezonen einen coalpinen, für Benioff-Zonen typischen „paired metamorphic belt“ (A. MIYASHIRO 1973) bilden.

Die Überschiebung der ostalpinen Deckeneinheit endet spätestens im Paläozän (60 Ma; O. J. HAWKESWORTH 1976).

Im tektonisch tieferen penninischen Stockwerk werden die Deformationsvorgänge noch von der coalpinen Hochdruckmetamorphose überdauert und sind nach den vorliegenden radiometrischen Daten (H. KREUZER et al. 1980) vermutlich bereits vor dem Paläozän abgeschlossen.

III. Im Anschluß an die Verfaltung und den Deckenbau der penninischen und ostalpinen Serien und die coalpin-metamorphe Überprägung setzt die Aufwölbung und der Aufstieg der Tauernkuppel ein. Die Aufwölbung der Serien im südlichen Venediger-Gebiet beginnt vermutlich schon im Paläozän (~ 60 Ma) und ist, wie die einheitlich um 30 Ma streuenden K/Ar-Daten der Hellglimmer aus dem Bereich der Oberen Schieferhülle zeigen (H. KREUZER et al. 1980), bereits im Oligozän beendet. Dabei werden die tektonisch tiefen, hochgradigen Serien (Untere Schieferhülle, Eklogit-Serie) gegenüber den tektonisch höheren, niedriggradigen Serien (Obere Schieferhülle südlich des Virgenstals) um ca. 5 km stärker herausgehoben, die ursprünglich flach nach Süden einfallenden prograden Metamorphosezonen steilgestellt. Danach werden die penninischen Serien und das überschoebene ostalpine Altkristallin „en bloc“ vertikal herausgehoben.

Verbunden mit diesen tektonischen Vorgängen ist die thermische Equilibrierung der subduzierten penninischen Serien an einen geothermischen Gradienten von 25–30°C/km (vgl. E. R. OXBURGH & D. L. TURCOTTE 1974, M. J. BICKLE et al. 1975.) Sie löst in der Folge (Eozän) eine Regionalmetamorphose vom Barrow-Typ aus. Diese postkinematische

Metamorphose (Tauernkristallisation) greift während ihres höchstemperierten Stadiums diskordant über den Deckenbau und die steilgestellten coalpinen Metamorphosezonen hinweg und führt zu einer von den peripheren Bereichen zum Zentrum der Tauernkuppel hin ansteigenden Überprägung unter Bedingungen der Grünschieferfazies bis Amphibolitfazies (vgl. G. MORTEANI 1974).

Im südlichen Venediger-Gebiet ist der Einfluß der alttertiären Tauernkristallisation vor allem an einer z. T. recht intensiven prograden Umwandlung ( $<P/>T$ ) der coalpinen Paragenesen in den tektonisch tiefsten Anteilen der penninischen Serien (Untere Schieferhülle, Eklogit-Serie, Basis der Oberen Schieferhülle) zu erkennen. In den tektonisch höheren Anteilen der Oberen Schieferhülle ist eine alttertiäre Umkristallisation der Paragenesen jedoch nicht mit Sicherheit festzustellen. Ein thermischer Einfluß ist aber durch die 30 Ma-Abkühlungsalter der Hellglimmer nachgewiesen (H. KREUZER et al. 1980). Die Abkühlung der penninischen Serien auf ca. 350°C erfolgt im südlichen Venediger-Gebiet etwa 10 Ma früher als im nördlich der Ahrntal-Störungszone gelegenen Gebiet des Venedigers und der Zillertaler Alpen, für das K/Ar-Hellglimmerdaten um 20 Ma bestimmt worden sind (M. RAITH et al. 1978, H. KREUZER et al. 1980). Dies könnte die wesentlich intensivere alttertiäre Umkristallisation in den nördlich der Ahrntal-Störungszone anstehenden penninischen Serien erklären.

Seit dem Oligozän ist das südliche Venediger-Gebiet um etwa 12 km entsprechend einer durchschnittlichen Hebungsrate von  $\sim 0,4$  mm/Jahr herausgehoben und abgetragen worden.

### Danksagung

Die vorgelegten Untersuchungen wurden durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Forschungsvorhabens „Eklogit-Serie des südlichen Großvenedigers“ finanziell gefördert.

R. ALTHERR (Braunschweig), G. BRAUN und A. RICHTER (Kiel) danken wir herzlich für die sorgfältige und kritische Durchsicht des Manuskripts. W. FRISCH (München) schulden wir Dank für die kritische Kommentierung der Untersuchungsergebnisse und deren Interpretation. Wir möchten betonen, daß die von uns vertretenen Deutungen nicht immer mit der Auffassung der Rezensenten übereinstimmen.

Nicht zuletzt gilt unser herzlicher Dank den Familien Berger und Unterwurzacher für die freundliche Aufnahme während der Kartierzeit.

### Literatur

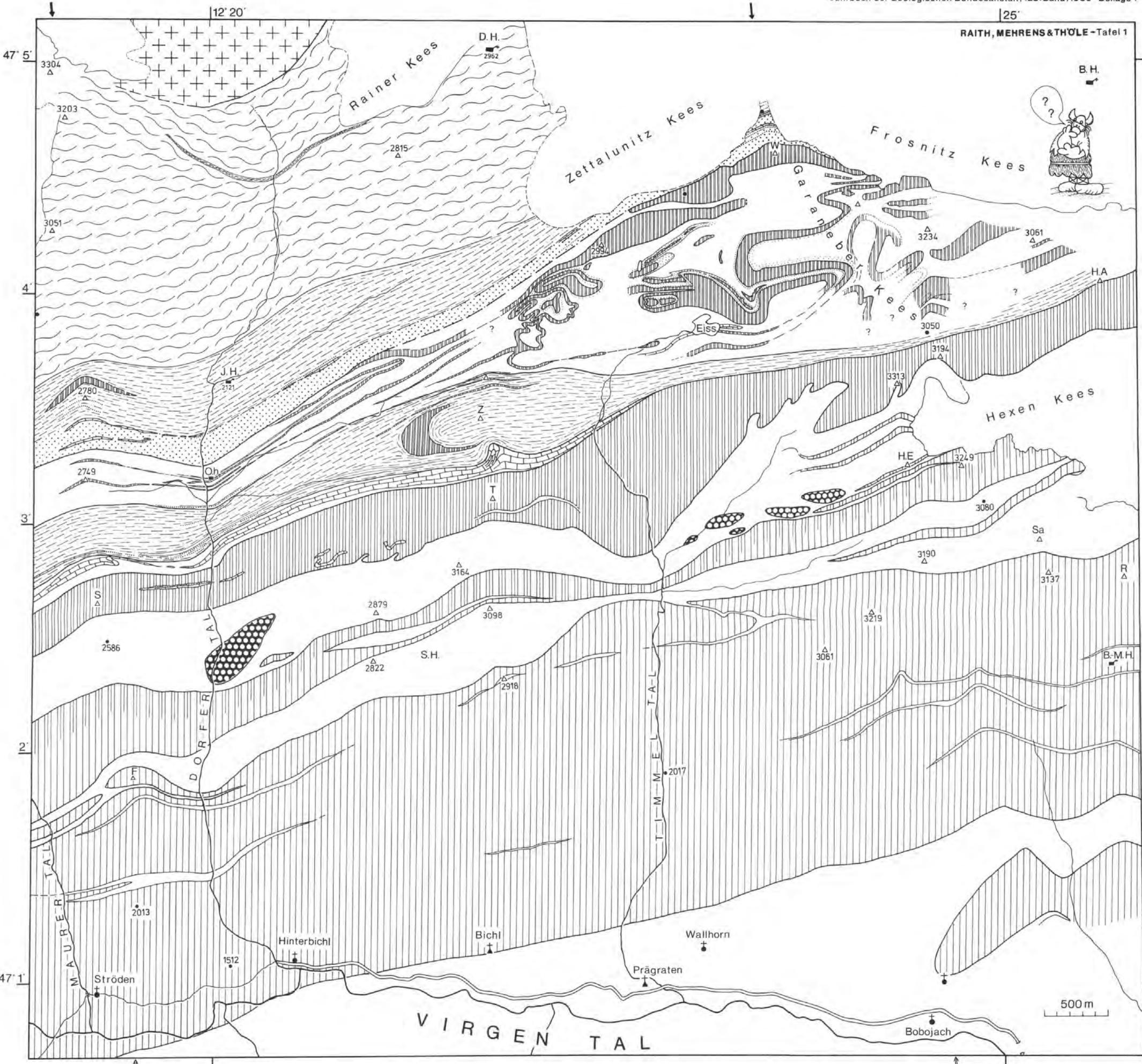
- ABRAHAM, K., HÖRMANN, P. K. & RAITH M.: Progressive metamorphism of basic rocks from the southern Hohe Tauern area, Tyrol (Austria). – N. Jb. Miner. Abh. 122, 1–35, Stuttgart 1974.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H. & MORTEANI, G.: Die Ostalpen im Bereich einer Geotraverse vom Chiemsee bis Vicenza. – N. Jb. Geol. Pal. Abh. 148, 50–137, Stuttgart 1974.
- ANGEL, F.: Gesteine vom südlichen Großvenediger. – N. Jb. f. Miner. etc. BB, 49, A, 223–272, Heidelberg 1929.
- ANGEL, F.: Einige ausgewählte Probleme eklogitischer Gesteinsgruppen der österreichischen Ostalpen. – N. Jb. Min. Abh. 91, 151–192, Stuttgart 1957.

- BICKLE, M. J., HAWKESWORTH, C. J., ENGLAND, P. C. & ATHEY, D. R.: A preliminary thermal model for regional metamorphism in the Eastern Alps. – *Earth. Planet. Sci. Lett.* 26, 13–28, Amsterdam 1975.
- BICKLE, M. J. & PEARCE I. A.: Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 49, 177–189, Berlin 1975.
- BRAUN, G.: Elektronische Auswertung gefügekundlicher Meßdaten. – Dissertation, Christian-Albrechts-Universität Kiel 1970.
- BRAUN, G. & HÖRMANN, P. K.: Bericht über eine tektonische Analyse (Makrogefüge) der Gesteine der Oberen Schieferhülle des süd-westlichen Großvenedigergebietes zwischen Dorfertal und Arvental. – DFG-Forschungsbericht, Ka 892/7, Kiel 1974.
- BRAUN, G. & RAASE, P.: Alpidische Metamorphose und tektonisches Gefüge im Bereich der westlichen Hohen Tauern. – DFG-Forschungsbericht, Ra 211/1, Kiel 1975.
- BUSCHENDORF, L.: Petrographische Untersuchungen an metamorphen Gesteinen des westlichen Großvenedigers (Ostalpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, 93–104, Wien 1965.
- CHATTERJEE, N. D.: Margarite stability and compatibility relations in the system  $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$  as a pressure-temperature indicator. – *Amer. Min.* 61, 699–709, Washington 1976.
- COLEMAN, R. G.: Ophiolites, ancient oceanic lithosphere? *Minerals and rocks* 12. – Berlin: Springer-Verlag, 1977, 229 S. 72 Abb.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes, 1. Teil. – *Abh. d. Zweigst. Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung*, Bd. 25, H. 1, Wien 1939.
- DERKMANN, K. J.: Geochemisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen an Kiesvorkommen in den Metabasiten der Oberen Tauern-Schieferhülle. Dissertation, Ludwig-Maximilians-Universität, München 1976.
- DIETRICH, V. J. & FRANZ, U.: Alpidische Gebirgsbildung in den Ostalpen: ein plattentektonisches Modell. – *Geol. Rdsch.* 65, 361–374, Stuttgart 1976.
- EGGER, A.: Beitrag zur Geologie der südöstlichen Venedigergruppe (Hohe Tauern). – Unveröffentlichte Dissertation Phil. Fakultät Universität Wien, 194 S., 17 Photos, 1 Profiltafel, 1 geologische Karte 1 : 25.000, Wien 1954.
- ERNST, W. G. & DAL PIAZ, G. V.: Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italien western Alps. – *Amer. Min.* 63, 621–640, Washington 1978.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. – *Wiss. Alpenvereinsh.*, 21, 95–111, München 1969.
- FRANK, W.: Permoskyth im Pennin der Hohen Tauern. – *Verh. geol. B.-A. Wien*, 151–153, Wien 1972.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – *Jb. geol. B.-A. Wien* 101, 323–472, Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – *Der Aufschluß*, Sdh. 15, 30–58, Heidelberg 1966.
- FREY, M., HUNZIKER, J. C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G. V., JÄGER, E. & NIGGLI, E.: Alpine metamorphism in the Alps. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 247–290, Zürich 1974.
- FRISCH, W.: Die stratigraphisch-tektonische Gliederung der Schieferhülle und die Entwicklung des penninischen Raumes im westlichen Tauernfenster (Gebiet Brenner–Gerlospaß). – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 66–67, 9–20, Wien 1974.
- FRISCH, W.: Der alpidische Internbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1977, 11, 675–696, Stuttgart 1977.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. *Geol. Rdsch.* 65, 375–393, Stuttgart 1976.
- FRISCH, W.: A plate tectonic model of the Eastern Alps. – In: CLOSS, H., ROEDER, D., SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides; Inter-Union Commission on Geodynamics; Scientific Report No. 38, 167–172, Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), 1978.
- FRISCH, W.: Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps *Tectonophysics* 60, 121–139, Amsterdam 1979.
- FRY, N.: Lawsonite pseudomorphosed in Tauern greenschist. – *Min. Mag.* 39, 121–122, London 1973.
- GANGULY, U.: Staurolite stability and related parageneses: Theory, experiments, and applications. – *J. Petrol.* 62, 335–365, Oxford 1972.
- HAWKESWORTH, O. J.: Rb/Sr geochronology in the Eastern Alps. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 54, 225–244, Berlin 1976.
- HAWKESWORTH, O. J., WATERS, D. J. & BICKLE, M. J.: Plate tectonics in the Eastern Alps. – *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 405–413, Amsterdam 1975.

- HÖRMANN, P. K.: Geologische Aufnahme der penninischen Serien im südlichen Großvenediger Gebiet (1969–1972). Geologische Karte: Blatt Krimml (1 : 50.000) in prep. Geol. B.-A. Wien.
- HOERNES, S. & FRIEDRICHSEN, H.: Oxygen isotope studies on metamorphic rocks of the western hohe Tauern area (Austria). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 769–788, Zürich 1974.
- HOLLAND, T. J. B.: Structural and metamorphic studies of eclogites and associated rocks in the central Tauern region of the eastern Alps. – D. Phil. Thesis, Oxford University, England, 1977.
- HOLLAND, T. J. B.: High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern Window, Austria. – *J. Geol.* 87, 1–27, Chicago 1979 a.
- HOLLAND, T. J. B.: Amphibole zonation in metabasites as a guide to the evolution of metamorphic conditions. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 70, 143–148, Berlin 1979 b.
- HOSCHEK, G.: The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. – *Contr. Min. Petr.* 22, 208–232, Berlin 1969.
- JOHANNES, W., BELL, P. M., BOETTCHER, A. L., CHIPMAN, D. W., HAYS, J. F., MAO, K. H., NEWTON, R. C. & SEIFERT, F.: An interlaboratory comparison of piston-cylinder pressure calibration using the albite breakdown reaction. – *Contrib. Mineral. Petrol.* 32, 24–38, Berlin 1971.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusiv-Massive. – *Jb. Geol. B.-A. Wien* 102, 1–192, Wien 1959.
- KLATT, E.: Seriengliederung, Tektonik und Metamorphose der penninischen Serien im Bereich des Maurertales, Osttirol, Österreich. – Geol. Diplomarbeit, Universität Kiel 1977.
- KREUZER, H., RAASE, P., RAITH, M., HARRE, W., LENZ, H. & MÜLLER, P.: The Alpidic thermal events in the western Tauernfenster. – In prep. 1980.
- LIU, J.: P–T stabilities of laumontite, wairakite, lawsonite, and related minerals in the system  $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . – *J. Petrol.* 12, 379–411, Oxford 1970.
- MARESCH, W. V.: Experimental studies on glaucophane; an analysis of present knowledge. – *Tectonophysics* 43, 109–126, Amsterdam 1977.
- MEHRENS, Chr.: Seriengliederung, Tektonik und Metamorphose der Penninischen Serien im Bereich des Timmeltals, Osttirol, Österreich. – Geol. Diplomarbeit, Universität Kiel 1978.
- MEIXNER, H.: Ein schönes Vorkommen von Stilpnomelan aus Osttirol. – *Der Karinthin* 37, 279–283, Klagenfurt 1958.
- MILLER, CH.: On the metamorphism of the eclogites and highgrade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern window, Austria. – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 371–384, Zürich 1974.
- MILLER, CH.: Chemismus und phasenpetrologische Untersuchungen der Gesteine aus der Eklogitzone des Tauernfensters, Österreich. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 24, 221–277, Wien 1977.
- MIYASHIRO, A.: Paired and unpaired metamorphic belts. – *Tectonophysics* 17, 241–254, Amsterdam 1973.
- MIYASHIRO, A.: Classification, characteristics, and origin of ophiolites. – *J. Geol.* 83, 249–281, Chicago 1975.
- MORTEANI, G.: Petrology of the Tauern Window, Austrian Alps. – *Fortschr. Miner.* 52, 195–220, Berlin 1974.
- OXBURGH, E. R.: An outline of the geology of the Central Eastern Alps. – *Proc. Geol. Ass.* 79, 1–47, London 1968.
- OXBURGH, E. R. & TURCOTTE, D. L.: Thermal gradients and regional metamorphism in overthrust terrains with special reference to the Eastern Alps. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 54, 641–662, Zürich 1974.
- RAITH, M.: The Al–Fe (III) epidote miscibility gap in a metamorphic profile through the Penninic series of the Tauern window, Austria. – *Contr. Min. Petr.* 57, 99–117, Berlin 1976.
- RAITH, M., HÖRMANN, P. K. & ABRAHAM, K.: Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the western Tauern Window (Austria). – *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 57, 187–232, Zürich 1977.
- RAITH, M., RAASE, P., KREUZER, H. & MÜLLER, P.: The age of the Alpidic metamorphism in the western Tauern Window, Austrian Alps, according to radiometric dating. – in: CLOOS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps, Apennines, Hellenides; Inter-Union Commission on Geodynamics; Scientific Report No. 38, p. 140–148. – Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 1978.
- RICHTER, W.: Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. – *Tscherm. Min. Petr. Mitt.* 19, 1–50, Wien 1973.
- ROEDER, D. & BÖGEL, H.: Geodynamic interpretation of the Alps. – In: CLOOS, H., ROEDER, D. & SCHMIDT, K.: Alps Apennines, Hellenides; Inter-Union Comm. on Geodyn. Sci. Report No. 38, 191–212, Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), 1978.
- SCHARBERT, H.: Die eklogitischen Gesteine des südlichen Großvenedigergebiets (Osttirol). – *Jb. Geol. B.-A. Wien* 97, 39–63, Wien 1954.

- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG. – Verh. Geol. B.-A. Wien, Jg. 1961, 35–54, Wien 1960.
- SCHMIDT, W. J.: Die Matrieer Zone in Österreich. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss., math.-natw. Kl., Abt. I, I. Teil: 159, 291–332; II. Teil: 160, 711–760; III. Teil: 161, 343–371, Wien 1950, 1951, 1952.
- SÉNARCLENS-GRANCY, W.: Geologische Karte der westlichen Defregger Alpen, Osttirol (1 : 25.000). – Geol. Bundesanstalt, Wien 1972.
- SPIERING, B.: Petrologische Untersuchungen von Eklogiten und Glaukophanschiefern des südlichen Venediger-Gebietes (Ostalpen, Österreich). – Mineralog. Diplomarbeit Universität Kiel, 1979.
- TERMIER, P.: Les nappes des alpes orientales et la synthese des alpes. – Bull. Soc. Géol. France, 4, Sér., 3, 711–766, Paris 1903.
- THIELE, O.: Zur Stratigraphie und Tektonik der Schieferhülle der westlichen Hohen Tauern. – Verh. Geol. B.-A. Wien, 230–244, Wien 1970.
- THIELE, O.: Tektonische Gliederung der Tauernschieferhülle zwischen Krimml und Mayrhofen. – Jb. Geol. B.-A. Wien, 117, 55–74, Wien 1974.
- THÖLE, W.: Gliederung und Tektonik der penninischen Serien im südlichen Großvenediger-Gebiet, im Bereich des Dorfertales und des Timmeltales (Osttirol, Österreich). – Geol. Diplomarbeit Universität Kiel 1978.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – Wien: Deuticke, 1963, 256 S.
- TOLLMANN, A.: Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfensters und die Neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 148, 286–319, Stuttgart 1975.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. 1 Wien: Deuticke, 1979, 766 S., 200 Abb., 25 Tab.
- WEINSCHENK, E.: Beiträge zur Petrographie der östlichen Zentralalpen speziell des Großvenedigerstockes. Teil I: Über die Peridotite und die aus ihnen hervorgegangenen Serpentinitegesteine. Genetischer Zusammenhang derselben mit den sie begleitenden Minerallagerstätten. – Abh. der II. Cl. D. K. bayr. Akad. d. Wiss. 18. Bd. III. 654–711, München 1894.
- WEINSCHENK, E.: Teil III: Die kontaktmetamorphische Schieferhülle und ihre Bedeutung für die Lehre vom allgemeinen Metamorphismus. – Abh. d. II. d. K. bayr. Akad. d. Wiss. 18, Bd. II, 262–339, München 1903.
- WIESENER, H.: Zur Kenntnis der alpinen Eklogite. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 45, 469–471, Wien 1934.
- WIESENER, H.: Beiträge zur Kenntnis der ostalpinen Eklogite. – Tscherm. Min. Petr. Mitt. 46, 174–211, Wien 1935.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 7. 1. 1980



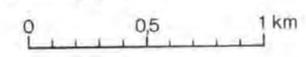
Profil 1

Profil 2



- S Schlüssel Spitze
- F Finsterwitz
- Z Zopet Spitze
- T Tulp Spitze
- W Weiß Spitze
- H.E. Hoher Eichham
- Sa Sailkopf
- H.A. Hohe Achsel
- R Rauhkopf

- J.H. Johannis Hütte
  - O.h. Ochsner Hütte
  - S.H. Sajat Hütte
  - D.H. Defreggerhaus
- 2013 topogr. Höhenangabe  
 ▲ 3061 Gipfel



|  |   |  |   |                           |
|--|---|--|---|---------------------------|
|  | Prasinite, Chloritschiefer                        |  | Kalkphyllite, Karbonatglimmerschiefer, Quarzit- und Marmorlagen | Ob. Schieferhülle         |
|  | Granatprasinite                                   |  | Quarzite, quarzit. Glimmerschiefer                              |                           |
|  | Granatamphibolite, Eklogitamphibolite             |  | Marmore (dolomitisch, calcitisch)                               |                           |
|  | Serpentine  |  | Eklogite, Glaukophanschiefer (z.T. retrograd überprägt)         | Eklogit - S. + Trias - S. |
|  | Karbonatglimmerschiefer, Quarzit- und Marmorlagen |  | Granatglimmerschiefer (± Graphit), Muskowitschiefer             |                           |
|  | Quarzite  |  | Quarzit- und Marmorlagen  |                           |
|  | Granatamphibolite                                 |  | Graphitphyllite   | Unt. Schieferhülle        |
|  | Glimmerschiefer, Albitblastengneise               |  | Quarzite  |                           |
|  | Paragneise (z.T. migmatisch)                      |  |   |                           |
|  | Metatonalit des Großenediger                      |  |   | Zentral-Unt. gneis        |



|                    |                |                  |           |                      |
|--------------------|----------------|------------------|-----------|----------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 1 | S. 39-112 | Wien, September 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|-----------|----------------------|

# Zur Geologie der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen (Mittelburgenland)

Von K. NEBERT\*, E. GEUTEBRÜCK\* und H. TRAUSSNIGG\*  
Mit 27 Abbildungen, 12 Tabellen und 4 Tafeln (= Beilage 2)

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 106, 107, 137 u. 138

*Mittelburgenland*  
*Tauchener Neogenbucht*  
*Bubendorfer Neogenbucht*  
*Draßmarketer Teilbecken*  
*Sinnersdorf-Formation (Karpatien?)*  
*Tauben-Formation (Badenien)*  
*Sarmatien*  
*Pannonien*  
*Rabnitz-Formation (Dacien?)*  
*Braunkohle*  
*Montangeologie*

## INHALT

|   |    |
|---|----|
| Zusammenfassung   |    |
| Abstract  |    |
| 1. Einleitung .....   | 41 |
| 2. Geographische Lage des untersuchten Gebietes .....   | 43 |
| 3. Regionalgeologischer Rahmen des untersuchten Gebietes .....                                | 44 |
| 4. Neogen .....   | 45 |
| 4.1. Zur Nomenklatur und Ausscheidung der neogenen Schichtfolgen im untersuchten Gebiet ..... | 45 |
| 4.2. Bemerkungen zu den sedimentologischen Untersuchungen .....                               | 46 |
| 4.3. Sinnersdorf-Formation .....  | 49 |
| 4.3.1. Definition .....   | 49 |
| 4.3.2. Verbreitung .....  | 49 |
| 4.3.3. Lithologischer Charakter .....   | 50 |
| 4.3.4. Schwermineral-Untersuchungen .....   | 59 |
| 4.3.5. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit .....                                      | 63 |
| 4.3.6. Alter und Korrelation .....  | 64 |
| 4.3.7. Paläogeographische Betrachtungen .....   | 66 |
| 4.4. Tauben-Formation .....   | 66 |
| 4.4.1. Definition .....   | 66 |
| 4.4.2. Verbreitung .....  | 67 |
| 4.4.3. Lithologischer Charakter .....   | 67 |
| 4.4.4. Schwermineral-Untersuchungen .....   | 71 |

---

\* Adressen der Autoren: Prof. Dr. K. NEBERT, Dr. H. TRAUSSNIGG, Institut für Geologie und Paläontologie, Abt. f. Allgemeine, Regionale u. Angewandte Geologie, Universität Graz, A-8010 Graz, Heinrichstraße 26. Dr. E. GEUTEBRÜCK, Inst. f. Prospektion, Lagerstättenschließung und Mineralwirtschaft, Montanuniversität Leoben, A-8700 Leoben

|  |     |
|--|-----|
| 4.4.5. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit . . . . .             | 73  |
| 4.4.6. Alter und Korrelation . . . . .                                   | 74  |
| 4.4.7. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen . . . . .   | 75  |
| 4.5. Sarmatien . . . . .   | 75  |
| 4.5.1. Vorkommen . . . . .   | 75  |
| 4.5.2. Lithologischer Charakter . . . . .                                | 76  |
| 4.5.3. Schwermineral-Untersuchungen . . . . .                            | 79  |
| 4.5.4. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit . . . . .             | 82  |
| 4.5.5. Fossilgehalt und Alter . . . . .                                  | 83  |
| 4.5.6. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen . . . . .   | 85  |
| 4.6. Pannonien . . . . .   | 86  |
| 4.6.1. Vorkommen . . . . .   | 86  |
| 4.6.2. Lithologischer Charakter . . . . .                                | 86  |
| 4.6.3. Schwermineral-Untersuchungen . . . . .                            | 87  |
| 4.6.4. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit . . . . .             | 87  |
| 4.6.5. Fossilgehalt und Alter . . . . .                                  | 88  |
| 4.6.6. Paläogeographische Betrachtungen . . . . .                        | 88  |
| 4.7. Rabnitz-Formation . . . . .   | 88  |
| 4.7.1. Definition . . . . .  | 88  |
| 4.7.2. Verbreitung . . . . .   | 89  |
| 4.7.3. Lithologischer Charakter . . . . .                                | 89  |
| 4.7.4. Schwermineral-Untersuchungen . . . . .                            | 95  |
| 4.7.5. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit . . . . .             | 97  |
| 4.7.6. Alter und Korrelation . . . . .                                   | 98  |
| 4.7.7. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen . . . . .   | 99  |
| 5. Quartär . . . . .   | 100 |
| 6. Der Bau des Gebietes . . . . .  | 101 |
| 7. Kohlengeologische Betrachtungen und montangeologische Daten . . . . . | 102 |
| 7.1. Tauchener Flöz . . . . .  | 104 |
| 7.2. Bubendorfer Flöz . . . . .  | 106 |
| Literaturnachweis . . . . .  | 107 |

## Zusammenfassung

Die im vorliegenden Bericht besprochenen geologischen und kohlengeologischen Arbeiten wurden im Rahmen des Forschungsvorhabens Nr. 2975 des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung durchgeführt. Sie verfolgten das Ziel, die Faziesverhältnisse, die Litho- und Chronostratigraphie und die Tektonik der neogenen Lignitvorkommen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen in Mittelburgenland hinsichtlich einer Kohlehydrogenität zu klären.

Das untersuchte Gebiet besteht regionalgeologisch aus der Neogenbucht von Tauchen, der Neogenbucht von Bubendorf und dem neogenen Teilbecken von Draßmarkt. Kristalline Gesteinskomplexe der Buckligen Welt, des Wechsels und des Günser Gebirges setzen den vortertiären Beckenrand und Beckenuntergrund zusammen.

Die neogenen Ablagerungen ließen sich litho- bzw. chronostratigraphisch von unten nach oben folgendermaßen gliedern: Sinnersdorf-Formation (Karpäten?), Tauchen-Formation (Badenien), Sarmatien, Pannonien und Rabnitz-Formation (Dacien?). Jede dieser litho- bzw. chronostratigraphischen Einheiten konnte mit Hilfe eines charakteristischen Schwermineralspektrums typisiert werden. Morphometrische Untersuchungen wurden am Blockschutt der Sinnersdorf-Formation vorgenommen.

Der Bau der erwähnten neogenen Teilgebiete wird von einem konjugierten Scherklufsystem beherrscht, das die bedeutendsten NE-SW- und NW-SE-Bruchlinien vorgezeichnet und den Lauf der Hauptentwässerungslinien bestimmt hat.

Kohlenflöze werden als Faziesglied eines einheitlichen Sedimentationszyklus gedeutet. Die Kohlenflöze des Tauchener und Bubendorfer Reviere entstanden während eines 3. Sedimentationszyklus. Einige Kohlenindikationen berechtigen zur Annahme von zwei früheren Sedimentationszyklen, in denen die Bedingungen zur Kohlenentstehung vorhanden waren.

## Abstract

This paper is concerned with the geology (facies relations, litho- and chronostratigraphy, and tectonics) of the lignite occurrences along the north-eastern edge of the Central Alps in Middle Burgenland (Austria). The Neogene basins of Tauchen and Bubendorf and the Neogene part-basin of Drassmarkt constitute the studied region.

Border and basement of the Neogene basins are built up of metamorphic rocks. The Neogene deposits were classified into the following litho- or chronostratigraphic units: Sinnersdorf Formation (Karpalien?), Tauchen Formation (Badenien), Sarmation, Pannonien, and Rabnitz Formation (Dacien?). Each of these units can be characterized by a typical spectrum of heavy minerals. The cobble and boulder fractions of the Sinnersdorf Formation were submitted to morphometric analyses.

The structural geology of the studied area is dominated by a set of conjugate shear joints, which controls both the major faults and the drainage pattern of the Neogene terrain.

Lignite seams are interpreted as facies members of a uniform sedimentary cycle. The existence of three sedimentary and coal generating cycles can be deduced from the general stratigraphic setting and from various lignite indications. The lignite occurrences of the coal district of Tauchen and Bubendorf were generated during the third sedimentary cycle.

## 1. Einleitung

Betrachtet man die geologische Übersichtskarte der Abb. 1, so fällt einem auf, daß sich entlang der Südost- und Ostabdachung der Zentralalpen ein kontinuierlicher Gürtel von Lignitindikationen und aufgelassenen Kohlenbergbauen dahinzieht. Der Gürtel beginnt in der Neogenbucht von Pinkafeld bei Schreibersdorf (ANONYMUS 1951, AUSTROMINOL 1955, HARTNIGG 1894 a u. 1894 b, HILBER 1894, WINKLER 1938), setzt sich über Tauchen (LECHNER 1951, 1952 b u. 1953 b, LIEBSCHER 1921 u. 1925, RUTTNER 1951, TAUCHENER KOHLENINDUSTRIE AG 1960, WINKLER 1938), Bubendorf (HAID 1949, HAMMER 1923, KERN 1924, KIRNBAUER 1953, LECHNER 1952 a u. 1952 c, TAUBER 1954 u. 1959 a, 1959 b u. 1959 c) und Draßmarkt (RUTTNER 1940) nach Ritzing (LECHNER 1948 b, 1953 a, 1954 a, 1954 b, 1955 a und 1955, RUTTNER 1957, RUTTNER & TAUBER 1950, SCHISTEK 1947, WINKLER-HERMADEN fort und endet bei Sieggraben (ANDERS 1948, FUGLEVICZ 1938, KÜMEL 1948 u. 1952) und Brennberg (JANOSCHEK 1932, LECHNER 1948 a u. 1956, RUTTNER 1957). Aus diesem scheinbar kontinuierlichen Gürtel ergibt sich die Frage, ob die angezeigten Kohlenindikationen womöglich auf die Existenz eines mehr oder weniger geschlossenen Lignitzuges im Untergrund hinweisen. Die zumeist in Form von unveröffentlichten Berichten vorliegende Braunkohlenliteratur über dieses Gebiet enthält keine Angaben über den Bildungsraum und die Bildungsbedingungen dieser Braunkohlenindikationen und kann infolgedessen die gestellte Frage nicht beantworten. Es war daher naheliegend, diesen Neogenraum im Rahmen des Forschungsvorhabens Nr. 2975 des Bundesministeriums für Wissenschaft und Forschung kohlengeologisch zu untersuchen. Dies war um so mehr berechtigt, als sich das betreffende Forschungsvorhaben mit dem „Studium über Faziesverhältnisse, Stratigraphie und Tektonik österreichischer Tertiärbecken, insbesondere in Hinsicht auf ihre Kohleführung und Kohlehöflichkeit“ befaßt.

Das in Frage kommende Areal wurde in drei Gebietsteile, die sich auch geographisch und regionalgeologisch abgrenzen lassen, unterteilt (s. Abb. 1):

- (1) die Neogenbucht von Tauchen (GEUTEBRÜCK 1978);
- (2) die Neogenbucht von Bubendorf (TRAUSSNIGG 1979); und
- (3) das Becken von Draßmarkt (NEBERT 1979 a).

Konform mit der Zielsetzung des Forschungsvorhabens Nr. 2975 wurde das Schwergewicht auf das Studium der Faziesverhältnisse und der Lithostratigraphie des Gebietes gelegt. Hinsichtlich der sedimentologischen Untersuchungen stand die Schwermineralanalyse an erster Stelle. Daneben wurden an einigen grobklastischen Sedimenten morphometrische Studien durchgeführt.

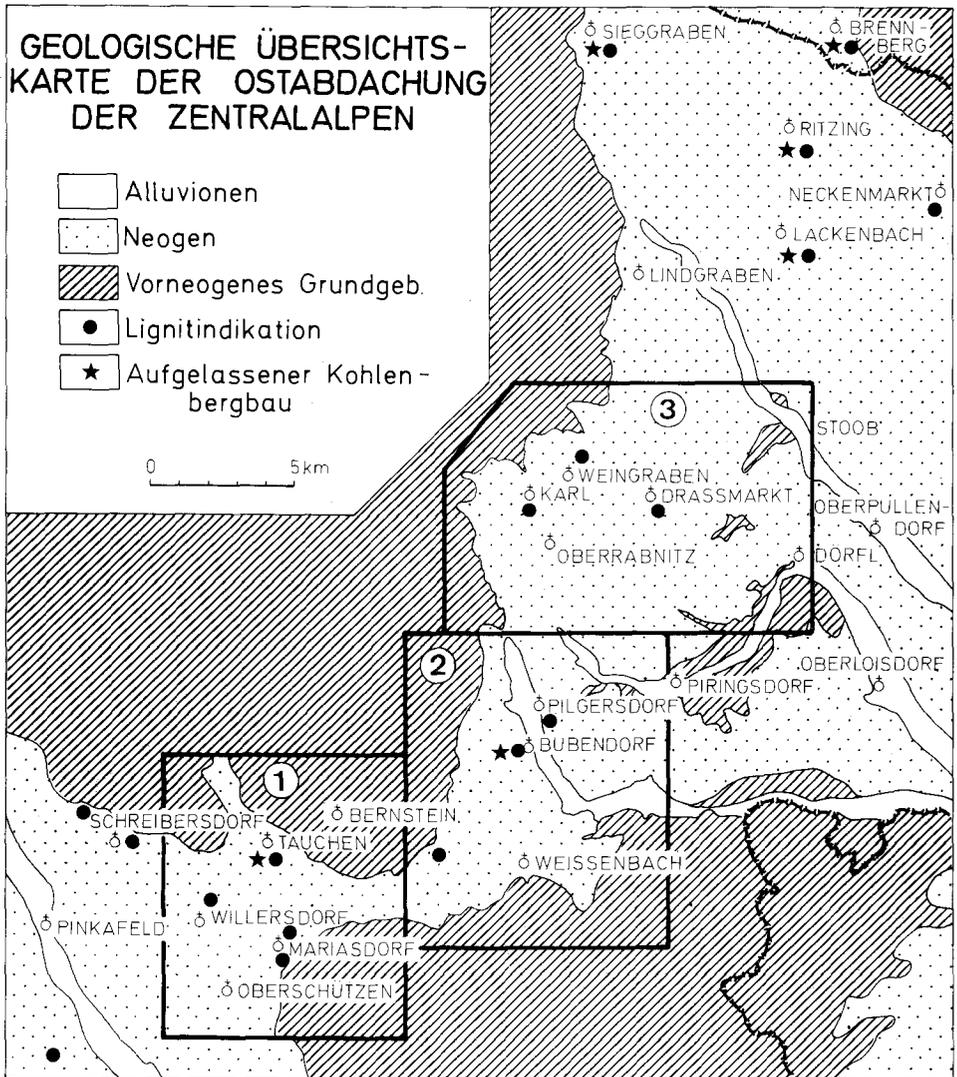


Abb. 1 1 = Neogenbucht von Tauchen (GEUTEBRÜCK 1978), 2 = Neogenbucht von Bubendorf (TRAUSSNIGG 1979), 3 = Teilbecken von Draßmarkt (NEBERT 1979). Übrige Erläuterung s. Text.

Frau Dr. Gerda Woletz (Geol. B.-A.) überließ uns zur Weiterverarbeitung und Schwermineraluntersuchung ein Probenmaterial aus dem kartierten Gebiet. Herr Dr. Franz Stojaspal (Geol. B.-A.) übernahm in dankenswerter Weise die Fossilbestimmung von sarmatischen Proben. Herr Dr. Paul Herrmann (Geol. B.-A.) hatte die Liebenswürdigkeit, uns im Rahmen einer Tagesexkursion einige typische Neogenaufschlüsse des westlichen Nachbargebietes zu zeigen. Besonderen Dank schulden wir Herrn Hofrat Prof. Dr. Felix Ronner, Direktor der Geologischen Bundesanstalt, und Herrn Dr. Otto Thiele, Leiter des Forschungsvorhabens Nr. 2975, die unsere Arbeiten in jeder Weise unterstützten.

## 2. Geographische Lage des untersuchten Gebietes

Das untersuchte Gebiet befindet sich zur Gänze innerhalb der politischen Grenzen Burgenlands (s. Tafel 1), und zwar im Bereich der topographischen Karten (1 : 50.000) Aspang-Markt (106), Mattersburg (107), Oberwart (137) und Rechnitz (138). Es umfaßt ein Areal von rund 300 km<sup>2</sup> und wird im Süden vom Nordabschnitt des Günser Gebirges, im Norden und im Westen von der Süd- bzw. Ostabdachung der Buckligen Welt begrenzt. Die Orographie ist derart gestaltet, daß diese kristallinen Gebirgskomplexe Neogenbuchten bzw. -teilbecken abgrenzen (Abb. 1): im Norden das Draßmarkter Teilbecken (F. KÜMEL 1936, H. KÜPPER 1957 a), das eine Fortsetzung des Oberpullendorfer Beckens und der Landseer Bucht ist, sodann die Bubendorfer Bucht, sie ist die südliche Fortsetzung des Draßmarkter Teilbeckens, und schließlich die Tauchener Bucht, die eine Fortsetzung der Pinkafeld-Friedberger Bucht des Steirischen Beckens darstellt.

Die von neogenen Sedimenten eingenommenen Gebietsabschnitte sind durch ein flachwelliges Hügelland gekennzeichnet. Das umrahmende Grundgebirge zeigt hingegen ein akzentuierteres Relief. Im allgemeinen bilden die jungtertiären Ablagerungen im Nordabschnitt der Tauchener Bucht breite Rücken mit Höhen um 500 m, die allmählich sanft nach Süden bis auf 350 m abfallen. Verfestigte grobklastische Sedimente erzeugen hierbei morphologische Geländestufen und steile Talflanken. Auch in der Bubendorfer Bucht liegen die aus Neogensedimenten aufgebauten, langgezogenen, NW-SE-streichenden, vorherrschend sanften Rücken bei 500 m Seehöhe. Nur dort, wo verfestigter Blockschutt auftritt, ist das Relief etwas ausgeprägter. Das flachwellige neogene Hügelland von Draßmarkt hat Höhen, die zwischen 300 m und 400 m liegen.

Die Hauptentwässerungsadern zeigen vorwiegend eine NW-SE-Richtung: Tauchen Bach, Zöbern Bach, Rabnitz (z. T.), Edlau Bach und Stoob Bach. Ausnahme hiervon machen der Serau Bach, Willersbach und Tschabbach des Tauchener Gebietes, die N-S ausgerichtet sind, sodann die Güns, die im untersuchten Gebiet (Neogenbucht von Bubendorf) eine E-W-Richtung hat, und schließlich die Rabnitz, die bei der Ortschaft Unterrabnitz (s. geol. Karte, Tafel 4) ihr NW-SE ausgerichtetes Bett nach NE-SW verlegt. Die Fließrichtung der erwähnten Bäche ist von Bruchlinien vorgezeichnet.

Ein Großteil des untersuchten Neogengebietes ist von Wald bedeckt. Der Rest wird von Äckern eingenommen. Die Aufschlußverhältnisse sind infolgedessen nicht günstig. Die künstlich angelegten Schotter- und Sandgruben sind z. T. in Müllablagerungsplätze umgewandelt. Immerhin gewähren einige Aufschlüsse einen guten Einblick in die lithostratigraphische Beschaffenheit der neogenen Ablagerungen. Dies gilt besonders für solche, die durch neuangelegte Forstwege entstanden.

Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, daß R. MAYER (1929) in seiner Arbeit „Morphologie des mittleren Burgenlandes“ auch Teile des von uns untersuchten Neogengebietes einbezogen hat. Eine eingehende Besprechung der Ergebnisse seiner Studie würde indessen außerhalb des vom Forschungsprojekt Nr. 2975 abgesteckten Rahmens liegen.

### 3. Regionalgeologischer Rahmen des untersuchten Gebietes

Regionalgeologisch liegt das untersuchte Neogengebiet entlang des Nordostsporns der Zentralalpen, und zwar umrandet es die metamorphen Gesteinskomplexe der Buckligen Welt, des Wechsels und des Günser Gebirges. Bezogen auf die neogenen Ablagerungen bilden die metamorphen Gesteinskomplexe den vortertiären Beckenrand und Beckenuntergrund.

Eine eingehende geologische Besprechung des vorneogenen Beckenrandes liegt außerhalb der Zielsetzung des vorliegenden Berichtes. Es sollen hier lediglich einige allgemeine Hinweise bezüglich der tektonischen Position der auftretenden Metamorphiteinheiten im Ostalpenorogen gegeben werden. Eine ausführliche geologische Beschreibung dieses Abschnittes der Ostalpen finden wir in den zahlreichen Veröffentlichungen von A. PAHR (1957 bis 1977), sodann bei K. LECHNER (1957), insbesondere aber in den Dissertationen von E. GEUTEBRÜCK (1978) und H. TRAUSSNIGG (1979). Seit W. J. SCHMIDT (1951, 1956 a u. 1956 b) das fensterartige Auftreten der Gesteine der Rechnitzer Serie erkannt und dem Pennin zugeordnet hatte, wurde dieses tektonische Konzept in der Folge von PAHR mit zahlreichen Untersuchungen untermauert und von A. TOLLMANN (1976, 1977 u. 1978) übernommen und weiter ausgebaut. Danach wird das Gebiet des Wechsels und der Buckligen Welt von unterostalpinen Gesteinseinheiten (Wechselerie, Grobgnesserie und Hüllschieferserie) und mittelostalpinen Deckschollen aufgebaut. Die Gesteine des Pennins (Rechnitzer Serie) treten in den Fenstern von Bernstein, Rechnitz (Günser Gebirge), Maltern, Hammersdorf und Eisenberg frei zutage.

Vom eigentlichen Körper der Zentralalpen löst sich die Südburgenländische Schwelle los und setzt sich als begrabener Rücken des vortertiären, paläozoisch-kristallinen Grundgebirges in südwestlicher Richtung bis in die Gegend von Mureck fort. Auf ihre paläogeographische Bedeutung bei der Herausbildung des Steirischen und des Pañonischen Beckens wurde verschiedentlich hingewiesen (A. WINKLER-HERMADEN 1951, K. KOLLMANN 1960 u. 1965, K. NEBERT 1979 b). Im untersuchten Gebiet tritt die Südburgenländische Schwelle in der Rechnitzer Schieferinsel (Günser Gebirge) frei zutage und liefert die Südgrenze der Tauchener und der Bubendorfer Bucht (s. Abb. 1). Nördlich der Rechnitzer Schieferinsel beißt eine Anzahl kleinerer Kristallinseln aus. In ihrer Gesamtheit bilden die Inseln desgleichen einen begrabenen Rücken, der die Verbindung zwischen dem Günser Sporn (A. TOLLMANN 1957) und der Brennberger Schieferinsel (Mukh Kilátó) herstellt und der das Draßmarkter Teilbecken vom eigentlichen Pannonischen Becken trennt.

Das Draßmarkter Teilbecken (F. KÜMEL 1936, H. KÜPPER 1957 a) ist die Fortsetzung des Oberpullendorfer Beckens bzw. der Landseer Bucht (R. JANOSCHEK 1932). Es wird im Westen von den kristallinen Gesteinen der Buckligen Welt und im Osten von den oben erwähnten kristallinen Kleininseln begrenzt. Im Norden geht das Draßmarkter Teilbecken in die Landseer Bucht über. Im Süden setzt es sich in die Bubendorfer Neogenbucht

fort. Das Neogengebiet von Draßmarkt wurde zuletzt von F. KÜMEL (1936 u. 1957) kartiert. Die von H. KÜPPER (1957 a) herausgegebenen Erläuterungen zu der von KÜMEL angefertigten geologischen Karte Mattersburg-Deutschkreutz enthalten ein vollständiges Verzeichnis über die einschlägige geologische Literatur.

Wie oben gezeigt wurde, ist die Bubendorfer Neogenbucht die südliche Fortsetzung des Draßmarkter Teilbeckens. Ihre Westgrenze wird von den kristallinen Gesteinen der Buckligen Welt geliefert. Ihre Ostgrenze bilden die Kristallinseln von Piringsdorf (s. Abb. 1), die sie vom Pannonischen Becken trennen. Im Süden wird die Bubendorfer Bucht vom Günser Kristallinsporn abgeschlossen. Im Südwesten existiert eine enge Pforte, durch die eine Verbindung zur Tauchener Neogenbucht hergestellt wird. Die vorhandene geologische Literatur über die Bubendorfer Bucht bezieht sich fast nur auf ihre Kohleführung. Sie wurde von H. TRAUSSNIGG (1979) zusammengestellt.

Die Tauchener Neogenbucht ist die Fortsetzung der Friedberg-Pinkafelder Bucht des Steirischen Beckens. Grundlegende Arbeiten über das Steirische Becken verdanken wir H. WINKLER-HERMADEN. Sie erschienen in den Jahren 1913 bis 1957 und werden im Literaturverzeichnis neuer Publikationen über die Geologie des Steirischen Beckens von K. KOLLMANN (1960 u. 1965), H. W. FLÜGEL (1975) und H. FLÜGEL & H. HERITSCH (1968) vollständig angeführt. Die Literatur, die sich speziell auf das kohleführende Neogen der Tauchener Bucht bezieht, besteht hauptsächlich aus montangeologischen Berichten, die in der Arbeit von E. GEUTEBRÜCK (1978) entsprechend gewürdigt werden.

## **4. Neogen**

### **4.1. Zur Nomenklatur und Ausscheidung der neogenen Schichtfolge im untersuchten Gebiet**

Das Neogen des untersuchten Gebietes besteht aus fossilführenden Sedimenten, denen auf Grund ihres Fossilgehaltes ein Alter zugesprochen werden kann, und aus fossilieren klastischen Bildungen. Die fossilführenden Sedimente lassen sich biostratigraphisch analysieren und chronostratigraphisch in die für die zentrale Paratethys im letzten Jahrzehnt aufgestellte Neogengliederung (A. PAPP 1960 a, 1960 b u. 1969, PAPP et al. 1968, PAPP & STEININGER 1973, PAPP & STEININGER & RÖGL 1971, SENES 1960 u. 1971, STEININGER 1977, STEININGER & RÖGL & MARTINI 1976) einordnen. Die fossilieren klastischen Sedimente konnten hingegen in das chronostratigraphische Gerüst der zentralen Paratethys nicht eingegliedert werden. Sie wurden zu Formationen gruppiert und entsprechend den Richtlinien des „International Stratigraphic Guide“ (HEDBERG 1976) und der STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION DER DEUTSCHEN UNION DER GEOLOGISCHEN WISSENSCHAFTEN (1977) typisiert. Für jede neu aufgestellte Formation wird ein Typusprofil (Lithostratotyp) bzw. eine Typuslokalität mit mehreren Referenzprofilen (Hypolithostratotypen) erstellt. Für chronostratigraphische Einheiten wird ein Standardprofil aufgestellt, dessen Gültigkeit sich auf das untersuchte Gebiet beschränkt.

Auf der Grundlage des oben Gesagten ließen sich die neogenen Ablagerungen des untersuchten Gebietes von unten nach oben wie folgt gliedern:

- Sinnersdorf-Formation
- Tauchen-Formation

- Sarmatien
- Pannonien
- Rabnitz-Formation

Die geographische Lage der für die Typisierung einer Formation verwendeten Typusprofile bzw. Typusaufschlüsse sind der geologischen Karte (Tafel 4) zu entnehmen.

Bei der feldgeologischen Nomenklatur der klastischen Sedimente wurden folgende Bezeichnungen nach abnehmender Korngröße verwendet: Blockschutt, Grobschotter, Klein- bzw. Feinschotter, Sand, Feinsand und Ton. Der Blockschutt entspricht etwa der Bezeichnung „boulder“ ( $\varnothing > 256$  mm) der Wentworth-Skala. Grobschotter würde mit „cobble“ ( $\varnothing = 256-64$  mm) und Klein- bzw. Feinschotter mit „pebble“ ( $\varnothing = 64-2$  mm) identisch sein. Sand und Feinsand würden dem „sand“ (Korngröße =  $2-1/16$  mm) bzw. dem „silt“ (Korngröße =  $1/16-1/256$  mm) entsprechen und schließlich Ton wäre identisch mit „clay“ (Korngröße  $< 1/256$  mm).

## 4.2. Bemerkungen zu den sedimentologischen Untersuchungen

Bis auf zwei Stellen waren alle Neogen-Aufschlüsse bzw. -Probeentnahmestellen durchwegs fossilifer. Um Vergleichsmöglichkeiten zwischen den einzelnen Vorkommen zu haben, mußte auf andere Parameter zurückgegriffen werden. Hier boten sich sedimentologische Untersuchungen, vor allem die Schwermineralanalyse und die morphometrische Meßmethode an.

Die morphometrischen Meßmethoden beziehen sich auf die Typisierung von Geröllen, wobei in vorliegender Arbeit in erster Linie an die Typisierung der Gestalt der Komponenten von grobklastischen Ablagerungen (Blockschutt) gedacht war. Es sei indessen betont, daß diese Arbeiten keine Vollständigkeit anstrebten, sondern lediglich Vergleichsdaten liefern sollten. Durchgeführt wurde die Bestimmung der Geröllgestalt nach BLENK (in E. KÖSTER 1964).

In der Hoffnung, daß sich die fossilführenden und die fossilereen Schichten durch eine charakteristische Zusammensetzung ihres Schwermineralspektrums typisieren lassen würden, wurde bei den sedimentologischen Untersuchungen das Schwergewicht auf die Schwermineralanalyse gelegt. Wie wir noch sehen werden, führte sie zu einem zufriedenstellenden Erfolg, denn die ausgeschiedenen fossilereen Formationen lassen sich durch die Häufigkeitsverteilung ihres Schwermineralgehaltes sowohl von anderen fossilereen Formationen als auch von fossilführenden stratigraphischen Einheiten unterscheiden.

Für die Schwermineralanalyse gelangten insgesamt 92 Oberflächenproben und 13 Kernproben (Bohrung 1/3-51 und Bohrung 1/W2, s. geol. Karte) zur Untersuchung. Letztere stellte uns in dankenswerter Weise Frau Dr. Gerda Woletz zur Verfügung. Die Probeentnahme erfolgte überwiegend aus Psammiten. Bei Psephiten (Blockschutt) wurden die Matrixsande beprobt. Bei den Oberflächenproben handelt es sich zumeist um Tagesaufschlüssen entnommenen Schlitzproben (von ca. 1 m Beprobungslänge), seltener um Punktproben.

Die einzelnen Oberflächenproben (0,5-1 kg) wurden auf nassem Weg geschlämmt und die Schwerminerale aus der Kornfraktion 0,05-0,15 mm bzw. 0,063-0,5 mm mit Hilfe von Azethylen-tetrabromid ( $D = 2,96$ ) im Scheidetrichter abgetrennt. Mit den auf diese Weise isolierten Schwermineralien wurde ein Streupräparat angefertigt. Die Einbettung der Schwermineralien erfolgte in Kanadabalsam.

Ausgezählt wurden sowohl opake als auch durchsichtige Körner. Opake Körner wurden nur quantitativ erfaßt. Bei den durchsichtigen Schwermineralien wurden im Durchschnitt 200 Körner bestimmt und gezählt. Jede lithostratigraphische bzw. chronostratigraphische Einheit erhielt eine Urliste der ausgezählten Schwermineralkörner in Form einer Tabelle. Bei der Angabe einer Probennummer bezieht sich die erste Zahl jeweils auf das Teilgebiet, aus welchem die betreffende Probe stammt (1 = Tauchener Bucht, 2 = Bubendorfer Bucht und 3 = Draßmarkter Teilbecken).

Eine zweite Tabelle zeigt für jedes Teilgebiet gesondert die durchschnittliche Zusammensetzung (arithm. Mittel) des Schwermineralspektrums einer Formation sowie das arithmetische Mittel der betreffenden Formation für das gesamte Untersuchungsgebiet.

Von Liefergestein bis zum abgelagerten Sediment kann die Schwermineralzusammensetzung durch physikalische und chemische Vorgänge verändert werden. Hinsichtlich des Ausmaßes, das diese Vorgänge auf die Veränderung einer primären Schwermineralassoziation haben, stehen sich zwei Auffassungen gegenüber.

Die eine Gruppe von Sedimentologen (W.-D. GRIMM, R. WEYL, H. WIESENER, H. WIESENER & E. MAURER, H. K. ZÖBELEIN) ist der Ansicht, daß die erwähnten Vorgänge den wesentlichen Anteil in der Prägung einer Schwermineralassoziation haben, denn durch deren Einwirkung findet eine Mineralauslese entsprechend der physikalischen und chemischen Resistenz der Schwermineralien statt. Dabei lassen sich für die Schwermineralien Stabilitätsreihen sowohl für die physikalische Beanspruchung (Transport, Sortierung) als auch für die chemische Zersetzung (Verwitterung, Diagenese) aufstellen. Unter dem Einfluß dieser Vorgänge erfolgt eine Verschiebung in der Zusammensetzung der Schwermineralassoziation zugunsten jener Schwermineralien, die eine hohe physikalische bzw. chemische Resistenz besitzen. Dieser mehr oder weniger fortgeschrittenen Verschiebung zufolge entstehen die verschiedenen charakteristischen Schwermineralvergesellschaftungen.

Nach der Meinung der zweiten Gruppe von Sedimentologen (C. H. EDELMANN zit. nach R. WEYL 1952, H. FÜCHTBAUER 1964, T. J. H. VAN ANDEL 1952 und 1959) spielen die oben erwähnten physikalischen und chemischen Vorgänge keine oder nur eine bescheidene Rolle beim Zustandekommen einer charakteristischen Schwermineralassoziation. Allein der vom Erosionsniveau abhängige petrographische Charakter eines Liefergebietes bestimmt die Zusammensetzung einer Schwermineralvergesellschaftung.

Im untersuchten Gebiet werden die neogenen Ablagerungen (Tauchener Bucht, Bubendorfer Bucht und Draßmarkter Teilbecken) vom kristallinen Grundgebirge derart eng eingegrenzt, daß man annehmen muß, der petrographische Charakter ihres Liefergebietes habe sich während ihrer Sedimentation nur unwesentlich geändert. Die verschiedenen Formationen müßten infolgedessen Schwermineralassoziationen aufweisen, die untereinander gleich bzw. ähnlich sind. Dies ist jedoch in keiner Weise der Fall. Jede Formation ist durch ihre eigene Schwermineralassoziation charakterisiert. Die Existenz dieser unterschiedlichen Schwermineralvergesellschaftungen läßt sich nur mit der Annahme einer Mineralauslese unter der Einwirkung von physikalischen und chemischen Vorgängen erklären.

Bei der Prägung der neogenen Schwermineralassoziation hatte die Verwitterung den größten Anteil. Die von verschiedenen Autoren (GRIMM, WEYL, WIESENER, ZÖBELEIN) für den Verwitterungsvorgang aufgestellte Stabilitätsreihe unterscheidet im wesentlichen drei Gruppen von Schwermineralien. Die erste Gruppe umfaßt Schwermineralien mit einer äußerst geringen bis geringen chemischen Resistenz. Es sind dies die verwitterungs-

unstabilen Mineralien: Olivin – Augit – Apatit – Hornblende – Granat. In der zweiten Gruppe befinden sich Schwerminerale mit einer intermediären Verwitterungsstabilität: Epidot – Sillimanit – Staurolith – Disthen – Andalusit. Die dritte Gruppe enthält Schwerminerale mit einer hohen bis extrem hohen chemischen Resistenz, nämlich die verwitterungsstabilen Mineralien: Turmalin – Zirkon – Rutil.

Für den untersuchten Raum konnten folgende Schwerminerale, gereiht nach ihrer Verwitterungsstabilität, nachgewiesen werden: Apatit (AP), Hornblende (HB), Granat (GR), Epidot + Klinozoisit (EP), Chloritoid (CD), Disthen (DI), Turmalin (TU), Zirkon (ZI) und Rutil (RU).

In dieser Reihenfolge werden die durchsichtigen Schwerminerale in den Tabellen und in den graphischen Darstellungen angeführt. Das Schwermineralspektrum jeder untersuchten Probe besteht aus einem Häufigkeitsdiagramm, das die Zusammensetzung des durchsichtigen Anteils zeigt und aus einem Balken, der das Verhältnis Opak:Durchsichtig



Abb. 2 Blockschutt der Sinnersdorf-Formation. Typuslokalität (Erläuterung im Text).

wiedergibt. Um die Übersichtlichkeit auf den Schwerminerkarten zu wahren, mußten manchmal zwei bis mehrere Proben gemittelt und als Häufigkeitskollektiv dargestellt werden. In solchen Fällen wurden die zu einem Kollektiv gehörenden Proben mit einer gestrichelten Linie mit dem betreffenden Häufigkeitsdiagramm verbunden.

### 4.3. Sinnersdorf-Formation

#### 4.3.1. Definition

In der Friedberg-Pinkafelder Neogenbucht liegen unmittelbar über dem kristallinen Grundgebirge grobklastische Sedimente von beachtlicher Mächtigkeit, denen K. HOFFMANN (1877) den Namen „Sinnersdorfer Conglomerate“ gab. Er bezeichnet damit im Raum Sinnersdorf und Tauchen blockschuttartige Ablagerungen (mit Gesteinsblöcken bis zu 3 m Durchmesser), die der kristallinen Unterlage des „Bernsteiner Serpentinegebirges“ auflagern. Später wies V. HILBER (1894) darauf hin, daß verfestigte Konglomerate nur einen geringen Anteil an der Zusammensetzung dieser grobklastischen Sedimente haben. Dessen ungeachtet werden diese überwiegend unverfestigten Sedimente auch in der neuen Literatur (H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968, K. KOLLMANN 1965, A. PAHR 1958, R. WEINHANDL 1965, A. WINKLER-HERMADEN 1951) als „Sinnersdorfer Konglomerate“ geführt. Darüber hinaus wird in diesem Gebiet unter der Bezeichnung „Sinnersdorfer Konglomerat“ jeder Blockschutt beschrieben, der über dem Grundgebirge liegt, auch wenn die einzelnen Schuttströme verschieden alt sind. Aus diesem Grund wurde der z. T. verwirrende Terminus „Sinnersdorfer Konglomerat“ aufgegeben und in vorliegender Arbeit durch die Bezeichnung „Sinnersdorf-Formation“ ersetzt.

Für die neu aufgestellte Sinnersdorf-Formation wurde als Typuslokalität ein Aufschluß (Abb. 2) gewählt, der nördlich von Sinnersdorf, auf dem Weg vom Bahnhof Schäffernsteg nach Sparberegg (Seehöhe 545 m) liegt. Zur Typisierung der Sinnersdorf-Formation werden indessen auch Referenzprofile (Hypostratotypen) aus der Tauchener Neogenbucht, der Bubendorfer Neogenbucht und dem Draßmarkter Teilbecken herangezogen.

#### 4.3.2. Verbreitung

Die Ablagerungen der Sinnersdorf-Formation treten vornehmlich entlang des kristallinen Grundgebirgsrandes in Form eines ca. 2–3 km breiten Schuttensaumes auf (s. geol. Karte, Tafel 4). Sie beginnen in der Friedberg-Pinkafelder Bucht, außerhalb des kartierten Gebietes, und ziehen mit Unterbrechungen entlang des Nordostsporns der Zentralalpen bis nach Siegggraben fort. Besonders gut aufgeschlossen sind sie an den beiden Flanken des Tauchentales. Bei Grodnau und Holzschlag (Tafel 4) trennt die Sinnersdorf-Formation das Serpentin-Gebirge von Bernstein (südlicher Ausläufer der Buckligen Welt) vom Günser Gebirge (Rechnitzer Schieferinsel) und bildet eine Pforte, welche die Friedberg-Pinkafelder Neogenbucht (Tauchener Bucht) mit dem Oberpullendorfer Becken (über die Bubendorfer Bucht und das Draßmarkter Teilbecken) verbindet. Sedimente anderer (jüngerer) Formationen scheinen der Neogenpforte von Grodnau-Holzschlag zu fehlen.

In der Bubendorfer Bucht und im Draßmarkter Teilbecken gewähren mehrere Aufschlüsse, die zu beiden Seiten des Zöbern Baches und entlang der rechten Talflanke der Rabnitz liegen, guten Einblick in die lithologische Zusammensetzung der Sinnersdorf-Formation.

### 4.3.3. Lithologischer Charakter

Zur lithologischen Charakterisierung der Sinnersdorf-Formation wird neben der Typuslokalität ein zusammengesetztes Typusprofil (Lectostratotyp) gegeben, dessen Bestandteile aus Referenzprofilen (Hypostratotypen) und Referenzlokalitäten aus den drei Teilgebieten zusammengesetzt wurde (s. Abb. 3).

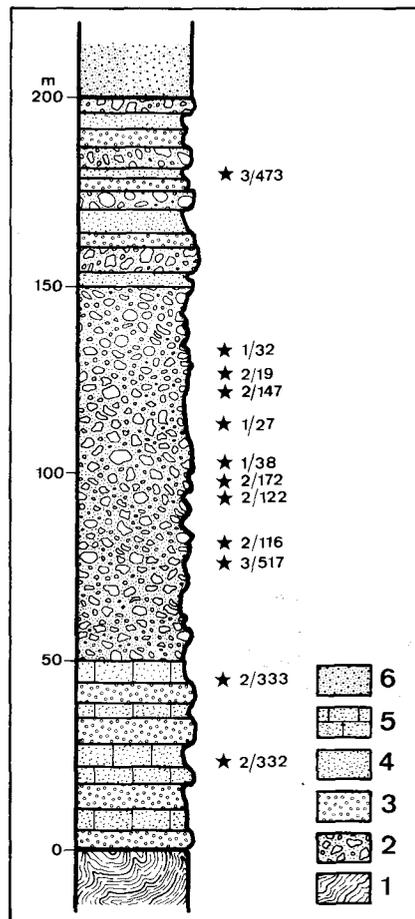


Abb. 3 Zusammengesetztes Typusprofil der Sinnersdorf-Formation. 1 = Grundgebirge; 2 = Blockschutt; 3 = Schotter; 4 = Sand; 5 = Sandstein; 6 = Tauchen-Formation. Stern = Aufschluß mit Referenzprofil bzw. Referenzlokalität.

Im Aufschluß der Typuslokalität Sinnersdorf ist ein unsortierter typischer Blockschutt zu sehen (Abb. 2). Seine mäßig bis schlecht gerundeten und dicht gepackten Komponenten erreichen Durchmesser bis nahezu 1 m und stecken in einer ockerfarbigen, sandig-tonigen Matrix, die über 50% des Gesamtschuttes einnimmt (Tabelle 1). Die Komponenten be-

Tabelle 1  
Lithologische Zusammensetzung des Blockschuttes der Sinnersdorf-Formation

| Aufschluß<br>Nr. | % Matrix | % Komponenten | Komponenten |           |          |         |
|------------------|----------|---------------|-------------|-----------|----------|---------|
|                  |          |               | % Quarz     | % Quarzit | % Granit | % Gneis |
| Typuslokalität   | 51       | 49            | 2           | 65        | 15       | 18      |
| 1/27             | 38       | 62            | 1           | 64        | 4        | 31      |
| 1/32             | 34       | 66            | -           | 29        | -        | 71      |
| 1/38             | 39       | 61            | 10          | 47        | -        | 43      |
| 2/19             | 28       | 72            | 6           | 36        | 8        | 50      |
| 2/122            | 26       | 74            | 12          | 18        | 2        | 68      |
| 2/147            | 57       | 43            | 27          | 47        | 10       | 16      |
| Arithmet. Mittel | 40       | 60            | 9           | 45        | 5        | 41      |

stehen in der Hauptsache aus Quarzit (65%), Gneis (18%) und Granit (15%). Quarz (2%) spielt eine untergeordnete Rolle. In der lithologischen Zusammensetzung dieses grobklastischen Sediments spiegelt sich der petrographische Charakter des umgebenden kristallinen Grundgebirges wider.

Die Bestimmung der Geröllgestalt (Morphogramm in Abb. 4) ergab eine gewisse Streuung der Werte, jedoch liegen die meisten Werte innerhalb des kugeligen (30,3%, Tabelle 2) und diskusförmigen (35,8%) Bereiches. Die gemittelte Geröllform (gefüllter Kreis im Morphogramm der Abb. 4) liegt im Grenzbereich zwischen Kugel und Diskus. Eine kugelige Gestalt besitzen Gneiskomponenten, während Quarzitkomponenten sich der Gestalt eines Diskus nähern.

Nach A. WINKLER-HERMADEN (1933 b) soll eine Brekzie (Zöbener Brekzie) die Basis der Sinnersdorfer Serie bilden. Sie liegt unmittelbar über dem Grundgebirge und besteht aus eckigen Elementen, die in einem rötlichen Bindemittel eingebettet sind. Im untersuchten Gebiet ließ sich das Vorhandensein dieser Brekzie nicht nachweisen.

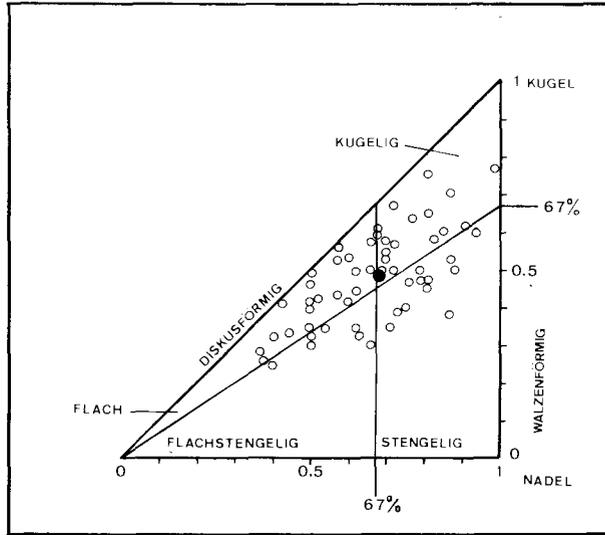


Abb. 4 Formmorphogramm des Blockschutts der Sinnersdorf-Formation. Typuslokalität bei Sinnersdorf. 56 gemessene Werte. Erläuterung im Text.

Der untere Abschnitt (ca. 50 m) der Sinnersdorf-Formation besteht im untersuchten Gebiet aus einer Wechsellagerung von gut geschichteten, stark zerklüfteten, festen, gelblich-braun bis grau gefärbten Sandsteinen und schlecht sortierten Schottern (Abb. 3), die direkt über dem Grundgebirge liegen (Aufschl. 2/332 und Aufschl. 2/333). Die gut gerundeten, überwiegend aus Quarzit, Gneis und Quarz bestehenden Komponenten der Schotter erreichen die Größe eines Hühnereies. In den Sandsteinen findet man häufig inkohlte Pflanzenreste.

In vertikaler Richtung nimmt die Größe der Schotterkomponenten allmählich zu, derart, daß sich ein Übergang zum darüberliegenden Blockschutt herstellt. Zuweilen fehlt dieser Übergang (z. B. Aufschl. 2/333). Der schlecht sortierte Blockschutt setzt den Großteil der Sinnersdorf-Formation zusammen (Abb. 3). Eine deutliche Schichtung fehlt ihm. Seine mäßig bis gut gerundeten Komponenten (Abb. 5) erreichen einen Durchmesser bis zu 2 m. Die petrographische Zusammensetzung der Komponenten ist der Tabelle 1 zu entnehmen. Diesbezüglich wurden sechs Aufschlüsse untersucht. Im Mittel bestehen die Komponenten etwa zu gleichen Teilen aus Quarzit (40%) und Gneis (47%). Der Anteil von Quarz (9%) und Granit (4%) ist gering.

Ein etwa faustgroßes Stück Glanzkohle wurde als Geröll im Blockschutt des Aufschlusses 1/27 (ca. 1,5 km NNE von Mariasdorf) gefunden. Diese Glanzkohle entspricht weder ihrem lithologischen noch ihrem petrographischen Charakter nach der Tauchener Kohle. Derartige Glanzkohlengerölle wurden auch im liegenden Blockschutt des Tauchener Kohlenflözes gefunden (A. F. TAUBER & A. RUTTNER 1952 sowie nach mündlicher Mitteilung des Herrn Bergrats Dipl.-Ing. Boris Praprotnik). Die palynologische Untersuchung (in dankenswerter Weise von Frau Dr. Ilse Draxler, Geol. B.-A., durchgeführt) des



Abb. 5 Gut gerundete Komponenten des Blockschutts des mittleren Abschnitts der Sinnersdorf-Formation (Aufschl. 2/116, ca. 1,8 km ENE von Gerisdorf).

betreffenden Glanzkohlegerölls fiel negativ aus, so daß keine Alterseinstufung vorgenommen werden konnte. Das Kohlegeröll stellt das aufgearbeitete Material eines Glanzkohlenflözes dar, das auf jeden Fall älter als das Tauchener Flöz ist und das der Abtragung zum Opfer fiel. Hierbei könnte es sich um ein Äquivalent des Brenberger basalen Glanzkohlenflözes handeln, das als Grundflöz dem kristallinen Grundgebirge unmittelbar auflagert und von den Sanden und Tegeln der Brenberger Süßwarenschichten überlagert wird. Ähnliche Glanzkohlegerölle wurden auch im „Sinnersdorfer Konglomerat“ gefunden. Dieser Umstand veranlaßte seinerzeit P. HARTNIGG (1894 a) für den Raum Sinnersdorf-Schreibersdorf-Mariasdorf die gleichen geologischen Verhältnisse wie in Brennberg anzunehmen.

Die dichtgepackten Komponenten des Blockschutts stecken in einer tonig-sandigen, durch Eisen vielfach bräunlich-gelb oder rötlich gefärbten Matrix, die im Durchschnitt 37% des Gesamtschutts einnimmt. Infolge eines kalkigen Zements ist die Matrix zuweilen verfestigt, wodurch der Blockschutt in ein Konglomerat überführt wird (z. B. Aufschl. 1/27 und 2/122).

Tabelle 2  
Gestalt der Komponenten des Blockschuttes der Sinnersdorf-Formation

|                   | flach<br>% | flachstengelig<br>% | stengelig<br>% | kugelig<br>% |
|-------------------|------------|---------------------|----------------|--------------|
| Typuslokalität    | 35,8       | 12,5                | 21,4           | 30,3         |
| Tauchener Bucht   | 41,6       | 4,5                 | 24,4           | 29,5         |
| Bubendorfer Bucht | 42,6       | 19,2                | 29,4           | 8,8          |
| Arithmet. Mittel  | 40,0       | 12,0                | 25,1           | 22,9         |

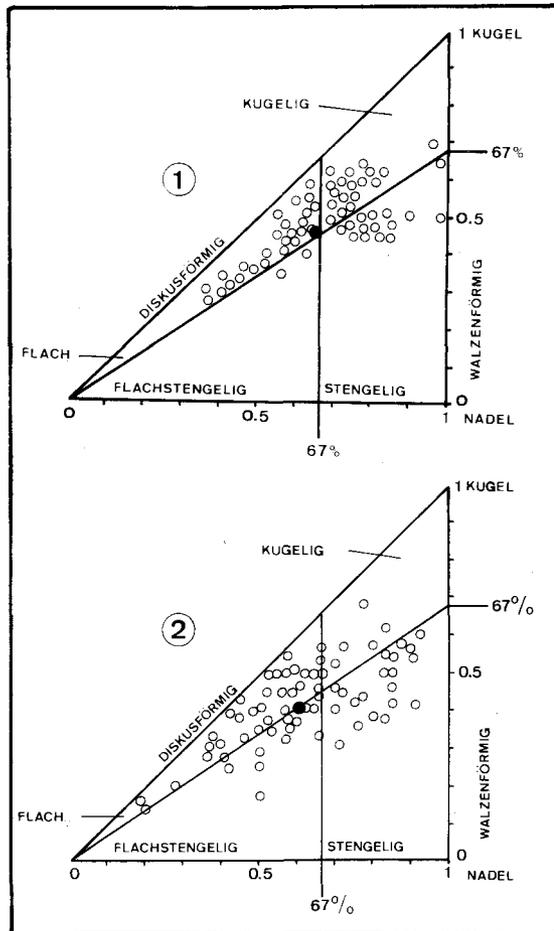


Abb. 6 Sinnersdorf-Formation. Sammelmorphogramm des Blockschuttes der Tauchener Bucht (1) und der Bubendorfer Bucht (2). Erläuterung im Text.

Die Bestimmung der Geröllgestalt der Komponenten des Blockschutts wurde in drei Aufschlüssen (1/27, 1/32 und 1/38 der Tauchener Bucht und in vier Aufschlüssen (2/19, 2/122, 2/147 und 2/172) der Bubendorfer Bucht vorgenommen. In den Aufschlüssen der Tauchener Bucht (Tabelle 2 und Morphogramm 1 in Abb. 6) herrscht die flache (41,6%) bzw. diskusförmige Gestalt vor. Daneben tritt bei den Komponenten des Tauchener Blockschutts noch die stengelige (24,4%) und die kugelige (29,5%) Gestalt auf. Die flachstengelige Gestalt (4,5%) ist nur durch eine geringe Anzahl vertreten. Die gemittelte Geröllform (gefüllter Kreis im Morphogramm 1) liegt wie beim Morphogramm der Typuslokalität (Abb. 4) im Grenzbereich der diskusförmigen und kugeligen Gestalt. In den vier Aufschlüssen der Bubendorfer Bucht (Tabelle 2 und Morphogramm 2 in Abb. 6) überwiegt im Durchschnitt desgleichen die flache (42,6%) bzw. diskusförmige Gestalt. Daneben erscheint noch die stengelige (29,4%) und die flachstengelige (19,2%) Gestalt. Die kugelige Gestalt (8,8%) hat einen geringen Anteil. Die gemittelte Geröllgestalt (gefüllter Kreis im Morphogramm 2 der Abb. 6) liegt im Grenzbereich zwischen diskusförmig und flachstengelig.

Rundung und Form eines Gerölls hängen im wesentlichen von der Härte, der Textur und der Struktur (Resistenz) des betreffenden Gesteinsmaterials sowie von der Stärke der Krafteinwirkungen während des Transportes und ihrer Dauer ab. Diese Faktoren haben in



Abb. 7 Kaum gerundete (kantengerundete) Komponenten des Blockschutts der Sinnersdorf-Formation. Aufschl. 3/517 (ca. 1 km S von Oberrabnitz).

den verschiedenen Teilen des kartierten Gebietes die Gestaltformung unterschiedlich beeinflusst. Auf diese Art läßt sich die unterschiedliche Zusammensetzung hinsichtlich der Gestalt der Komponenten in den verschiedenen Aufschlüssen erklären. Dennoch kann man die Komponenten des Blockschutts gestaltlich generell dadurch typisieren, daß man das arithmetische Mittel für sämtliche gefundenen Formwerte berechnet (Tabelle 2). Bei den Komponenten des Blockschutts der Sinnersdorf-Formation überwiegt die flache bzw. diskusförmige Gestalt (40%). Die stengelige (25%) und kugelige (22,9%) Gestalt ist mittelmäßig vertreten. Die flachstengelige Gestalt hat bei den Schutt Komponenten den geringsten Anteil (12%).



Abb. 8 Wechsellagerung von Blockschutt (c, e) und Sand (d) im oberen Abschnitt der Sinnersdorf-Formation. Aufschluß 3/473 (Ortschaft Karl). Stratigraphische Position des Bildes s. Abb. 10 (Erläuterung im Text).



Abb. 9 „Graded bedding“ im oberen Abschnitt der Sinnersdorf-Formation. Aufschluß 3/473 (Ortschaft Karl).  
Stratigraphische Position des Bildes s. Abb. 10 (Erläuterung im Text).

Neben Aufschlüssen, in denen die Blockschuttkomponenten eine gute Rundung aufweisen, findet man gelegentlich auch solche (z. B. 2/116 und 3/517), in denen die Komponenten schlecht oder kaum gerundet sind (Abb. 7), was wohl in erster Linie auf einen kürzeren Transportweg zurückzuführen ist.

Auf Grund der durchgeführten Untersuchungen muß angenommen werden, daß die Blockschuttmassen in Form von Wildbach- und Murenschutt abgelagert wurden. Das Liefergebiet befand sich infolgedessen im unmittelbaren Nachbargebiet, wobei als Liefergesteine die Gesteinskomplexe (Grobgneisserie und Wechselserie) der Buckligen Welt (Bernsteiner Gebirge) in Frage kommen.

Im oberen Abschnitt (ca. 50 m) der Sinnersdorf-Formation stellt sich zunächst eine Wechsellagerung von dm-starken Lagen von Blockschutt, Schotter und Sand ein (Abb. 3).

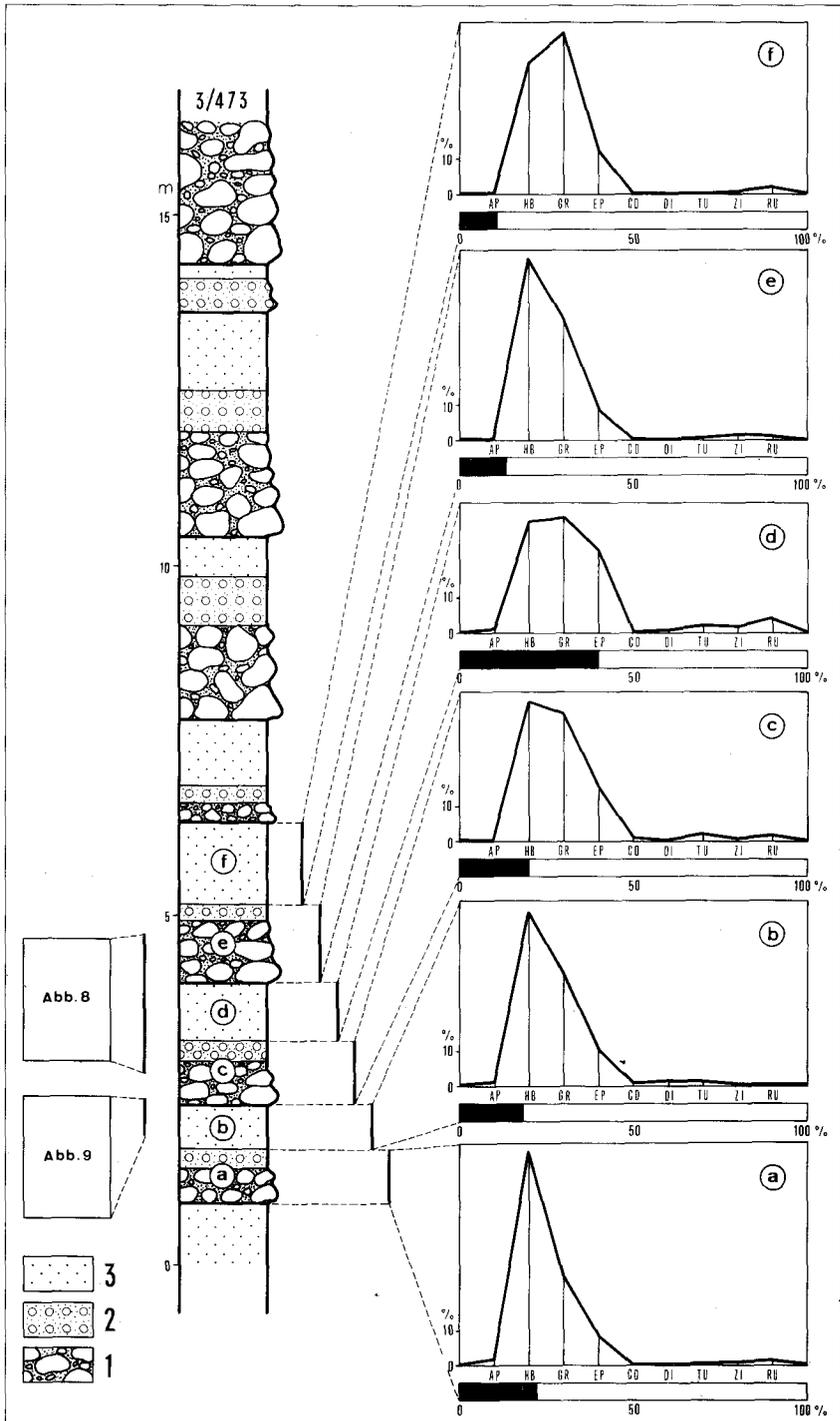


Abb. 10 Aufschluß (Referenzprofil) 3/473 (bei der Ortschaft Karl, s. geol. Karte). „Graded bedding“ in der Sindersdorf-Formation. 1 = Blockschutt; 2 = Schotter; 3 = Sand.

Dieser Abschnitt wird in geradezu klassischer Weise von Aufschluß 3/473 veranschaulicht (Abb. 10). Der Aufschluß befindet sich am Westausgang der Ortschaft Karl (s. geol. Karte, Tafel 4), und zwar auf der linken Seite der Straße, die nach Kirchschlag führt. In ihm ist ein Teil des oberen Abschnitts der Sinnersdorf-Formation in Form einer achtmaligen Wiederholung einer Folge zu sehen, die aus Blockschutt-, Schotter-, Sand- und Feinsandlagen (Abb. 8) aufgebaut ist. Diese klastischen Sedimente sind innerhalb einer jeden Folge regelmäßig zu „graded bedding“ angeordnet (Abb. 9). Eine jede Folge beginnt mit einer 0,5 bis 2 m starken Lage aus schlecht sortiertem Blockschutt, dessen dicht gepackte, mäßig bis gut gerundete Komponenten in einer grauen oder gelbbraunen, tonig-sandigen Matrix stecken. Die Blöcke bestehen aus den kristallinen Gesteinen des nachbarlichen Grundgebirges und erreichen einen Durchmesser von 0,5 m. Der Blockschutt dieser unteren Lage geht, über Grobschotter, in eine 0,2 bis 0,5 m starke Schotterlage über (Abb. 10). Die lithologische Beschaffenheit der Matrix ändert sich dabei nicht. Auf die Schotterlage folgt nach oben eine bis zu 1,5 m starke, gut geschichtete und kompakte Sandlage, in der das charakteristische „graded bedding“ zu erkennen ist (Abb. 9). Eine Fein- bis Feinstsandlage schließt jede Folge ab. Darüber folgt die Blockschuttlage der nächsten Folge. Im Aufschluß 3/473 sind, wie bereits erwähnt, etwa acht derartige Folgen abgebildet. Die Schichten der Sandlage fallen mit 35° bis 50° nach ENE (075°) ein.

#### 4.3.4. Schwermineral-Untersuchungen

Innerhalb des untersuchten Gebietes wurden der Sinnersdorf-Formation insgesamt 23 Proben für die Schwermineralanalyse entnommen. Tabelle 3 bringt die Detailliste mit den Auszählraten, und die Tafeln 1, 2 und 3 zeigen die geographische Verteilung der Probenentnahmestellen mit den dazugehörigen Häufigkeitsdiagrammen.

Das arithmetische Mittel aller analysierten 23 Proben, inklusive jener der Typuslokalität (Tabelle 4), ergibt für die Sinnersdorf-Formation eine Schwermineralzusammensetzung (Abb. 11, Diagramm 5), die typisch für die alpinogene HB-GR-EP-Schwermineralassoziationen, d. h. die typisch für „frische“ Sedimente alpiner Herkunft ist (GRIMM, WEYL, WIESENER & MAURER, ZÖBELEIN). In dem betreffenden Häufigkeitsdiagramm (5) haben Hornblende, Granat und Epidot eine überragende Vormacht. Der Anteil der übrigen Schwermineralien liegt unter 5%. Im Diagramm 5 (Abb. 11) spiegelt sich der petrographische Charakter des Liefergebietes wider. Die penninische Grünschiefer-Serie lieferte Epidot, die unterostalpine Hülschiefer-Serie Granat und die Amphibolite des Unter- und Mittelostalpins Hornblende. Turmalin, Zirkon und Rutil stammen vermutlich von der unterostalpinen Grobneisserie.

Vergleicht man indessen alle fünf Diagramme miteinander, so läßt sich feststellen, daß lediglich Granat eine konstante Häufigkeitsspitze aufweist. Der Anteil von Epidot ist geringen, jener von Hornblende ist großen Schwankungen unterworfen. Wie diese Schwankungen zu erklären sind, soll weiter unten erläutert werden.

Wenden wir uns zunächst den Ergebnissen der Schwermineralanalyse im Draßmarkter Teilbecken zu. Zur Schwermineraltypisierung der Sinnersdorf-Formation wurden dort vier Aufschlüsse (s. Tafel 3) beprobt, von denen zwei (3/473 und 3/517 a) als Referenzprofilen dienten (vergl. Abb. 3). Diagramm 3 der Abb. 11 (s. auch Tabelle 4) gibt die durchschnitt-

Tabelle 3  
Schwermineralliste der Sinnersdorf-Formation

| PROBE-<br>NUMMER          | Anzahl der gezählten Körner |      |         |    |     |     |    |    |    |    |    |    |
|---------------------------|-----------------------------|------|---------|----|-----|-----|----|----|----|----|----|----|
|                           | TOTAL                       | OPAK | DURCHS. | AP | HB  | GR  | EP | CD | DI | TU | ZI | RU |
| <u>Typuslokalität</u>     |                             |      |         |    |     |     |    |    |    |    |    |    |
| -                         | 174                         | 59   | 115     | 7  | 2   | 47  | 44 | 3  | -  | 4  | 5  | 3  |
| <u>Tauchener Bucht</u>    |                             |      |         |    |     |     |    |    |    |    |    |    |
| 1/26                      | 279                         | 123  | 156     | -  | -   | 96  | 55 | -  | -  | -  | 5  | -  |
| 1/32                      | 184                         | 77   | 107     | -  | -   | 65  | 38 | -  | -  | -  | 4  | -  |
| 1/33                      | 196                         | 127  | 69      | 12 | -   | 47  | 5  | -  | -  | -  | 3  | 2  |
| 1/34                      | 209                         | 138  | 71      | -  | -   | 38  | 23 | -  | -  | 7  | -  | 3  |
| 1/37                      | 233                         | 42   | 191     | 25 | -   | 92  | 50 | -  | -  | -  | 24 | -  |
| 1/38                      | 277                         | 171  | 106     | -  | -   | 37  | 52 | -  | 6  | -  | -  | 11 |
| <u>Bubendorfer Bucht</u>  |                             |      |         |    |     |     |    |    |    |    |    |    |
| 2/1                       | 292                         | 28   | 264     | 55 | -   | 162 | 26 | -  | -  | 17 | 4  | -  |
| 2/14                      | 230                         | 91   | 139     | 6  | 1   | 87  | 13 | -  | -  | 9  | 20 | 3  |
| 2/122                     | 468                         | 298  | 170     | 18 | 5   | 58  | 32 | 10 | 6  | 22 | 18 | 1  |
| 2/137                     | 421                         | 249  | 172     | 29 | -   | 92  | 9  | 7  | 4  | 26 | 5  | -  |
| 2/147                     | 308                         | 149  | 159     | 7  | -   | 110 | 23 | -  | 5  | 7  | 4  | 3  |
| 2/287                     | 423                         | 211  | 212     | 11 | -   | 112 | 28 | 3  | 11 | 39 | 8  | -  |
| 2/288                     | 562                         | 381  | 181     | -  | -   | 86  | 26 | 6  | 27 | 31 | 5  | -  |
| 2/362                     | 555                         | 401  | 154     | 9  | -   | 102 | 8  | 5  | 2  | 26 | 2  | -  |
| <u>Draßmarkter Becken</u> |                             |      |         |    |     |     |    |    |    |    |    |    |
| 3/473 a                   | 351                         | 78   | 273     | 6  | 167 | 70  | 23 | -  | -  | 1  | 2  | 4  |
| 3/473 b                   | 238                         | 43   | 195     | 3  | 98  | 64  | 21 | 2  | 4  | 3  | -  | -  |
| 3/473 c                   | 261                         | 53   | 208     | -  | 84  | 77  | 35 | 2  | -  | 5  | 1  | 4  |
| 3/473 d                   | 405                         | 169  | 236     | 3  | 75  | 79  | 57 | -  | 2  | 5  | 4  | 11 |
| 3/473 e                   | 309                         | 41   | 268     | -  | 139 | 95  | 25 | -  | -  | 2  | 4  | 3  |
| 3/473 f                   | 325                         | 35   | 290     | -  | 111 | 135 | 36 | -  | -  | -  | 2  | 6  |
| 3/491                     | 325                         | 98   | 227     | 4  | 40  | 129 | 42 | -  | 3  | 3  | 2  | 4  |
| 3/495                     | 548                         | 305  | 243     | 2  | 4   | 103 | 35 | 51 | 3  | 20 | 15 | 10 |
| 3/517 a                   | 640                         | 398  | 242     | 6  | 6   | 153 | 43 | 2  | 6  | 15 | 8  | 3  |

liche Schwermineralzusammensetzung der Sinnersdorf-Formation im Draßmarkter Teilbecken wieder. Dieses Diagramm ist das Abbild einer „idealen“ Zusammensetzung einer alpinogenen HB-GR-EP-Schwermineralassoziaton.

Von Bedeutung sind die Ergebnisse der Schwermineralanalyse des Referenzprofils 3/473 (Abb. 10). Hier wurde eine kontinuierliche Reihe von 6 Proben genommen, und zwar gesondert aus der groben Fraktion (Matrixsande des Blockschutts und des Schotter) und der feinen Fraktion (Sande). In allen sechs Diagrammen ist die dominierende HB-GR-EP-Vormacht eindeutig. Die angeführte Probenreihe erbringt den Nachweis, daß die Kornfraktion einer geschlossenen klastischen Sedimentfolge in der Regel keinen nennens-

Tabelle 4  
Schwermineralspektrum (Durchschnittswerte) der Sinnersdorf-Formation

|                    | TOTAL<br>% | OPAK<br>% | DURCHS.<br>% | AP<br>% | HB<br>% | GR<br>% | EP<br>% | CD<br>% | DI<br>% | TU<br>% | ZI<br>% | RU<br>% |
|--------------------|------------|-----------|--------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| Typuslokalität     | 100        | 33,9      | 66,1         | 6,1     | 1,7     | 40,9    | 38,3    | 2,6     | -       | 3,5     | 4,3     | 2,6     |
| Tauchener Bucht    | 100        | 49,2      | 50,8         | 5,3     | -       | 53,6    | 31,8    | -       | 0,8     | 1,0     | 5,2     | 2,3     |
| Bubendorfer Bucht  | 100        | 55,4      | 44,6         | 9,3     | 0,5     | 55,7    | 11,5    | 2,1     | 3,8     | 12,0    | 4,6     | 0,5     |
| Draßmarkter Becken | 100        | 35,9      | 64,1         | 1,1     | 33,2    | 41,5    | 14,5    | 2,6     | 0,8     | 2,5     | 1,7     | 2,1     |
| Arithmet. Mittel   | 100        | 43,6      | 56,4         | 5,5     | 8,8     | 47,9    | 24,0    | 1,8     | 1,4     | 4,8     | 3,9     | 1,9     |

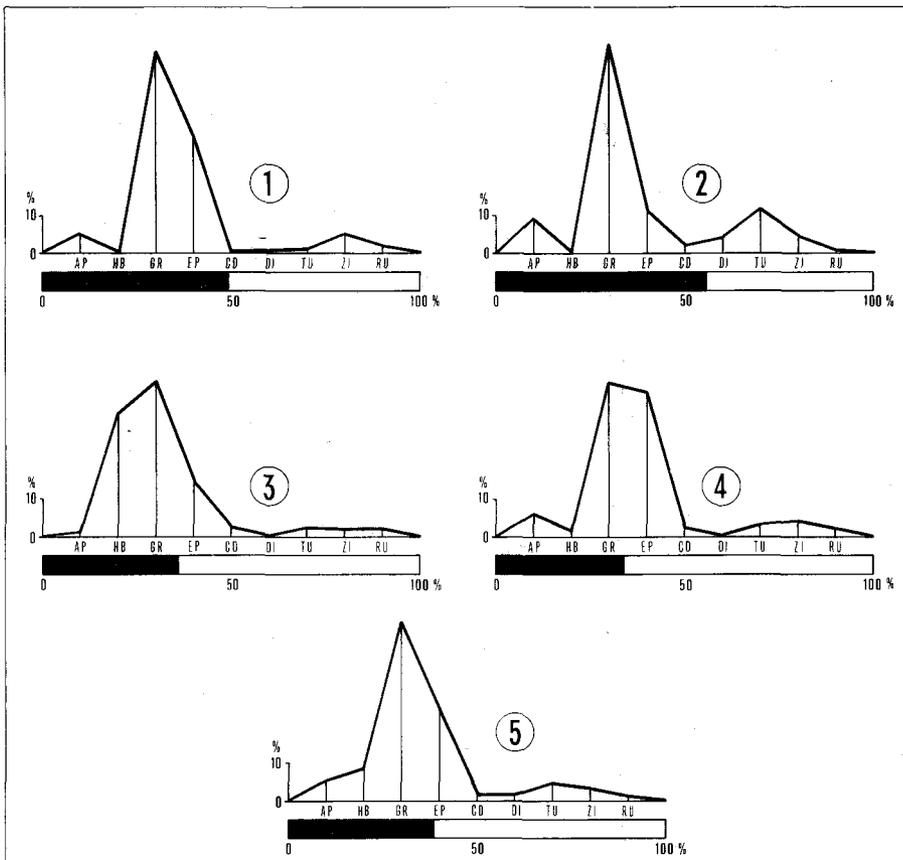


Abb. 11 Durchschnittliche (arithm. Mittel) Schwermineralzusammensetzung der Sinnersdorf-Formation. 1 = Tauchener Bucht; 2 = Bubendorfer Bucht; 3 = Draßmarkter Teilbecken; 4 = Typuslokalität; 5 = Gesamtgebiet.

werten Einfluß auf die Zusammensetzung ihres Schwermineralgehaltes hat, vorausgesetzt, daß sich der petrographische Charakter des Liefergebietes während der Abtragung nicht ändert. In manchen Proben (z. B. 473 a, Abb. 10) kann Hornblende einen Anteil von über 60% haben, in anderen wieder (z. B. 473 d) sinkt er bis auf nahezu 30%.

In der Bubendorfer Bucht wurden acht Aufschlüsse beprobt (Tabelle 3 und Tafel 2), davon waren zwei (2/122 und 2/147) Referenzprofile. Das Häufigkeitsdiagramm 2 in Abb. 11 stellt den arithmetisch ermittelten Durchschnitt der Schwermineralzusammensetzung der Sinnersdorf-Formation in der Bubendorfer Bucht dar. Das Diagramm 2 zeigt eine dominierende GR-Spitze (über 50%) und unterscheidet sich von Diagramm 3 des Draßmarkter Teilbeckens durch einen verschwindend geringen HB-Gehalt. Auf diese Erscheinung werden wir weiter unten eingehen. In einigen Diagrammen (2/1, 2/14, 2/147 und 2/362) erreicht das GR-Maximum über 60%. Auffallend in manchen Diagrammen (2/122, 2/137, 2/287, 2/288 und 2/362) ist die Anreicherung von Turmalin, der ein sekundäres Häufigkeitsmaximum bildet. Insbesondere muß jedoch auf den beachtlichen Anteil (15–20%) von Apatit in einigen Diagrammen (wie z. B. 2/1 und 2/137) hingewiesen werden.

In der Tauchener Bucht wurden sechs Aufschlüsse beprobt. Davon waren zwei (1/32 und 1/38) Referenzaufschlüsse. Auf der Tafel 1 gelangten aus Platzmangel die Ergebnisse der Proben 1/32, 1/33 und 1/34 gemittelt in Form eines Sammeldiagramms zur Darstellung. Das arithmetische Mittel aller sechs Proben ist durch Häufigkeitsdiagramm 1 (Abb. 11) illustriert. Es zeigt im wesentlichen ähnliche Züge wie Diagramm 2 der Bubendorfer Bucht. Die GR-Spitze geht über 50% hinaus, HB fehlt. Apatit erreicht Werte, die in manchen Proben (1/33 und 1/37, Tabelle 3) über 10% liegen.

Das Häufigkeitsdiagramm (4, Abb. 11) der Typuslokalität der Sinnersdorf-Formation hat eine ähnliche Zusammensetzung wie jenes der Bubendorfer bzw. Tauchener Bucht (1 und 2, Abb. 11) nur ist der Epidot-Gehalt auf Kosten des Granats erhöht.

Wie ist nun die große Variabilität (0%–60%) des HB-Gehaltes in den Schwermineraldiagrammen der Sinnersdorf-Formation zu erklären? Zunächst kann man einen unterschiedlichen petrographischen Charakter des Liefergebietes ins Auge fassen. In der Tat ist die kristalline Grundgebirgsumrahmung der Bubendorfer Bucht und des Draßmarkter Teilbeckens durch das Auftreten von Amphibolitmassen (die Lieferanten von Hornblende) im Unter- und Mittelostalpin gekennzeichnet (H. TRAUSSNIGG 1979), während in der Umrahmung der Tauchener Bucht Amphibolite kaum vorhanden sind (E. GEUTEBRÜCK 1978). Dadurch ließe sich der größere Anteil von Hornblende in manchen Häufigkeitsdiagrammen des Draßmarkter Teilbeckens erklären.

Man kann indessen auch annehmen, daß das Häufigkeitsdiagramm (3, Abb. 11) des Draßmarkter Teilbeckens die normale Schwermineralzusammensetzung für die Sinnersdorf-Formation darstellt, und daß die übrigen Diagramme (1, 2 und 4, Abb. 11) Assoziationen wiedergeben, die durch eine Mineralauslese infolge unterschiedlicher physikalischer oder chemischer Resistenz einzelner Schwerminerale entstanden sind. Dank ihrer geringen Spaltbarkeit und großen Härte besitzen Apatit und Granat eine hohe physikalische Resistenz, die ihnen eine ausgeprägte Transportbeständigkeit verleiht (C. BURRI 1929, R. WEYL 1950, H. WIESENER 1953, H. K. ZÖBELEIN 1940). Sie führt dazu, daß beispielsweise Granat in lange transportierten Sanden sich derart anreichern kann, daß durch die Transportauslese ein nahezu monominerales, fast nur aus Granat bestehendes Schwermineralspektrum entsteht. Demgegenüber hat Hornblende ihrer vorzüglichen Spalt-

barkeit wegen einer geringen physikalischen Resistenz und somit auch eine geringe Transportbeständigkeit. Infolgedessen reichert sich Granat und Apatit im Mündungsgebiet und Hornblende im Einzugsgebiet von Flüssen und Bächen an (C. BURRI 1929).

Eine unterschiedliche chemische Resistenz der Schwerminerale während Verwitterungs- oder Diagenesevorgängen führt desgleichen zu einer Auslese und zur Prägung einer charakteristischen Schwermineralvergesellschaftung. Für die Schwermineralassoziation der Sinnersdorf-Formation kommt jedoch eine Auslese durch Verwitterung deshalb nicht in Frage, weil erstens in der für diesen Vorgang aufgestellten Stabilitätsreihe Apatit eine extrem geringe Verwitterungsbeständigkeit besitzt. Infolgedessen müßte in allen Diagrammen, in denen die desgleichen verwitterungsempfindliche Hornblende fehlt (z. B. 1/33, 1/37, 2/1 und 2/137), Apatit auch fehlen. Dies ist aber nicht der Fall. Im Gegenteil, Apatit bildet in den erwähnten Diagrammen sekundäre Häufigkeitsmaxima. Des weiteren müßte der Anteil an opaken Körnern gegenüber von durchsichtigen Mineralien betont (über 50%) steigen, was, mit wenigen Ausnahmen, abermals nicht eintritt.

Zusammenfassend läßt sich die Schwermineralvergesellschaftung der Sinnersdorf-Formation wie folgt charakterisieren: Bei normaler Zusammensetzung handelt es sich um eine typische alpinogene HB-GR-EP-Assoziation mit einer ausgeprägten HB-GR-EP-Vorherrschaft (z. B. Diagramme 3 und 5, Abb. 11). Bedingt durch den petrographischen Charakter des Liefergebietes, vor allem aber infolge einer Transportauslese kann Hornblende zum Teil oder ganz ausgemerzt werden (z. B. Diagramme 1, 2 und 4, Abb. 11).

#### 4.3.5. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit

Überall im untersuchten Gebiet haben die klastischen Bildungen der Sinnersdorf-Formation als Unterlage das kristalline Grundgebirge. In der Tauchener Bucht soll nach einigen Autoren (H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968, K. KOLLMANN 1965, W. PETRASCHECK 1915, A. WINKLER-HERMADEN 1951) die Grenze zwischen der Sinnersdorf-Formation und der darüberfolgenden Tauchen-Formation durch eine Diskordanz gekennzeichnet sein. Demgegenüber konnte E. GEUTEBRÜCK (1978) im Gelände keine Anhaltspunkte für eine Diskordanz finden. Im Gegenteil, hinsichtlich der Korngröße läßt sich ein allmählicher Übergang zwischen den grobklastischen Bildungen der Sinnersdorf-Formation und den Tonen der darüberfolgenden Tauchen-Formation beobachten, so daß GEUTEBRÜCK die Sinnersdorf-Formation als den unteren, grobklastischen Abschnitt der Tauchen-Formation betrachtet und die beiden Formationen demselben Sedimentationszyklus zuordnet. Für eine kontinuierliche Sedimentation spricht auch der geringe Unterschied im Aufbau des Schwermineralspektrums der beiden Formationen (vgl. Diagramm a mit Diagramm b in Abb. 15). Lediglich der EP-Anteil ist bei der Tauchen-Formation auf Kosten des GR auf 50% gestiegen, was vermutlich mit einem Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung des Liefergebietes (größerer Anteil penninischer Gesteine) zusammenhängt.

In der Bubendorfer Bucht wird der Kontakt zwischen Sinnersdorf-Formation und der darüberliegenden Tauchen-Formation wahrscheinlich ähnlich ausgebildet sein wie in der Tauchener Bucht. Die Tauchen-Formation beißt innerhalb der Bubendorfer Neogenbucht nirgends frei aus. Ihre Existenz im Untergrund wurde indessen durch eine Schachtbohrung nachgewiesen. Ansonsten wird die Sinnersdorf-Formation dort entweder von den Sedimenten des Sarmatien oder der Rabnitz-Formation überlagert.

Ähnlich ist die Situation im Draßmarkter Teilbecken, wo die grobklastischen Bildungen der Sinnersdorf-Formation z. T. von den Sanden des Untersarmatien, z. T. aber von den grobklastischen Bildungen der Rabnitz-Formation überlagert werden.

Bei Mächtigkeitsangaben für die Sinnersdorf-Formation ist man auf Rückschlüsse aus konstruierten geologischen Profilen sowie auf vorhandene Bohrunterlagen angewiesen. Die im Tauchener Kohlenrevier durchgeführten Bohrungen wurden stets im Blockschutt der Sinnersdorf-Formation eingestellt und haben das Grundgebirge nie erreicht. Die tiefste Bohrung durchteufte 126 m Blockschutt, ohne das Grundgebirge anzutreffen. Unter Berücksichtigung all dieser Umstände kann zumindest innerhalb der Tauchener Bucht für die Sinnersdorf-Formation mit Mächtigkeiten um 200 m gerechnet werden. Diese Mächtigkeitsangabe hält auch W. PETRASCHECK (1922/29) für vertretbar. Demgegenüber rechnet A. RUTNER (1951) mit einer Mächtigkeit von 500 bis 600 m. In der Bubendorfer Bucht sowie im Draßmarkter Teilbecken dürfte die Mächtigkeit der Sinnersdorf-Formation 200 m kaum überschreiten.

#### 4.3.6. Alter und Korrelation

Tierische Fossilien wurden bis heute in der Sinnersdorf-Formation nicht gefunden. Dies hatte zur Folge, daß frühere Bearbeiter die Sinnersdorf-Formation altersmäßig verschieden einstuften. Dabei brachte man die Einstufungen entweder mit überlagernden fossilführenden Schichten in Beziehung oder aber mit dem Vorkommen von dm-starken Tuffeinschaltungen in den „Sinnersdorfer Konglomeraten“ sowie mit dem Auftreten eines Andesitganges, der bei Aschau die Konglomerate durchsetzt (A. WINKLER-HERMADEN 1933 a). Der Andesitgang sowie die Tufflagen werden als ein Produkt des dazitisch-andesitischen Vulkanismus des Oststeirischen Beckens angesehen, der mit dem Karpatien (Oberhelvet) einsetzt und bis ins Unterbadeni (Untertorton) anhält (K. KOLLMANN 1965, H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968). In einer kürzlich erschienenen Studie über die Bentonitvorkommen der Nordoststeiermark beziehen sich F. EBNER & W. GRÄF (1977) desgleichen auf die vorhin erwähnten Lagerungsverhältnisse und die mit dem Blockschutt der Sinnersdorf-Formation verknüpften Tufflagen und sind der Ansicht, daß für die „Sinnersdorf-Konglomerate“ „nur ein Karpat-Alter in Frage“ käme. Allerdings räumen die beiden Autoren ein, daß entlang des Südsaumes der Zentralalpen verschieden alte Blockschotter auftreten, bei denen in lithologischer Hinsicht keine Unterscheidungsmerkmale herauszuarbeiten sind. Diese Ansicht hatte auch A. WINKLER-HERMADEN (1933 b) vertreten.

In der Tauchener Bucht wird die Sinnersdorf-Formation von den kohleführenden Sanden der Tauchen-Formation überlagert, die auf Grund ihres Fossilgehaltes ins Badeni eingestuft wurden. Nach E. GEUTEBRÜCK soll sich der überwiegend feinklastisch ausgebildete untere Abschnitt der Tauchen-Formation allmählich aus der grobklastischen Folge der Sinnersdorf-Formation entwickeln, so daß dieser Autor, wie bereits erwähnt, den Blockschutt der Sinnersdorf-Formation als den unteren Abschnitt der Tauchen-Formation betrachtet. Da ferner im Gebiet der Tauchener Bucht keine Anhaltspunkte für eine Diskordanz zwischen beiden Formationen gefunden werden konnten, ist er der Ansicht, daß beide Formationen ein und demselben geschlossenen Sedimentationszyklus angehören und stellt den Sinnersdorfer Blockschutt der Tauchener Bucht desgleichen ins Badeni.

In der Bubendorfer Bucht ließen sich keine Anhaltspunkte für eine Alterseinstufung der Sinnersdorf-Formation finden (H. TRAUSSNIGG).

Im Draßmarkter Teilbecken sammelten F. KÜMEL (1936) und W. BERGER (1953) bei der Ortschaft Weingraben (Tafel 4), und zwar am Oberlauf des Dorfbaches und oberhalb der heute nicht mehr in Betrieb stehenden Ziegelei, in feinblättrigen, sandigen Tonen fossile Pflanzenreste. Das stratigraphische Niveau dieser Blättertone würde im obersten Abschnitt der Sinnersdorf-Formation, über dem Referenzprofil des Aufschlusses 3/473 (Abb. 3), liegen. F. KÜMEL (1936) stellte die betreffenden Schichten zunächst ins Sarmat. Die eingehende Bestimmung des fossilen Pflanzenmaterials durch W. BERGER (1952 und 1953) ergab als wahrscheinliches Alter Helvet. Zu dieser Alterseinstufung gelangte er durch den Vergleich der fossilen Flora von Weingraben mit der untermiozänen Flora aus den Hydrobienkalken von Mainz-Kastel. Erwähnenswert sind die Schlußfolgerungen, die sich aus der Analyse der Flora und ihres Erhaltungszustandes ergaben. Es stehen sich zwei Pflanzengruppen gegenüber. Die eine Gruppe gehört zur Vegetationsform des Lauraceentypus (W. BERGER 1952, 1953 und 1955) und besteht aus *Libocedrus salicornioides* (UNG.) HEER, *Myrica lignitum* (UNG.) SAP, *Laurophyllum* sp. und *Cinnamomophyllum scheuchzeri* (HEER) FRENTZ, *Podogonium knorri* HEER, *Engelhardtia brogniarti* SAP. und *Andromeda prologaca* HEER. Es sind dies Vertreter einer tropischen bis subtropischen, feuchtigkeits- und wärmeliebenden, immergrünen Pflanzenassoziation (Lorbeerwälder), die wahrscheinlich in der Nähe des Meeresufers vegetierten (E. KNOBLOCH 1967). Von dieser Gruppe wurden fast nur Blätter gefunden. Die zweite Gruppe ist durch Pflanzen von Mischwäldern des Betula-Carpinus-Fagus-Liquidambar-Pinus-Typus vertreten, die ein etwas trockeneres und vielleicht auch etwas weniger warmes Klima vorziehen (W. BERGER) und weiter vom Ufer entfernte Gebiete besiedelten (E. KNOBLOCH 1967, R. BRZOBOHATY et al. 1967). Zu dieser Pflanzenassoziation gehören *Pinus* sp., *Pinus hepio* (UNG.) HEER, *P. taedaeformis* (UNG.) HEER, *Betula* sp. und *Ulmus bicornis* UNG. Von dieser zweiten Gruppe liegen überwiegend Früchte vor, und zwar durchwegs kleine, widerstandsfähige Formen. Es kann somit angenommen werden, daß die Vertreter der ersten Gruppe (tropische bis subtropische Gewächse) in der Nähe des Sedimentationsraumes gelebt haben, während jene der zweiten Gruppe (Früchte und Samen) in den Sedimentationsraum durch Wind eingeweht oder durch fließendes Wasser eingeschwemmt wurden (BERGER 1952 und 1953).

Auf Grund all dieser Überlegungen, gehen wir nicht fehl, wenn wir die Sinnersdorf-Formation ins Karpatien (Oberhelvet) einstufen.

Eine Korrelation der Sinnersdorf-Formation mit den von R. JANOSCHEK (1932), F. KÜMEL (1936) und H. KÜPPER (1957 b) beschriebenen grobklastischen Ablagerungen der Mattersburger und Landseer Bucht läßt sich durchführen, wenn man den lithologischen Charakter dieser Ablagerungen in Betracht zieht. Die Auwaldschotter kommen deshalb als Korrelat nicht in Frage, weil sie stets aus gut gerundeten, kugel- bis walzenförmigen, im Durchschnitt faust- bis doppelfaustgroßen ( $\varnothing$  10–15 cm) Geröllen bestehen und weil ihr oberer Abschnitt massenhaft kalkalpine Gerölle enthält. Dieser lithologische Charakter trifft auf die Sinnersdorf-Formation kaum zu. Auf Grund ihrer nur selten gut gerundeten, bis zu 2 m großen Komponenten und auf Grund des völligen Fehlens kalkalpiner Gerölle ließe sich die Sinnersdorf-Formation mit dem Brennberger Blockschotter (JANOSCHEK, KÜMEL, KÜPPER) korrelieren. Die Glanzkohlengerölle, die man hin und wieder im Blockschutt der Sinnersdorf-Formation gefunden hat, würden diese Korrelation stützen, denn sie entstammen einem Flöz, das stratigraphisch dem basalen Brennberger Glanzkohlenflöz entspricht und das während der Ablagerung der Sinnersdorf-Formation abgetragen wurde.

Ein Großteil des über dem Brennberger Flöz liegenden Auwaldschotter muß desgleichen dieser Abtragung zum Opfer gefallen sein.

Jene 0,6 m starke Kohlenbank, die in 140 m Tiefe einer bei dem Dorf Karl abgeteuften, 365 m tiefen Bohrung nachgewiesen wurde (H. KÜPPER 1957 b, A. RUTTNER 1940 und 1957), ließe sich mit dem an der Basis der Hochriegelschichten (H. KÜPPER 1957 b, A. F. TAUBER 1952) auftretenden und über dem Auwaldschotter liegenden Lignitflöz korrelieren.

#### 4.3.7. Paläogeographische Betrachtungen

Das Draßmarkter Teilbecken und die Bubendorfer Neogenbucht sind die natürliche Fortsetzung der Landseer Bucht. Da letztere von verschiedenen Autoren (R. JANOSCHEK 1932, F. KÜMEL 1936) als ein Einbruchsbecken gedeutet wird, lassen sich auch das Draßmarkter Teilbecken und die Bubendorfer Bucht als kleine Einbruchsbecken bzw. -gräben deuten. Als Fortsetzung der Pinkafeld-Friedberger Neogenbucht stellt die Tauchener Bucht desgleichen ein kleines Einbruchsbecken dar.

Das Einsetzen der Sinnersdorfer Blockschuttanhäufung während des Karpatien muß demnach in Verbindung stehen mit einem Einbruch und der Genese einer Senke entlang des kristallinen Beckenrahmens. Bei diesen Vorgängen wurde der Beckenrand beachtlich höher geschaltet, was eine enorme Steigerung der Reliefenergie und der Erosionsintensität zur Folge hatte. Wildbäche stürzten in die neuentstandene Senke und lagerten dort ihr unsortiertes Gesteinsmaterial ab. Es handelt sich hierbei um eine fluviatil-terrestrische Fazies.

Zu jener Zeit war der kristalline Grundgebirgsrahmen von einer kontinuierlichen schmalen Senke umsäumt, wobei die Rechnitzer Schieferinsel zum südlichen Einzugsgebiet gehörte. Diese Senke verband die Pinkafeld-Friedberger Neogenbucht, somit das Steirische Becken, über die Tauchener Bucht, über die Pforte von Grodnau-Holzschlag und über die Bubendorfer Bucht mit dem Draßmarkter Teilbecken, d. h. mit der Landseer Bucht des Pannonischen Beckens. Sie wurde mit dem Schutt der Sinnersdorf-Formation aufgefüllt. Wie noch gezeigt werden soll, stellt diese Schuttanhäufung den Beginn eines dritten Sedimentationszyklus dar. Er erhielt die Bezeichnung „Tauchener Zyklus“ und wird bei der Besprechung der Tauchen-Formation ausführlich behandelt.

### 4.4. Tauchen-Formation

#### 4.4.1. Definition

Als „Tauchen-Formation“ wird im folgenden die kohleführende Schichtfolge von Tauchen bezeichnet. Bereits K. HOFFMANN (1877) und V. HILBER (1894) beschrieben aus benachbarten Gebieten von Tauchen Sedimente, die zur Hangendfolge der Kohle gehören könnten. Detaillierte Angaben über das Hangendgebirge des Tauchener Flözes verdanken wir K. LIEBSCHER (1925), der hierzu die Ergebnisse von Bohrungen verwendete. Aus Bohrungen, die im Gebiet von Schreibersdorf und Wiesfleck niedergebracht wurden, beschreibt A. WINKLER-HERMADEN (1951) als „Tauchener Schichten“ über 80 m mächtige, mittel- bis grobkörnige Schotter mit Leithakalk einschaltungen, die unmittelbar über „kohleführenden Schichten“ zu liegen kommen.

Eine Schichtfolge, die zur Tauchen-Formation zu rechnen wäre, wurde von W. HAID (1949/54) und A. F. TAUBER (1959 c) aus Schachtprofilen und Aufschlußarbeiten (Schürfe und Bohrung) des Bereiches des ehemaligen Braunkohlenbergwerks von Bubendorf beschrieben.

#### 4.4.2. Verbreitung

Übertage tritt die Tauchen-Formation nur in der Tauchener Bucht auf. Dort nimmt sie eine etwa 1,5 km breite und 5 km lange Zone ein, die sich von Aschau und Tauchen, entlang des Tauchen Baches, in südöstlicher Richtung erstreckt (s. geol. Karte, Tafel 4). In der Bubendorfer Bucht beißt die Tauchen-Formation nirgends aus, denn sie wird dort von jungen Sedimenten überlagert. Ihre Existenz ist jedoch durch die oben erwähnten Aufschlußarbeiten nachgewiesen worden. Im Draßmarkter Teilbecken scheint sie bis auf unbedeutende, durch vereinzelte Kohlenfunde ausgewiesene Erosionsreste zu fehlen.

#### 4.4.3. Lithologischer Charakter

Das lithologische Charakteristikum der Tauchen-Formation ist ihre Kohleführung in bauwürdiger Mächtigkeit. Zu ihrer lithologischen Charakterisierung wird als Typusprofil das Profil der Bohrung 1/3-51 und als Referenzprofil das Profil der Bohrung Willersdorf 1/W2 herangezogen (Abb. 12 und Abb. 13). Beide Bohrungen liegen in der Tauchener Neogenbucht. Ihre Lokation ist der geologischen Karte (Tafel 4) zu entnehmen.

In der Tauchener Bucht führt die Tauchen-Formation in ihrem unteren Abschnitt eine etwa 25 m starke zusammengesetzte Flözfolge, deren Ausbiß im Gelände wegen der starken Überrollung und der intensiven Ackerbau- und Forstwirtschaft nicht nachgewiesen werden kann. Die Lignitfolge besteht aus drei Kohlenbänken (A. RUTTNER 1951), die durch Zwischenmittel getrennt sind. Die eingehende lithologische und brennstoffchemische Beschreibung der Kohlenbänke ist dem montangeologischen Abschnitt dieser Arbeit vorbehalten. An dieser Stelle soll lediglich auf die Zwischenmittel näher eingegangen werden. Es handelt sich hierbei um (rhyolithische) Tuffe (W. PETRASCHECK 1940 u. 1955) und deren tonartige Umwandlungen.

Bei bergmännischen Arbeiten wurden die in der Lignitfolge auftretenden Tuff-Zwischenmittel nach ihrer Färbung benannt. So erscheint zuunterst und gleich im Hangenden der Flözunterbank eine bis zu 2 m starke „weiße Einlage“. Sie war wegen ihres wahrscheinlich zu hohen Tonerde-, Eisen- und Kalkgehaltes ( $\text{SiO}_2$  69,88%,  $\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$  14,25%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,35%,  $\text{CaO}$  1,5%, Analysenwerte nach E. HINTSTEINER 1955) wirtschaftlich nicht verwertbar. Eine „grüne Einlage“ befindet sich innerhalb der mittleren Flözbank, und eine „schwach-weiße Einlage“ trennt die mittlere Flözbank von der oberen Flözbank. Von den beiden letzten Tuffeinlagen fehlen chemische Analysen.

Die Tuffe lassen sich dem sogenannten „sauren miozänen Vulkanismus des Steirischen Vulkanbogens“ (A. HAUSER & E. NEUWIRTH 1959) zuordnen und haben nicht nur eine geologische, sondern z. T. auch eine wirtschaftliche Bedeutung (EBNER & GRÄF 1977, A. HAUSER & E. NEUWIRTH 1959, E. NEUWIRTH 1953, W. PETRASCHECK 1940 u. 1955).

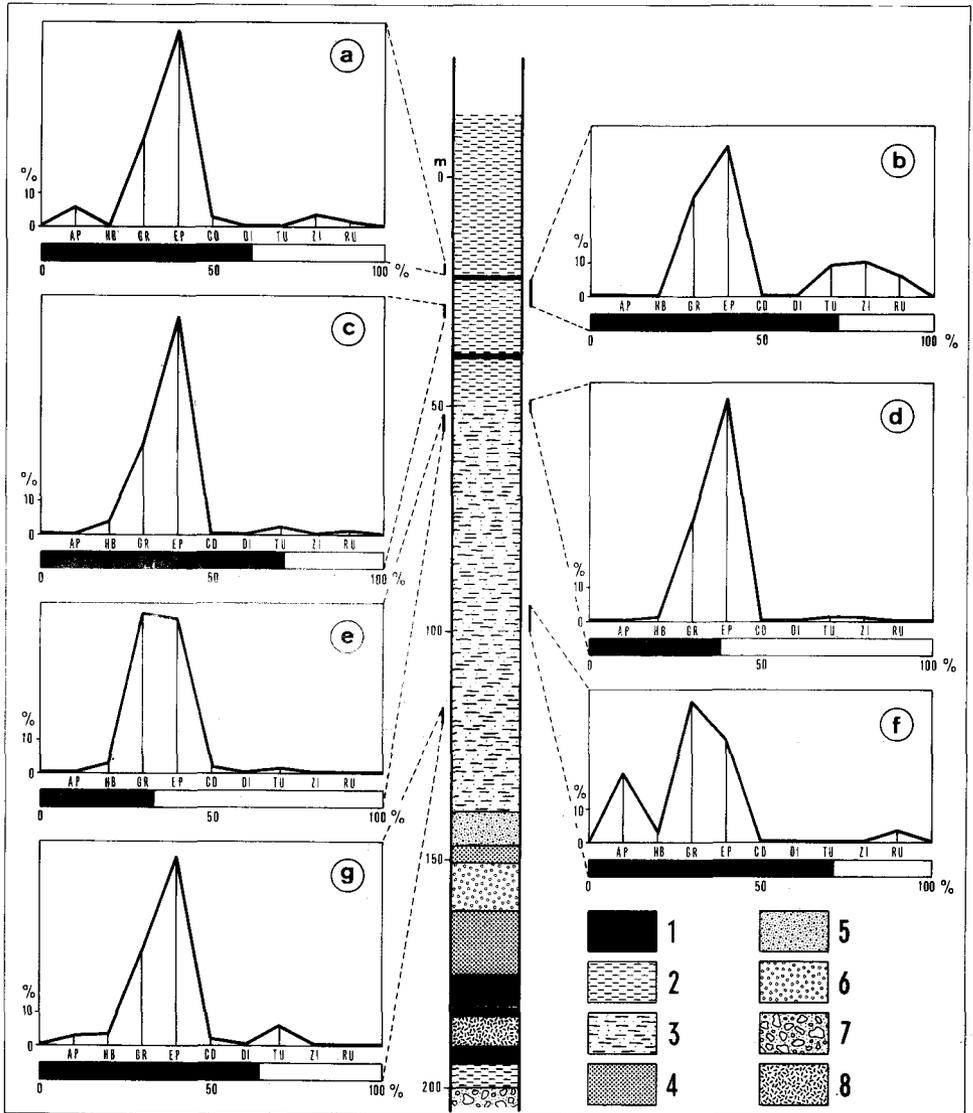


Abb. 12 Profil der Bohrung 1/3-51. 1 = Kohle; 2 = Ton; 3 = sandiger Ton; 4 = Sand; 5 = Sandstein; 6 = Schotter; 7 = Blockschutt (Sinnersdorf-Formation); 8 = Tuff.

Eine Tuffprobe, die der Lignitfolge der Tauchen-Formation bei Aschau entnommen wurde, zeigt, daß der Tuff vorwiegend in Montmorillonit umgewandelt wurde (H. HÖLLER & H. KOLMER & U. WIRSCHING 1976). Von dem vulkanischen Glas des Tuffs von Tauchen liegt eine chemische Analyse vor (HÖLLER & KOLMER & WIRSCHING). Sie spiegelt den sauren Chemismus bzw. den rhyolithischen Charakter des Glases wider ( $\text{SiO}_2$  72,8%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  13,5%).

Der Mittelabschnitt der Tauchen-Formation ist in der Tauchener Bucht klastisch entwickelt. Dort, wo die Lignitbänke im unteren Abschnitt vorhanden sind, tritt über der letzten Lignitbank eine Tegellage auf, die sodann in Feinsand übergeht (Abb. 12). Fehlt die Lignitfolge, dann liegt fein- bis grobkörniger Sand direkt über dem Blockschutt der Sinnersdorf-Formation (Abb. 13). Ferner erscheinen im Mittelabschnitt der Tauchen-Formation mitunter auch geringmächtige Sandsteinbänke oder Schotterlagen (Abb. 12).

Den oberen Abschnitt der Tauchen-Formation nehmen Feinsande, tonige Sande und sandige Tone (Tegel) ein. Ein weiteres lithostratigraphisches Charakteristikum der Tauchen-Formation ist das Auftreten von 1 bis 3 Kohlenbänken in ihrem obersten Abschnitt (Abb. 13 und Abb. 14). Die Stärke dieser Kohlenbänke bewegt sich zwischen 0,8 m und 1,5 m. Schotter schließt die Schichtfolge der Tauchen-Formation in der Tauchener Bucht ab (Abb. 13).

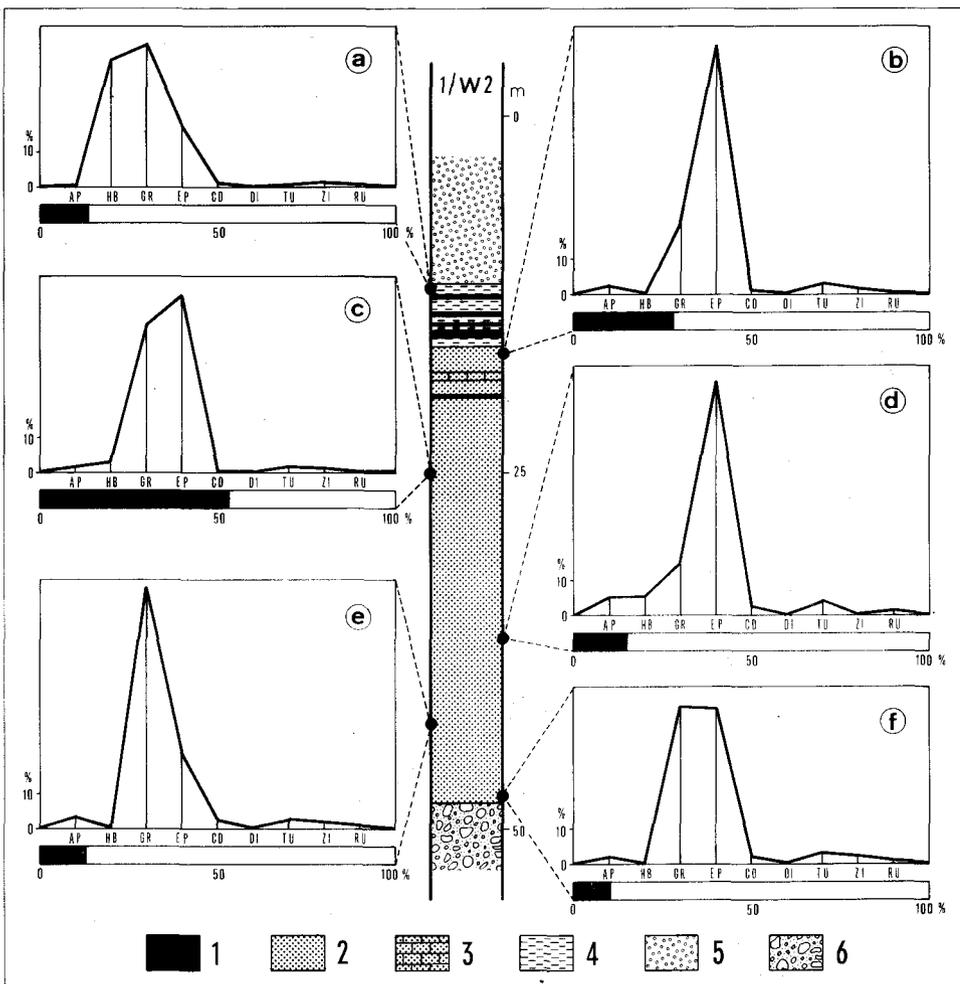


Abb. 13 Profil der Bohrung 1/W2. 1 = Kohle; 2 = Sand; 3 = Sandstein; 4 = Ton; 5 = Schotter; 6 = Blockschutt (Sinnersdorf-Formation).

Wie am Anfang dieses Kapitels dargelegt wurde, werden die Sedimente der Tauchen-Formation in der Bubendorfer Bucht von jüngeren Ablagerungen überdeckt. Infolgedessen beißt die Tauchen-Formation im Gebiet der Bubendorfer Bucht nirgends aus. H. TRAUSSNIGG (1979) hat versucht, die Schichtfolge des oberen Abschnittes der Tauchen-Formation mit Hilfe eines Schachtprofils aus dem aufgelassenen Bergbau (W. HAID 1949/54), eines Bohrprofils (Bohrung Pilgersdorf P, 22 m) und aus den Ergebnissen von Schurfröschen zu rekonstruieren (Abb. 14). Danach führt der obere Abschnitt der Tauchen-Formation des-

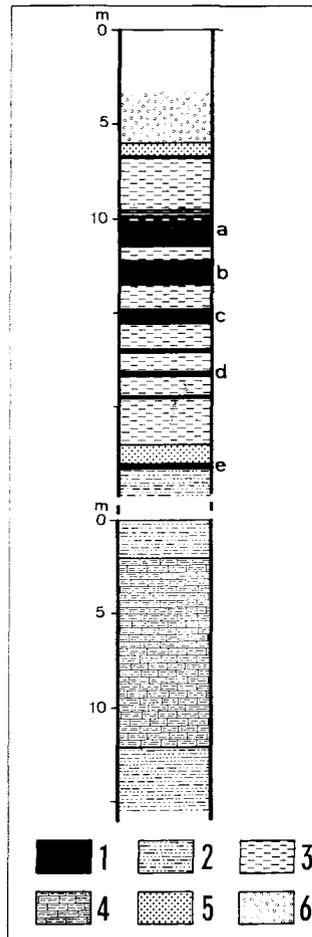


Abb. 14 Zusammengesetztes Referenzprofil der Tauchen-Formation in der Bubendorfer Bucht. Der obere Abschnitt stellt ein Schachtprofil (2/B) dar, der untere Abschnitt ein Bohrprofil (2/P). 1 = Kohle; 2 = sandiger Ton; 3 = Ton; 4 = Mergel; 5 = Sand; 6 = Schotter.

gleichen mehrere Kohlenlagen und -bänke sowie Kohlenschmitzen und besteht aus Tegel, Ton und Mergel. Eine gewisse Bedeutung kommt dem Auftreten von vulkanischer Glasasche innerhalb der braunkohleführenden Schichten der Tauchen-Formation im Gebiet der Bubendorfer Bucht zu (A. F. TAUBER 1954).

In der Teilbucht von Draßmarkt scheint die Tauchen-Formation zu fehlen. Vereinzelte Kohlenfunde (A. RUTTNER 1940, F. KÜMEL 1957, H. KÜPPER 1957 a) weisen darauf hin, daß sie einmal auch in diesem Gebiet vorhanden gewesen sein muß, jedoch fiel sie in der Folge bis auf wenige Reste der Abtragung zum Opfer. Auf die Kohlenfunde soll im montangeologischen Abschnitt dieser Arbeit noch eingegangen werden.

#### 4.4.4. Schwermineral-Untersuchungen

Für die Schwermineralanalysen wurden Oberflächenproben (Nr. 1/12, 1/20, 1/21, 1/27, 1/28 und 1/39, Tafel 1) und Präparate (Sammlung Frau Dr. G. Woletz, Geol. B.-A.) aus Kernen der Bohrung 1/3-51 und 1/W2 (s. Tafel 1) des Gebietes der Tauchener Bucht herangezogen. Tabelle 5 enthält die Auszählraten sämtlicher Präparate.

Tabelle 5  
Schwermineralliste der Tauchen-Formation

| PROBE-<br>NUMMER       | Anzahl der gezählten Körner |      |         |     |     |      |      |     |    |     |     |     |
|------------------------|-----------------------------|------|---------|-----|-----|------|------|-----|----|-----|-----|-----|
|                        | TOTAL                       | OPAK | DURCHS. | AP  | HB  | GR   | EP   | CD  | DI | TU  | ZI  | RU  |
| 1/12                   | 544                         | 397  | 147     | -   | 11  | 56   | 57   | 1   | -  | -   | 18  | 4   |
| 1/20                   | 339                         | 227  | 112     | -   | 5   | 8    | 68   | -   | -  | -   | 22  | 9   |
| 1/21                   | 218                         | 87   | 131     | -   | 5   | 29   | 79   | -   | -  | -   | 8   | 10  |
| 1/27                   | 169                         | 10   | 159     | -   | -   | 3    | 156  | -   | -  | -   | -   | -   |
| 1/28                   | 400                         | 228  | 172     | 3   | 5   | 75   | 76   | 6   | -  | -   | 7   | -   |
| 1/39                   | 270                         | 162  | 108     | 7   | -   | 29   | 64   | 3   | -  | -   | 4   | 1   |
| 1/3-51 a               | 371                         | 226  | 145     | 9   | -   | 39   | 84   | 4   | -  | -   | 6   | 3   |
| 1/3-51 b               | 346                         | 249  | 97      | -   | -   | 29   | 43   | -   | -  | 9   | 10  | 6   |
| 1/3-51 c               | 358                         | 254  | 104     | -   | 4   | 28   | 67   | -   | -  | 3   | -   | 2   |
| 1/3-51 d               | 263                         | 100  | 163     | -   | 2   | 49   | 107  | -   | -  | 3   | 2   | -   |
| 1/3-51 e               | 300                         | 99   | 201     | -   | 6   | 95   | 92   | 4   | -  | 4   | -   | -   |
| 1/3-51 f               | 393                         | 279  | 114     | 24  | 3   | 48   | 35   | -   | -  | -   | -   | 4   |
| 1/3-51 g               | 377                         | 241  | 136     | 4   | 5   | 38   | 77   | 3   | -  | 9   | -   | -   |
| 1/W2 a                 | 243                         | 32   | 211     | 2   | 76  | 88   | 36   | 2   | -  | 2   | 3   | 2   |
| 1/W2 b                 | 340                         | 95   | 245     | 6   | -   | 49   | 172  | 3   | -  | 8   | 5   | 2   |
| 1/W2 c                 | 345                         | 183  | 162     | 3   | 5   | 68   | 81   | -   | -  | 3   | 2   | -   |
| 1/W2 d                 | 246                         | 37   | 209     | 11  | 11  | 31   | 137  | 5   | -  | 10  | -   | 4   |
| 1/W2 e                 | 331                         | 43   | 288     | 9   | -   | 196  | 60   | 6   | -  | 8   | 6   | 3   |
| 1/W2 f                 | 310                         | 31   | 279     | 6   | -   | 125  | 123  | 6   | -  | 9   | 7   | 3   |
| Summe                  | 6163                        | 2980 | 3183    | 84  | 138 | 1083 | 1614 | 43  | -  | 68  | 100 | 53  |
| Durchschn.<br>Prozente | 100                         | 48,4 | 51,6    | 2,6 | 4,4 | 34,1 | 50,7 | 1,3 | -  | 2,1 | 3,1 | 1,7 |

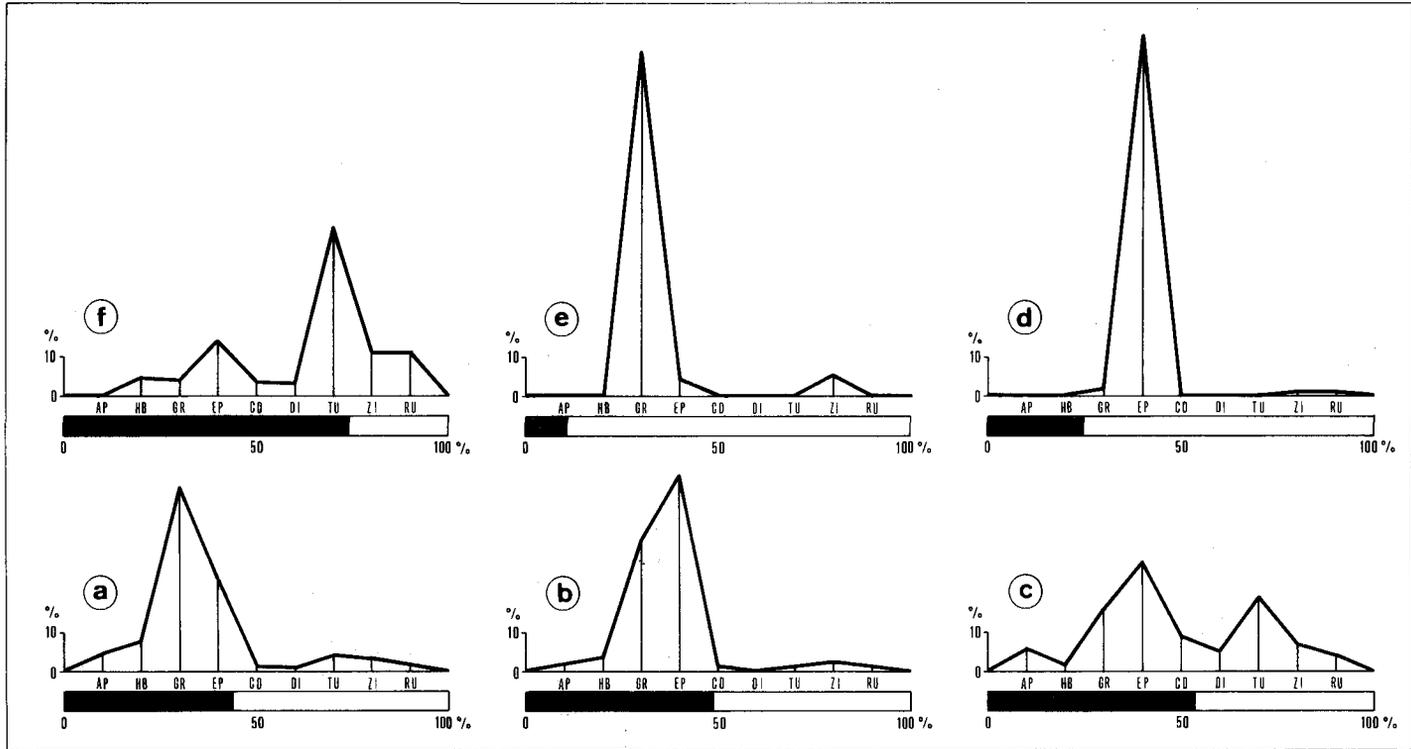


Abb. 15 Durchschnittliche (arithm. Mittel) Schwermineralzusammensetzung der in der Tauchener Bucht, der Bubendorfer Bucht und im Draßmarkter Teilbecken ausgeschiedenen chrono- und lithostratigraphischen Einheiten. a = Sinnersdorf-Formation; b = Tauchen-Formation; c = Älteres Sarmatien; d = Jüngerer Sarmatien; e = Pannonien; f = Rabnitz-Formation.

Besonders wertvolle Ergebnisse lieferten die Proben der Bohrung 1/3–51 (Abb. 12), weil dieselbe mit rund 200 m die Gesamtmächtigkeit der Tauchen-Formation durchteuft und dadurch ein fast lückenloses Bild der Schwermineralverteilung innerhalb ihrer Schichtfolge geliefert hat. In allen Proben der Bohrung 1/3–51 entspricht die Zusammensetzung der Schwerminerale jener einer alpinogenen HB-GR-EP-Assoziation. Bis auf zwei Häufigkeitsdiagramme (e und f, Abb. 12), in denen GR vorherrscht, hat in den übrigen Diagrammen (a, b, c, d und g) EP mit einer Spitze, die oft über 60% hinausreicht (z. B. Diagramm c und d) eine dominierende Stellung. Das Häufigkeitsdiagramm 21 + (B3–51) + 39 auf Tafel 1 stellt die arithmetisch gemittelte Schwermineralzusammensetzung aller Proben der Bohrung 1/3–51 mit den Proben 1/21 und 1/39 dar.

Auch bei den der Bohrung Willersdorf 2 (1/W2, Abb. 13) entnommenen sechs Proben tritt eine charakteristische alpinogene HB-GR-EP-Assoziation auf. HB ist nicht immer zugegen. Der relative Anteil von GR und EP schwankt in den einzelnen Diagrammen. Das arithmetische Mittel aller sechs Proben ist in Häufigkeitsdiagramm 1/W2 der Tafel 1 dargestellt. Der EP-Anteil liegt in diesem Diagramm um rund 10% höher als jener von GR.

Wegen Platzmangel und aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden die Proben 1/27 und 1/28 sowie die Proben 1/12 und 1/20 zu je einem Diagramm (arithm. Mittel) vereinigt (Tafel 1). Auch in diesen beiden Diagrammen kommt der alpinogene Charakter der HB-GR-EP-Schwermineralvergesellschaftung gut zum Ausdruck. EP dominiert auf Kosten des GR und der HB.

In Abb. 15 ist die durchschnittliche Schwermineralzusammensetzung (arithm. Mittel) aller Formationen wiedergegeben. Diagramm a zeigt die alpinogene Schwermineralassoziation, die mit ihrer GR-Vormacht typisch für die Sinnersdorf-Formation ist. Diagramm b gibt die charakteristische alpinogene Schwermineralassoziation mit EP-Vormacht der Tauchen-Formation wieder. Der Unterschied zwischen beiden Formationen besteht im relativen Verhältnis von GR und EP. Im Schwermineralspektrum der Sinnersdorf-Formation herrscht Granat vor, in jenem der Tauchen-Formation Epidot-Klinozoisit. Die Zunahme des EP-Gehaltes kann nicht etwa infolge einer durch Verwitterungsvorgänge hervorgerufenen Verschiebung zugunsten des EP erklärt werden, denn in diesem Fall müßte auch der Anteil der verwitterungsstabilen Schwerminerale TU, Zi und RU entsprechend zugenommen haben. Viel eher muß die Erhöhung des EP-Gehaltes auf eine Änderung des petrographischen Charakters im Liefergebiet zurückgeführt werden, und zwar in der Richtung, daß durch die Tieferlegung des Erosionsniveaus, auch mehr Gesteine des tektonisch tieferliegenden Pennins (Lieferant von EP) abgetragen wurden.

#### 4.4.5. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit

Überall im untersuchten Gebiet bilden die grobklastischen Ablagerungen der Sinnersdorf-Formation das Liegende der Tauchen-Formation. Wie bereits bei der Beschreibung der Sinnersdorf-Formation gezeigt wurde, wird die Grenze zwischen ihr und der darüberliegenden Tauchen-Formation ganz allgemein als Diskordanz aufgefaßt. Im Gebiet der Tauchener Bucht ließen sich jedoch keine Anhaltspunkte für eine derartige Diskordanz finden (E. GEUTEBRÜCK).

Nach der Ablagerung der Tauchen-Formation trat eine Trockenlegungsphase verbunden mit einer intensiven Abtragung ein. Diesem Umstand ist es zuzuschreiben, daß das Hangende der Tauchen-Formation durch verschiedenalte Schichten eingenommen wird. In der

Tauchener Bucht und der Bubendorfer Bucht liegen Sedimente des Sarmatien über den Ablagerungen der Tauchen-Formation, wobei die Grenze einer Diskordanz entspricht.

Die maximale Mächtigkeit der Tauchen-Formation läßt sich auf Grund der Bohrergergebnisse im Tauchener Kohlenrevier mit 200 m beziffern. In der Bubendorfer Bucht dürfte die Mächtigkeit geringer sein.

#### 4.4.6. Alter und Korrelation

Weder aus der Tauchener noch aus der Bubendorfer Kohle liegen palynologische Untersuchungen oder Fossilfunde vor, die eine Altersdatierung ermöglichen würden. Den Tufflagen in der Tauchener Kohle kommt jedoch insofern ein chronostratigraphischer Wert zu, als sie als geologisches Alter die Zeitspanne Karpatien-Unteres Badenien (Lageniden-Zone) wahrscheinlich machen (H. ZAPFE 1956, K. KOLLMANN 1965, F. EBNER & W. GRÄF 1977), denn die Tuffe werden allgemein als ein Produkt des miozänen Vulkanismus des Steirischen Vulkanbogens (A. HAUSER & E. NEUWIRTH) angesehen.

Infolge der schlechten Aufschlußbedingungen gelang es nicht, während der Gelandearbeit Makrofossilien zu sammeln. Auch die untersuchten Schlammproben erwiesen sich als steril. So muß sich die genaue Alterseinstufung der Tauchen-Formation auf Fossilfunde früherer Bearbeiter stützen.

V. HILBER (1894) veröffentlichte folgende Liste fossiler Pflanzen aus den marinen Sanden, die bei Mariasdorf über dem Kohlenflöz liegen:

*Lastraca styriaca* UNG.

*Acer trilobatum* AL. BR.

*Glyptostrobus europaeus* H.

*Phragmites oeningensis* AL. BR.

*Juglans bilinica* UNG.

W. PETRASCHECK (1922/29) führt aus Bohrungen auf Kohle bei Tauchen folgende Fossilgemeinschaft an und sieht in ihr einen Vertreter der Grunder Fauna:

*Cerithium lignitarum* EICHW.

*Cerithium florianum* HILB.

*Buccinum mutabile* LIN.

*Nerita picta* FER.

Desgleichen aus Bohrungen auf Kohle im Tauchener Revier stammen nach K. LIEBSCHER (1925) die Fossilien:

*Cerithium florianum* HILB.

*Cerithium rollei* HILB.

*Cerithium nodosoplicatum* HOERN.

*Cerithium nodosostriatum* HILB.

*Neritina picta* FER.

*Buccinum schönii* R. HOERN.

*Buccinum dujardini* DESH.

Auf Grund der oben angeführten Fossilien würde die Tauchen-Formation ins Badenien zu stellen sein. Heute ist man ganz allgemein der Ansicht, daß die Tauchen-Formation das untere Badenien (Lageniden-Zone) repräsentiert (H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968, K. KOLLMANN 1965, H. ZAPFE 1956). Das Tauchener Kohlenflöz würde stratigraphisch somit jenen Kohlenlagen entsprechen, die in der Landseer Bucht über dem Brennberger

Blockschotter liegen und von den marinen Ritzinger Sanden überlagert werden (R. JANOSCHEK 1932, H. KÜPPER 1957 a). Die Sinnersdorf-Formation (= Brennberger Blockschutt) und die Tauchen-Formation (= Ritzinger Sande mit Basisflöz) bilden infolgedessen einen dritten Sedimentationszyklus, der die Bezeichnung „Tauchener Zyklus“ erhielt.

#### 4.4.7. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen

Der Beginn des Tauchener Sedimentationszyklus muß infolgedessen mit dem Einsetzen der Blockschuttanhäufung der Sinnersdorf-Formation gleichgestellt und somit ins Karpatien verlegt werden. Als Folge der Einbruchsvorgänge entstand ein kontinuierlicher Graben, der sich entlang des Randes des Nordostsporns der Zentralalpen dahinzog. Ihm gehörten die Tauchener Bucht und die Bubendorfer Bucht an, die wahrscheinlich über die Pforte von Grodnau-Holzschlag (s. Abb. 1) miteinander in Verbindung standen. Der westliche Abschnitt des Draßmarkter Teilbeckens lag vermutlich desgleichen im Bereich dieses Einbruchgrabens.

Nachdem der Einbruchgraben mit grobklastischem Material aufgefüllt war und die Relieffenergie im Liefergebiet langsam abnahm, folgte auf eine fluviatil-terrestrische Sedimentationsphase eine limnische Phase, während welcher im zunehmenden Maße fein- und feinstkörnige Sedimente (Tone) zur Ablagerung gelangten. Günstige Bedingungen (üppiger Pflanzenwuchs verbunden mit einem feucht-warmen, subtropischen Klima) ermöglichten eine Zeitlang die Bildung von Kohlesubstanz. Auf diese Art entstand das eingelagerte Tauchener Kohlenflöz, das von Sanden und sandigen Tonen (s. Abb. 12) überdeckt und konserviert wurde. Im oberen Abschnitt der Tauchen-Formation stellten sich kurzfristig abermals günstige Bedingungen für die Bildung von Braunkohle (Abb. 12, Abb. 13 und Abb. 14) ein. Die Entstehung dieser Kohleneinschaltungen lassen sich auf Oszillationsbewegungen des Beckenuntergrundes zurückführen.

### 4.5. Sarmatien

#### 4.5.1. Vorkommen

Sedimente des Sarmatien kommen in der Tauchener Neogenbucht sowie im Draßmarkter Teilbecken vor. In der Bubendorfer Bucht wurde eine Schichtfolge auf Grund eines wahrscheinlich sarmatischen *Pirenella*-Steinkerns vor allem aber auf Grund der Zusammensetzung des Schwermineralspektrums dem Sarmatien zugeordnet.

In der Tauchener Bucht beißen sarmatische Sedimente im Gebiet der Ortschaften Mariasdorf, Willersdorf, Oberschützen und Pinkafeld (s. Tafel 4) aus. In diesem Gebietsabschnitt wurden die Sedimente des Sarmats von K. HOFFMANN (1877) beschrieben, der ihnen nach Meinung von V. HILBER (1894) jedoch ein zu großes Verbreitungsareal zugeordnet hatte. Ergänzende Beiträge zu ihrer Oberflächen-Verbreitung, ihrer lithostratigraphischen Charakterisierung sowie zu ihrer altersmäßigen Einstufung stammen von P. HERRMANN (1974, 1975 u. 1976), R. WEINHANDL (1960, 1961, 1962, 1964, 1965, 1967 u. 1971) und von A. WINKLER-HERMADEN (1935 u. 1951).

Aus der Landseer Bucht (R. JANOSCHEK 1932) setzen sich die Ablagerungen des Sarmatien in Form einer 5 bis 6 km breiten Zone bis ins Draßmarkter Teilbecken fort (F. KÜMEL 1957, H. KÜPPER 1957 a). Auf der von F. KÜMEL (1957) hergestellten geologischen Karte (1: 50.000) von Mattersburg–Deutschkreutz nehmen die sarmatischen Ablagerungen im Gebiet des Draßmarkter Teilbeckens flächenmäßig jedoch ein zu großes Areal ein, was bereits H. KÜPPER (1957 b) und später A. WINKLER-HERMADEN (1962) aufgefallen ist. Wie wir noch sehen werden, gehören fein- bis grobklastische Sedimente, die von F. KÜMEL (1957) als Sarmat ausgeschieden wurden, der wesentlich jüngeren Rabnitz-Formation an.

In der Draßmarkter Teilbucht enden die sarmatischen Ablagerungen oberflächlich bei den Ortschaften Draßmarkt und Weingraben in Form eines nach Westen gerichteten Zwickels (s. Tafel 4).

In der Bubendorfer Neogenbucht treten an zwei Stellen sarmatische Sedimente auf: bei Unterrabnitz, im Nordabschnitt der Bucht, sowie bei Pilgersdorf, Bubendorf und Salmannsdorf (s. Tafel 4). Es ist sehr wahrscheinlich, daß sich die sarmatischen Schichten von Draßmarkt unter der aus klastischen Sedimenten bestehenden Decke der Rabnitz-Formation bis zur Ortschaft Unterrabnitz fortsetzen.

#### 4.5.2. Lithologischer Charakter

Im Gebiet von Bad Tatzmannsdorf wurden insgesamt fünf Bohrungen auf Wasser niedergebracht. Davon hat Bohrung B4 mit einer Länge von 317 m fast die gesamte sarmatische Schichtfolge bis zum Grundgebirge durchteuft. Infolgedessen wird das Profil der Bohrung 1/B4 als Standardprofil zur lithologischen Charakterisierung der sarmatischen Schichtfolge in der Tauchener Bucht herangezogen. Der Schlammprobenrückstand sowie die Kerne dieser Bohrung wurden lithologisch und mikropaläontologisch von F. HERRMANN (1975) untersucht und die Ergebnisse in einem unveröffentlichten Bericht festgehalten. Der Ansatzpunkt von Bohrung 1/B4 liegt in der Nähe des Nordausganges der Ortschaft Jormannsdorf (s. Tafel 4), und zwar in der Alluvialebene des Tschabbaches in etwa 350 m Seehöhe. Etliche gut aufgeschlossene Sand- und Schottergruben befinden sich auf den bis 430 m hohen Bergrücken, die den Tschabbach in N-S-Richtung flankieren. Diese künstlichen Aufschlüsse ergeben in ihrer Gesamtheit eine ergänzende vertikale Fortsetzung des Bohrprofils 1/B4.

In der Tauchener Bucht besteht die Schichtfolge des Sarmatien überwiegend aus fein- bis mittelkörnigen Sanden, denen dm- bis m-starke Schotterlagen zwischengeschaltet sind. Im oberen Abschnitt der sarmatischen Schichtfolge nimmt die Mächtigkeit des Schotters derart zu, daß sich im Profil zuweilen eine Schottervorherrschaft einstellt. Eine untergeordnete Rolle spielen sandige Tone, die als geringmächtige Zwischenschaltungen auftreten. In den erwähnten künstlichen Aufschlüssen, deren stratigraphische Position in der vertikalen Fortsetzung von Bohrprofil B4 liegt, treten uns kreuzgeschichtete, ockergelbe bis gelblich-grau gefärbte, fein- bis grobkörnige Sande sowie Schotter entgegen (Abb. 16). Ungefähr 70% der Schotterkomponenten bestehen aus Quarz, und 30% aus kristallinen Gesteinen.

Unter den Schotterkomponenten sieht man mitunter auch vereinzelt haselnuß- bis faustgroße, hellgrüne oder grau gefärbte, verwitterte Tuffgerölle (Abb. 17). Die Diffraktometeranalyse zeigte, daß das grüne Tuffmaterial aus einem relativ reinen Montmorinmineral besteht, wohingegen im grauen Tuffmaterial neben dem Montmorinmineral auch noch Kaolinit auftritt. Ansonsten ergab sich eine völlige Übereinstimmung mit den von



Abb. 16 Lithologisches Erscheinungsbild des oberen Abschnittes der sarmatischen Schichtfolge in der Tauerchener Bucht (Aufschluß 1/15, ca. 1 km SSE von Willersdorf, s. Tafel 1 u. 4).



Abb. 17 Tuffgerölle (Pfeile) in einer sarmatischen Schotterlage. Aufschluß 1/16, 0,5 km NE von Oberschützen (s. Tafel 1 und 4).

HÖLLER & KOLMER & WIRSCHING von Tuffproben aus dem Tauchener Kohlenflöz erhaltenen Analyseergebnissen, woraus zu folgern wäre, daß es sich bei den sarmatischen Tuffgeröllen um aufgearbeitetes Material handelt, das der Sinnersdorf-Formation bzw. der Tauchener Lignitfolge entstammt.

Im Draßmarkter Teilbecken besteht das Sarmatien überwiegend aus feinst- bis mittelkörnigen, rostbraun verwitternden, grauen Sanden, die eine Schichtung erkennen lassen. Da die Sande ein hervorragendes Ackerland ergeben, fehlen naturgemäß gute Aufschlüsse, die es ermöglichen würden, für dieses Teilgebiet ein Standardprofil aufzustellen.

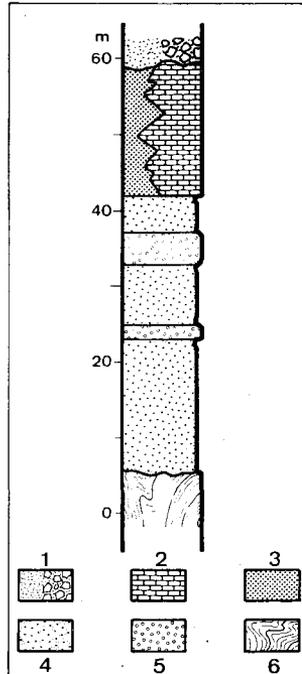


Abb. 18 Aus mehreren Aufschlüssen zusammengesetztes Standardprofil des Untersarmatien in der Bubendorfer Bucht. 1 = Residualschutt über dem Paläorelief; 2 = Kalkstein; 3 = Sand; 4 = Sand mit verstreuten Kleingeröllen; 5 = Schotter; 6 = kristallines Grundgebirge.

In der Bubendorfer Bucht sind die Aufschlußverhältnisse besser. Das aus mehreren Aufschlüssen konstruierte Standardprofil (Abb. 18) zeigt, daß die sarmatische Schichtfolge dort überwiegend aus gut geschichteten, gelblich-braun bis rötlich gefärbten Sanden zusammengesetzt ist. Die Sande enthalten unregelmäßig verstreute Kleingerölle. Als Zwischenschaltungen treten Schotterlagen und -bänke auf. Der obere Abschnitt dieser sarmatischen Sandfolge führt einen etwa 20 m starken, hellbraun bis weißlich gefärbten, ungebankten, dichten und stark zerklüfteten Kalkstein (Aufschluß 2/109), dessen Top mit typischen Karrenbildungen (Abb. 19) versehen ist.

### 4.5.3. Schwermineral-Untersuchungen

Während die in der Tauchener Bucht entnommenen Sandproben, wie wir noch sehen werden, alle dem Jüngeren Sarmatien angehören, stammt in der Draßmarkter Bucht eine Probe (3/371) aus Sanden, die eine reiche und guterhaltene Molluskenfauna des Älteren Sarmatien enthielt. Da die Sandproben des Älteren Sarmatien in der Zusammensetzung ihres Schwermineralspektrums wesentlich von den Proben des Jüngeren Sarmats abweichen, werden sie getrennt besprochen.

Tabelle 6  
Schwermineralliste des Älteren Sarmatien

| PROBE-<br>NUMMER          | Anzahl der gezählten Körner |      |         |    |    |     |     |     |    |     |     |    |
|---------------------------|-----------------------------|------|---------|----|----|-----|-----|-----|----|-----|-----|----|
|                           | TOTAL                       | OPAK | DURCHS. | AP | HB | GR  | EP  | CD  | DI | TU  | ZI  | RU |
| <u>Draßmarkter Becken</u> |                             |      |         |    |    |     |     |     |    |     |     |    |
| 3/138                     | 570                         | 362  | 208     | 3  | -  | 65  | 63  | 13  | 3  | 32  | 7   | 22 |
| 3/571                     | 454                         | 155  | 299     | 1  | 13 | 69  | 82  | 20  | 6  | 46  | 35  | 27 |
| <u>Bubendorfer Bucht</u>  |                             |      |         |    |    |     |     |     |    |     |     |    |
| 2/66                      | 378                         | 168  | 210     | 5  | 9  | 39  | 34  | 22  | 14 | 46  | 34  | 7  |
| 2/103                     | 569                         | 312  | 257     | 64 | -  | 21  | 74  | 28  | 20 | 27  | 20  | 3  |
| 2/284                     | 509                         | 383  | 126     | 25 | -  | 16  | 23  | 10  | -  | 48  | -   | 4  |
| 2/289                     | 431                         | 169  | 262     | -  | 5  | 21  | 97  | 34  | 21 | 63  | 13  | 8  |
| 2/364                     | 322                         | 174  | 148     | -  | 9  | 18  | 56  | 11  | 13 | 35  | 6   | -  |
| Summe                     | 3233                        | 1723 | 1510    | 98 | 36 | 249 | 429 | 138 | 77 | 297 | 115 | 71 |

|                    | Prozentueller Anteil |      |         |     |     |      |      |      |     |      |     |     |
|--------------------|----------------------|------|---------|-----|-----|------|------|------|-----|------|-----|-----|
|                    | TOTAL                | OPAK | DURCHS. | AP  | HP  | GR   | EP   | CD   | DI  | TU   | ZI  | RU  |
| Draßmarkter Becken | 100                  | 50,5 | 49,5    | 0,8 | 2,6 | 26,5 | 28,6 | 6,5  | 1,8 | 15,2 | 8,3 | 9,7 |
| Bubendorfer Bucht  | 100                  | 54,6 | 45,4    | 9,4 | 2,3 | 11,5 | 28,3 | 10,5 | 6,7 | 21,8 | 7,3 | 2,2 |
| Arithmet. Mittel   | 100                  | 53,3 | 46,7    | 6,5 | 2,4 | 16,5 | 28,4 | 9,1  | 5,1 | 19,7 | 7,6 | 4,7 |

Aus dem Draßmarkter Becken wurden zwei Proben auf Schwermineralien untersucht (Tabelle 6). Davon enthielt eine Probe die erwähnte untersarmatische Molluskenfauna. Im Häufigkeitsdiagramm dieser fossilführenden Probe (571, Tafel 3) sind zwei deutliche Maxima entwickelt. Das eine Maximum besteht aus GR und EP, wobei letzterer mit einer Spitze von über 27% dominiert. Das zweite Maximum wird von den stabilen Schwermineralien TU, ZI und RU gebildet, wobei TU mit über 15% den größten Anteil hat. Auch im zweiten Diagramm (138, Tafel 3) lassen sich diese beiden Maxima unterscheiden.

Die fünf Proben des Älteren Sarmats (s. Tabelle 6) der Bubendorfer Bucht zeigen in der Zusammensetzung ihres Schwermineralspektrums desgleichen die beiden für die untersarmatischen Sande charakteristischen Maxima (s. z. B. 66 und 289, Tafel 2). Darüber hinaus bildet AP in zwei Diagrammen (103 und 284, Tafel 2) eine dritte Häufigkeitsspitze.

Das arithmetische Mittel aus den oben erwähnten sieben Proben des Draßmarkter Beckens und der Bubendorfer Bucht (Tabelle 6) ist im Diagramm c der Abb. 15 dargestellt. Deutlich lassen sich die beiden Maxima (GR + EP und TU + ZI + RU) voneinander unterscheiden. Diagramm c (Abb. 15) mit dem doppelten Maximum scheint für die Sande des Älteren Sarmats charakteristisch zu sein, denn die Mehrzahl der Häufigkeitsdiagramme (a, b, d und e, Abb. 15) der übrigen Formationen sind lediglich durch ein einfaches Maximum gekennzeichnet, das entweder von GR + EP (Diagramm a und b) oder aber allein von EP (Diagramm d) bzw. GR (Diagramm e) gebildet wird. Gegenüber dem Diagramm f (Abb. 15) der Rabnitz-Formation besteht der Unterschied darin, daß beim Älteren Sarmat (c) das Verhältnis der stabilen Mineralien (TU + ZI + RU) zu den instabilen Mineralien (GR + EP) 1:1,4 beträgt, während es bei der Rabnitz-Formation (f) 6,5 : 1 ausmacht.

Wie bei der Besprechung des lithologischen Charakters der sarmatischen Schichtfolge gezeigt wurde, befinden sich unter den Schotterkomponenten auch Tuffgerölle (Abb. 17), die aus der Tauchen- oder Sinnersdorf-Formation stammen. Dies würde bedeuten, daß sich zwischen der Tauchen-Formation und den Sedimenten des darüberfolgenden Älteren Sarmats eine Trockenlegungsphase einschaltet, während welcher die Sedimente der Sinnersdorf- und Tauchen-Formation der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt waren. Infolgedessen bestehen die Sedimente des Sarmats zum guten Teil aus einem umgelagerten, älteren Material. Und es ist sehr wahrscheinlich, daß sich in den Diagrammen mit dem zweifachen Maximum des Älteren Sarmats dieses umgelagerte Material im zweiten Maximum (TU + ZI + RU) durch die Anreicherung der stabilen Schwermineralien widerspiegelt. Außerdem ist in den betreffenden Diagrammen auch ein gewisser Anteil des frisch abgetragenen Grundgebirges zugegen. Er kommt durch das Maximum der weniger stabilen Schwermineralien (GR + EP) zum Ausdruck. Der erhöhte Anteil von opaken Körnern (über 50%, s. Diagramm c in Abb. 15), ferner die rötliche Färbung der sarmatischen Sedimente und schließlich das Überwiegen von Quarzgeröllen (70%) gegenüber von Kristallingeröllen (30%) läßt sich desgleichen durch ein verwittertes und umgelagertes älteres Sedimentmaterial erklären. Zu erwähnen wären noch die umgelagerten Mikrofossilien des Badenien (s. weiter unten), die P. HERRMANN (1975) im unteren Abschnitt des Sarmats nachgewiesen hat und die den Umlagerungsprozeß bestätigen.

K. SCHOKLITSCH hat eine Probe aus vermeintlichen sarmatischen Sanden bei Draßmarkt auf Schwermineralien untersucht. Das Alter dieser Sande bestimmte er an Hand der von F. KÜMEL (1957) angefertigten geologischen Karte. Wie jedoch schon H. KÜPPER (1957 b) und A. WINKLER-HERMADEN (1962) bemerkten, hatte KÜMEL auch solche Sedimente zum Sarmat gerechnet, deren Alter sich als viel jünger herausstellte. Bei der erwähnten Probe von SCHOKLITSCH handelt es sich sicherlich nicht um sarmatische Sande, sondern um solche der Rabnitz-Formation. Das Verhältnis der stabilen Mineralien (TU + ZI + RU) zu den instabilen Mineralien (GR + EP) beträgt bei dieser Probe 2,5 : 1 und ist somit charakteristisch für das Schwermineralspektrum der Rabnitz-Formation.

In der Tauchener Bucht wurde das Ältere Sarmatien zwar erbohrt, seine Schichten beißen jedoch nirgends aus. Frei zutage treten lediglich die Sande und Schotter des Jüngeren Sarmats, und zwar, wie schon erwähnt, in mehreren Sand- und Schottergruben. In

Tabelle 7  
Schwermineralliste des Jüngeren Sarmatien (Tauchener Bucht)

| PROBE-<br>NUMMER       | Anzahl der gezählten Körner |      |         |     |     |     |      |     |     |     |     |     |
|------------------------|-----------------------------|------|---------|-----|-----|-----|------|-----|-----|-----|-----|-----|
|                        | TOTAL                       | OPAK | DURCHS. | AP  | HB  | GR  | EP   | CD  | DI  | TU  | ZI  | RU  |
| 1                      | 211                         | 70   | 141     | 2   | -   | 6   | 130  | -   | -   | -   | 2   | 1   |
| 2                      | 333                         | 60   | 273     | 1   | 1   | 5   | 257  | 1   | 2   | 5   | -   | 1   |
| 3                      | 209                         | 67   | 142     | 3   | 1   | 4   | 128  | 1   | 1   | 1   | 3   | -   |
| 4                      | 163                         | 72   | 91      | 1   | -   | 3   | 82   | -   | -   | -   | 4   | 1   |
| 5                      | 197                         | 55   | 142     | 2   | 1   | 2   | 129  | 2   | -   | -   | 5   | 1   |
| 6                      | 152                         | 5    | 147     | -   | -   | 1   | 144  | -   | -   | -   | 2   | -   |
| 7                      | 192                         | 44   | 148     | -   | -   | 2   | 136  | -   | -   | 2   | 1   | 7   |
| 8                      | 228                         | 75   | 153     | -   | -   | 7   | 133  | 6   | -   | -   | 6   | 1   |
| 9                      | 234                         | 23   | 211     | -   | -   | 3   | 194  | 4   | -   | -   | 2   | 8   |
| 10                     | 177                         | 83   | 94      | -   | 1   | 2   | 77   | -   | -   | -   | 6   | 8   |
| 13                     | 323                         | 161  | 162     | -   | -   | 5   | 147  | -   | -   | -   | 4   | 6   |
| 14                     | 159                         | 64   | 95      | -   | -   | 2   | 82   | 1   | -   | -   | 4   | 6   |
| 15                     | 162                         | 63   | 99      | -   | -   | 5   | 81   | 1   | -   | -   | 8   | 4   |
| 16                     | 173                         | 69   | 104     | -   | -   | -   | 102  | -   | -   | -   | 2   | -   |
| 17                     | 138                         | 9    | 129     | -   | 1   | 1   | 125  | 1   | -   | 1   | -   | -   |
| 22                     | 198                         | 65   | 133     | -   | 2   | -   | 124  | -   | -   | -   | 2   | 5   |
| 23                     | 226                         | 27   | 199     | -   | -   | 2   | 195  | -   | -   | -   | -   | 2   |
| 24                     | 203                         | 12   | 191     | -   | -   | -   | 189  | -   | -   | -   | 2   | -   |
| 25                     | 138                         | 11   | 127     | -   | -   | 5   | 121  | -   | -   | -   | -   | 1   |
| 30                     | 149                         | 6    | 143     | -   | 2   | -   | 140  | -   | -   | -   | 1   | -   |
| 31                     | 209                         | 19   | 190     | -   | -   | 4   | 186  | -   | -   | -   | -   | -   |
| 35                     | 186                         | 39   | 147     | -   | -   | -   | 145  | -   | -   | 1   | -   | 1   |
| 36                     | 130                         | 12   | 118     | -   | -   | 1   | 116  | -   | -   | -   | 1   | -   |
| Summe                  | 4490                        | 1111 | 3379    | 9   | 9   | 60  | 3163 | 17  | 3   | 10  | 55  | 53  |
| Durchschn.<br>Prozente | 100                         | 24,7 | 75,3    | 0,3 | 0,2 | 1,8 | 93,6 | 0,5 | 0,1 | 0,3 | 1,6 | 1,6 |

der Tauchener Bucht wurden den Sanden des Jüngeren Sarmatien insgesamt 23 Proben entnommen (Tabelle 7) und auf Schwermineralien untersucht. Die erhaltenen Schwermineralspektren unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung wesentlich von allen bisher besprochenen Spektren (s. Tafel 1). In den Diagrammen dominiert überragend Epidot und Klinozoisit (EP), oft mit einem Anteil von über 90% (s. z. B. Diagramm 7+8+9+10 oder Diagramm 31, Tafel 1). Der Anteil der übrigen Schwermineralien liegt stets unter 5%. Diagramm d der Abb. 15 stellt das arithmetische Mittel aller 23 Proben des Jüngeren Sarmatien dar. Es unterscheidet sich ganz wesentlich von den Diagrammen aller übrigen Formationen bzw. stratigraphischen Einheiten.

Zur Charakterisierung des Schwermineralgehaltes der Sande des Jüngeren Sarmatien in der Tauchener Bucht muß zunächst gesagt werden, daß es sich hierbei um „frische“ Sedimente handelt. Hierfür spricht der äußerst geringe (zumeist unter 5% liegende) Anteil stabiler Mineralien (TU + ZI + RU) und der niedrige Gehalt (unter 25%) an opaken Körnern. Die überragende (über 90%) EP-Spitze läßt sich nur unter der Annahme deuten, daß fast ausschließlich Gesteine des Pennins aufgearbeitet wurden und daß das Liefergebiet hauptsächlich von der im Süden gelegenen Rechnitzer Schieferinsel (damals ein Bestandteil der Südburgenländischen Schwelle) gebildet wurde.

#### 4.5.4. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit

Im südöstlichen Abschnitt der Tauchener Bucht liegen die Sande und Schotter des Älteren Sarmatien transgressiv über dem kristallinen Grundgebirge. Dies wurde auch von den erwähnten Bohrungen auf Wasser im Gebiet von Bad Tatzmannsdorf bestätigt. Dort bestand das Grundgebirge aus Serpentin. Es wurde von fast allen fünf Bohrungen erbohrt. Darüber lag zumeist ein cm-starker Serpentintrag oder eine serpentinitfarbene Sandlage. Im Norden und Nordosten der Tauchener Bucht liegen die Schichten des Älteren Sarmatien diskordant und transgressiv entweder über den Sanden und Schottern der Tauchen-Formation oder über den grobklastischen Bildungen der Sinnersdorf-Formation. Überlagert werden die Schichten des Jüngeren Sarmatien in der Tauchener Bucht von den Tegeln des Pannonien. Im Gelände ist die Grenze zwischen beiden Einheiten nicht immer eindeutig festzulegen.

In der Bubendorfer Bucht und im Draßmarkter Teilbecken liegen die Sande des Älteren Sarmatien diskordant über dem kristallinen Grundgebirge (Abb. 18) bzw. über den klastischen Bildungen der Sinnersdorf-Formation oder Tauchen-Formation. Im Gelände stößt eine Grenzziehung zwischen den altsarmatischen Sanden und den Ablagerungen der Sinnersdorf-Formation oft auf Schwierigkeiten, besonders dann, wenn die Sinnersdorf-Formation nicht durch grob-, sondern durch feinklastische Sedimente vertreten ist. Auch gegen die klastischen Bildungen der darüberliegenden Rabnitz-Formation ist eine Grenzziehung mit Schwierigkeiten verbunden. Infolgedessen ist die auf der geologischen Karte (Tafel 4) durchgeführte Abgrenzung der sarmatischen Sedimente gegenüber den Liegend- und Hangendformationen als nicht gesichert zu betrachten.

Die Oberkante der sarmatischen Ablagerungen entspricht einem Paläorelief (Abb. 18). Dies ist besonders schön im Gebiet der Ortschaft Unterrabnitz zu sehen (Aufschluß 2/109, Tafel 4), wo auf der Topfläche des sarmatischen Kalksteins Karrenbildungen (Abb. 19) als

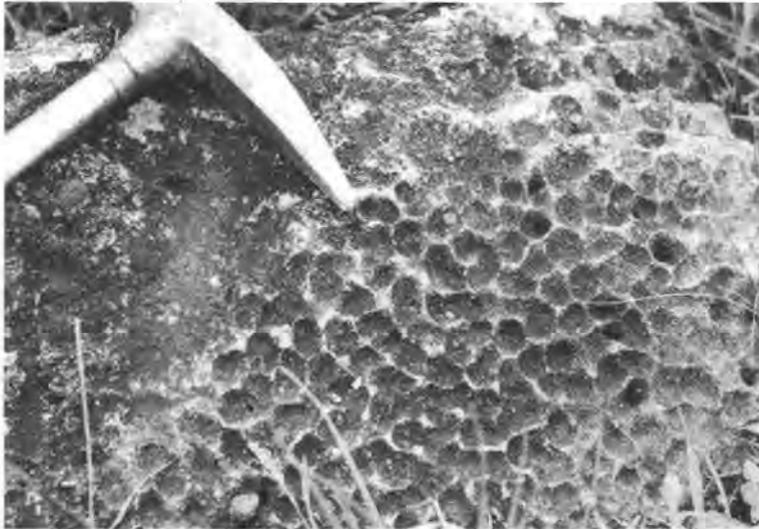


Abb. 19 Karrenbildung als Ausdruck eines verkarsteten Paläoreliefs. Kalkstein bei Unterrabnitz (Aufschluß 2/109).

typische Karsterscheinungen entwickelt sind. Das alte Relief wird von einem Residualschutt überdeckt, der aus kleineren und größeren Kalksteinblöcken (bis zu 1 m im Durchmesser) besteht, die in einer rostbraun gefärbten, sandigen Matrix stecken. Über dem Paläorelief ruhen die klastischen Ablagerungen der Rabnitz-Formation.

In den durchgeführten Bohrungen erreicht die Schichtfolge des Sarmatien eine Mächtigkeit von etwa 300 m. Der Ansatzpunkt der Bohrungen liegt in den Talalluvionen des Tschabbaches, etwa in 350 m Seehöhe. Die Bergrücken, die den Tschabbach flankieren, erreichen Höhen bis zu 440 m. Daraus läßt sich die Gesamtmächtigkeit der sarmatischen Ablagerungen in der Tauchener Bucht mit rund 390 m berechnen.

Im Draßmarkter Teilbecken können sichere Angaben hinsichtlich der Mächtigkeit der untersarmatischen Ablagerungen nicht gemacht werden. In der Bubendorfer Bucht dürfte die Mächtigkeit der sarmatischen Schichtfolge 60 m nicht überschreiten.

#### 4.5.5. Fossilgehalt und Alter

Von früheren Bearbeitern (A. WINKLER-HERMADEN 1935, R. WEINHANDEL 1960) werden aus der Tauchener Bucht folgende Makrofossilien angeführt: *Cardium* sp., *Cerithium pictum* DEFRANCE, *Ervilia*, sp., *Modiola* sp. und *Tapes gregaria* PARTSCH, womit zunächst der Nachweis einer sarmatischen Schichtfolge erbracht wurde. Speziell könnte es sich um landnahe Ablagerungen eines tieferen Jüngeren Sarmatien im Sinne von A. PAPP (1956 u. 1974 a) handeln.

Eingehende mikropaläontologische Untersuchungen an Kernen dreier Bohrungen, die im Gebiet von Tatzmannsdorf auf Wasser niedergebracht wurden, verdanken wir P. HERRMANN (1975). Besondere Bedeutung kommt Bohrung B4 (Tafel 1) zu, da sie in einer Länge von über 300 m fast die gesamte Schichtfolge des Sarmatien in der Tauchener Bucht durchteuft hat. Bohrung B4 lieferte den Hauptanteil des für das Sarmatien von Tauchen aufgestellten Standardprofils. Aus diesem Grund wurden die von P. HERRMANN in Form eines unveröffentlichten Berichtes vorgelegten Bestimmungsergebnisse in Tabelle 8 zusammengefaßt.

Aus den Kernen der Bohrung B4 wurden neben unbestimmten Molluskenbruchstücken und Fischresten überwiegend gut erhaltene Foraminiferengehäuse und zumeist schlecht erhaltene, pyritisierte Ostrakodenschalen isoliert. Auf mikropaläontologischer Basis ließ sich die Granosum-Zone (GRILL 1943) und die Zone mit großen Elphidien (GRILL 1943) bzw. die Reginum-Zone (PAPP 1960 a, PAPP et al. 1974) nachweisen. In der Tabelle 8 erscheinen als Durchläufer: *Quinqueloculina akneriana akneriana* D'ORB, *Triloculina inflata* D'ORB, *Ammonia beccari* (L) und *Cibicides lobatulus* (W & J), (BRESTENSKA 1974). Als typische Vertreter der Reginum-Zone wären anzuführen: *Elphidium aculeatum aculeatum* D'ORB, *Elphidium flexuosum grilli* PAPP (bb), *Elphidium josephinum* D'ORB, (ns), *Cytheridea hungarica* ZAL und *Aurila merita* (ZAL), (E. BRESTENSKA 1974), R. JIRICEK 1974). Vertreter der Granosum-Zone sind: *Protelphidium granosum* D'ORB, *Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS) und *Aurila notata* (REUSS), (BRESTENSKA 1974, R. JIRICEK 1974). Vertreter der Hauerinum-Zone sollen nach P. HERRMANN (1975) in der aufgezeigten Liste (Tabelle 8) nicht vorkommen. Er führt das Fehlen der Hauerinum-Zone im Profil der Bohrung B4 auf eine regressive Phase zurück. Zu erwähnen wären noch aus dem Badenien umgelagert:

Tabelle 8  
Liste der von P. HERRMANN (1975) bestimmten Mikrofossilien der Bohrung B4

| Teufe<br>m  |                         |
|-------------|-------------------------|
| 0,9– 5,2    |                         |
| 11,7– 24,9  | ss ns                   |
| 61,0– 72,5  | s ss ns h s ss hh ss    |
| 82,0        | s ss hh ss ss ss hh     |
| 96,8–118,0  | ss hh ss ss hh          |
| 145,2       | ss ns ns ns ns ss ns ns |
| 146,8       | ss s ss ns h ss ss ss   |
| 217,0–221,5 | n ss h ss ss ss         |

*Quinqueloculina akneriana* D'ORB  
*Quinqueloculina baueriana* D'ORB  
*Quinqueloculina seminula* (L.)  
*Triloculina consobrina* D'ORB  
*Triloculina inflata* D'ORB  
*Spatulina austriaca* D'ORB  
*Ammonia beccarii* (L.)  
*Elphidium aculeatum aculeatum* (D'ORB)  
*Elphidium antoninum* (D'ORB)  
*Elphidium flexuosum grilli* PAPP  
*Elphidium josephinum* (D'ORB)  
*Elphidium microelegans* SEROVA  
*Cribronion minutum* (REUSS)  
*Protelphidium granosum* (D'ORB)  
*Nonion biporus* KRASHENINNIKOV  
*Cibicides lobatulus* (W & J)  
*Hemicytheria omphalodes omphalodes* (REUSS)  
*Hemicytheridea dacica dacica* (HEIJAS)  
*Cytheridea hungarica* ZAL.  
*Aurila notata* (REUSS)  
*Aurila merita* (ZAL.)  
*Amphocypris villosa* ZAL.  
*Caupia (Soenia) soeni soeni* (JENEJLIUS)  
*Mobrensternia angulata* EICHW.

*Amphimorphina baueriana* NEUGEBOREN, *Globulina rugosa* D'ORB, *Bulimina aculeata* D'ORB, *Asterigerina planorbis* D'ORB, *Globigerina bulloides* D'ORB, *Globigerinoides trilobus* (REUSS) und *Cnestocythere truncata* (REUSS). Diese umgelagerten Mikrofossilien treten im unteren Abschnitt des Bohrprofils auf, ein Umstand, der für das Ältere Sarmatien charakteristisch ist.

Ungefähr in der Nähe des Südostausganges von Kaisersdorf (Aufschluß 3/571, Tafel 4) wurde ein 3 m tiefer Kanal ausgehoben. Dabei kamen geschichtete, hellgraue, fein- bis mittelkörnige Sande mit einer reichen und gut erhaltenen Molluskenfauna zutage. Herr Dr. Franz Stojaspal (Geol. B.-A.), der in dankenswerter Weise die Bestimmung der Fossilien durchführte, konnte folgende Arten nachweisen:

- Calliostoma guttenbergi* (HILBER)
- Gibbula* aff. *angulata* (EICHWALD) sensu PAPP
- Mobrensternia angulata* (EICHWALD)
- Mobrensternia inflata* (ANDRZEJOWSKI)
- Mobrensternia styriaca* HILBER
- Hydrobia frauenfeldi suturata* (FUCHS)
- Pirenella picta* (DEFRANCE) sehr häufig
- Natica sarmatica* FRIEDBERG
- Ocenebrina striata* (EICHWALD)

*Actaeocina lajonkaireana* (BASTEROT)

*Ervilia* cf. *dissita* (EICHWALD)

*Cardium janoscheki* PAPP

*Musculus sarmaticus* GATUEV

Herr Dr. Stojaspal stufte die Fauna ins Untersarmatien (Rissoenschichten) ein (briefliche Mitteilung).

A. PAPP (1956) erwähnt übrigens einen Fossilienfundort von Kaisersdorf, den er desgleichen den Rissoenschichten zuordnet.

Von verschiedenen Stellen (St. Martin, Kaisersdorf, Draßmarkt und Weingraben) des Draßmarkter Teilbeckens hat F. KÜMEL folgende sarmatische Fossilien aufgesammelt:

*Murex (Occenebra) sublavatus* BAST.

*Potamides pictum* (BAST.)

*Cerithium rubiginosum* EICHW.

*Trochus pictus* EICHW.

*Rissoa (Mobrensternia) inflata* ANDRZ.

*Rissoa (Mobrensternia) angulata* EICHW.

*Cepaea eversa laterti* (BOISSY)

*Theodoxus pictus* (FER.)

*Modiola volhynica* EICHW.

*Limnocardium obsoletum* (EICHW.)

*Limnocardium plicatum* (EICHW.)

*Solen subfragilis* EICHW.

*Irus (Paphirus) gregarius* (PARTSCH.)

*Ervilia podolica* EICHW.

Ein aus dem Kalkstein bei Unterrabnitz (Bubendorfer Becken, Tafel 4) stammender Gastropodensteinkern wurde von Herrn Dr. Stojaspal der Gattung *Pirenella* zugeteilt, wobei „ein sarmatisches Alter als sehr wahrscheinlich anzunehmen“ sei, „obgleich die genannte Gattung nur in ökologischer Hinsicht (reduzierte Salinität) aussagekräftig ist“ (briefliche Mitteilung). Angesichts der Nähe des Grundgebirges zum Fundpunkt des betreffenden Gastropodenkerns kann eine reduzierte Salinität angenommen werden. Darüber hinaus wird ein Älteres Sarmatien durch die Ergebnisse der Schwermineralanalyse wahrscheinlich gemacht, die Diagramme der betreffenden Sande aus der Bubendorfer Bucht (2/66, 2/103, 2/284, 2/289 und 2/364, Tafel 2) zeigen hinsichtlich ihrer Schwermineralzusammensetzung große Übereinstimmung mit dem Diagramm der Probe 3/571 aus den fossilführenden Sanden des Älteren Sarmatien bei Kaisersdorf.

#### 4.5.6. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen

Sowohl in den Randgebieten des Pannonischen Beckens (R. JANOSCHEK 1932, F. KÜMEL 1936, H. KÜPPER 1957 a) als auch im Steirischen Becken (H. FLÜGEL & HERITSCH 1968, K. KOLLMANN 1960 und 1965) besteht zwischen den Sedimenten des Badenien und Sarmatien eine markante Diskordanz, die auch im untersuchten Gebiet nachgewiesen werden kann. Die in der Tauchener Bucht durchgeführten Bohrungen auf Wasser haben den Nachweis erbracht, daß die Sande des Älteren Sarmatien unmittelbar dem kristallinen Grundgebirge (Serpentinit) auflagern. Dies trifft auch auf die Bubendorfer Bucht zu (Abb. 18), wo die sarmatischen Sande desgleichen über dem Grundgebirge lagern. In der

Draßmarkter Teilbucht liegen die Sande des Älteren Sarmatien über den klastischen Bildungen der Sinnersdorf-Formation und vermutlich auch über der Tauchen-Formation, obwohl letztere nirgends ausbeißt.

Hieraus wäre zu folgern, daß nach der Ablagerung der Tauchen-Formation Teile des untersuchten Gebietes zeitweilig emporgehoben und trockengelegt wurden. Dabei waren die Sedimente der Sinnersdorf- und jene der Tauchen-Formation der Verwitterung und Abtragung ausgesetzt. Durch den Hebungsvorgang ging die Verbindung zwischen der Tauchener Bucht und Bubendorfer Bucht verloren. An Stelle der Pforte von Grodnau-Holzschlag entstand ein Riegel, der das Günser Gebirge (Südburgenländische Schwelle) mit dem Gebirgskomplex der Buckligen Welt verband. Die Tauchener Bucht und die Bubendorfer Bucht mit dem Draßmarkter Teilbecken gehörten nun zwei verschiedenen Sedimentationsräumen (Steirisches Becken und Pannonisches Becken) an. Es ist anzunehmen, daß zumindest im Jüngeren Sarmatien die Hauptschüttungsrichtung aus dem Süden (Rechnitzer Schieferinsel) kam.

Nach W. BERGER (1955) dürfte das Klima im Sarmatien trockenwarm gewesen sein. Savannen und Buschsteppen bildeten die charakteristische Vegetationsform. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt auch H. TRAUSSNIGG auf Grund von Caliche-Bildungen, die er im oberen Abschnitt des Kalksteins bei Unterrabnitz (Aufschluß 2/109) nachweisen konnte. Caliche-Bildungen sind Produkte eines semiariden bis ariden Klimas.

## 4.6. Pannonien

### 4.6.1. Vorkommen

Sedimente des Pannonien kommen lediglich in der Tauchener Bucht, und zwar in der Umgebung der Ortschaften Oberschützen und Bad Tatzmannsdorf vor (Tafel 4). Im Gebiet der Bubendorfer Bucht und des Draßmarkter Teilbeckens scheint das Pannonien nicht vertreten zu sein, obwohl es als geschlossene Einheit den zentralen Teil des Oberpullendorfer Beckens einnimmt (H. KÜPPER).

Tonmergel, die dem Pannonien angehören, wurden bereits von K. HOFFMANN (1877) und V. HILBER (1894) aus der Tauchener Bucht erwähnt. Später beschrieben A. WINKLER-HERMADEN (1935) und R. WEINHANDL (1960) aus der Umgebung von Oberschützen und Bad Tatzmannsdorf Sedimente, die dem Pannonien angehören.

### 4.6.2. Lithologischer Charakter

An der Basis der Schichtfolge des Pannonien tritt eine 6 m starke Grobschotterlage mit bis zu überfaustgroßen Komponenten auf. Der Schotter wurde von einer Bohrung, die 2,5 km südwestlich von Bad Tatzmannsdorf, demnach außerhalb des untersuchten Gebietes liegt, nachgewiesen (A. PAPP 1955). Im oberen Abschnitt (ca. 50 m) hat die Bohrung gelblich- bis grünlichgrau gefärbte Feinsande, sandige Tone und Tonmergel durchteuft. Der untere Abschnitt (50–107 m Teufe) des Bohrprofils besteht aus einem grünlichgrauen bis dunkelgrauen, tonigen Feinsand.

Im Gebiet von Bad Tatzmannsdorf und Oberschützen sind die Aufschlußverhältnisse ungünstig. Jedoch ist das Pannonien auch hier überwiegend durch graugetönte, feinstkörnige Sedimente (Tegel, Tonmergel) vertreten.

### 4.6.3. Schwermineral-Untersuchungen

Den Sedimenten des Pannonien wurden zwei Proben (1/11 und 1/18) für die Schwermineraluntersuchung entnommen (Tabelle 9). Beide Proben lieferten ein äußerst charakteristisches Schwermineralspektrum, das praktisch fast nur aus Granat (über 85%) zusammengesetzt ist. Es muß hervorgehoben werden, daß es sich hierbei um ein „frisches“ Sediment

Tabelle 9  
Schwermineralliste des Pannonien

| Probe-<br>nummer       | Anzahl der gezählten Körner |      |         |     |    |      |     |    |    |     |     |    |
|------------------------|-----------------------------|------|---------|-----|----|------|-----|----|----|-----|-----|----|
|                        | Total                       | Opak | Durchs. | AP  | HB | GR   | EP  | CD | DI | TU  | ZI  | RU |
| 1/11                   | 124                         | 15   | 109     | 1   | -  | 93   | 9   | -  | -  | 1   | 5   | -  |
| 1/18                   | 183                         | 18   | 165     | -   | -  | 149  | 4   | -  | -  | -   | 12  | -  |
| Summe                  | 307                         | 33   | 274     | 1   | -  | 242  | 13  | -  | -  | 1   | 17  | -  |
| Durchschn.<br>Prozente | 100                         | 10,7 | 89,3    | 0,3 | -  | 88,4 | 4,7 | -  | -  | 0,3 | 6,3 | -  |

handelt, das weder einer Verwitterung noch einer diagenetischen Auflösung ausgesetzt war. Dafür spricht der relativ geringe Anteil an verwitterungsbeständigen Schwermineralien (TU, ZI und RU) sowie der sehr geringe Anteil an opaken Körnern. Das arithmetische Mittel beider Proben ist in Diagramm e der Abb. 15 dargestellt. Es zeigt, daß sich die Sedimente des Pannonien hinsichtlich ihres Schwermineralgehaltes wesentlich von allen bisher besprochenen Formationen bzw. chronostratigraphischen Einheiten unterscheiden.

Am ehesten läßt sich dieses nahezu monominerale Schwermineralspektrum durch eine Transportauslese erklären. Infolge seiner großen Härte und geringen Spaltbarkeit besitzt Granat eine hohe physikalische Resistenz, die ihm eine ausgeprägte Transportbeständigkeit verleiht (C. BURRI, H. WIESENER 1953, R. WEYL 1950, H. K. ZÖBELEIN 1940). Sie führt dazu, daß er sich in lange transportierten Sanden durch Transportauslese außerordentlich stark anreichert. Schwermineralien mit geringer physikalischen Resistenz (HB, EP und CD) werden während des Transports ausgemerzt.

Wir können somit annehmen, daß es sich bei den beiden Proben (1/11 und 1/18) des Pannonien um lange transportierte fluviatile Sande handelt.

### 4.6.4. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit

In Randgebieten des einstigen sarmatischen Beckens kann lokal eine Erosionsdiskordanz zwischen dem Sarmatien und dem Pannonien auftreten (H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968, K. KOLLMANN 1965, A. PAPP 1956, A. PAPP & N. P. PARAMONOVA & F. MARINESCU 1974). Auch in der Tauchener Bucht könnte dies der Fall sein, denn die erwähnte Bohrung von Bad Tatzmannsdorf (A. PAPP 1955) hat nach Durchschreiten der pannonischen Schichtfolge in einer Tiefe von rund 107 m fossilführendes jüngerer Sarmatien (Granosum-

Zone) angebohrt. An der Basis der pannonischen Schichtfolge liegt eine etwa 6 m mächtige Grobschotterlage, die überwiegend aus Kristallin-Komponenten besteht. Der Grobschotter würde eine Schichtlücke zwischen Sarmatien und Pannonien markieren (A. PAPP 1955).

Im Gelände ist eine einwandfreie Grenzziehung zwischen den Sanden des Sarmatien und den Feinsanden des Pannonien nur selten möglich.

Die Mächtigkeit der Schichtfolge des Pannonien liegt in der Tauchener Bucht zwischen 50 und 70 m.

#### 4.6.5. Fossilgehalt und Alter

Bereits V. HILBER (1894) gelang es, mit Hilfe von Fossilien die grauen Mergeltonne von Oberschützen und Bad Tatzmannsdorf altersmäßig ins Pannon zu stellen. A. WINKLER-HERMADEN (1935) fand bei der katholischen Kirche von Oberschützen in Tegeln kleine Cardien, Congerien und Ostrakoden und stufte die betreffende Schichtfolge ins Pannon ein. Auch R. WEINHANDL (1960) führt Fossilpunkte mit Congerien, Cardien und Ostrakoden (*Candona sieberi*) des Pannon an. Die von der Bohrung bei Bad Tatzmannsdorf durchteufte pannonische Schichtfolge wird von A. PAPP (1955) auf Grund von Fossilien als „sicheres Unterpannon“ bezeichnet.

#### 4.6.6. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen

Aus dem bisher Dargelegten geht hervor, daß die Tauchener Bucht zum Sedimentationsraum der pannonischen Ablagerungen gehörte. Ob dies auch auf die Bubendorfer Bucht und auf das Draßmarkter Teilbecken zutrifft, läßt sich nur vermuten. Als geschlossene Einheit nimmt das Pannonien den zentralen Teil des Oberpullendorfer Beckens ein (H. KÜPPER 1957 a). Nach F. KÜMEL (1936) war das Pannonien zumindest im Draßmarkter Teilbecken vorhanden, es ist aber der postpannonischen bzw. der präadriatischen Abtragung zum Opfer gefallen. KÜPPER ist der gleichen Ansicht. Wir werden im nächsten Unterkapitel (4.7.) sehen, daß die klastischen Sedimente der Rabnitz-Formation ihre Entstehung dieser postpannonischen-prädazischen Abtragung verdanken.

Das Klima war während des Pannonien und vor allem während des Pontien subtropisch-feuchtwarm (W. BERGER 1955, K. NEBERT 1979)

### 4.7. Rabnitz-Formation

#### 4.7.1. Definition

Als „Rabnitz-Formation“ werden jene klastischen bis grobklastischen Ablagerungen benannt, die zu beiden Seiten der Rabnitz (Tafel 4) das Hügelland aufbauen. Zum ersten Mal wurde die Schichtfolge der Rabnitz-Formation für das Draßmarkter Teilbecken unter der Bezeichnung „Daz“ von A. WINKLER-HERMADEN (1962) beschrieben. Schwermineral-Untersuchungen an den Sedimenten der Rabnitz-Formation verdanken wir K. SCHOKLITSCH (1962).

In dem von der Rabnitz-Formation eingenommenen Gebietsabschnitt sind die Aufschlußbedingungen zwar nicht ungünstig, jedoch handelt es sich hierbei zumeist um kleine

Aufschlüsse, deren stratigraphische Spannweite (in vertikaler Richtung) beschränkt ist. Infolgedessen mußte der Stratotypus der Rabnitz-Formation aus mehreren Einzelaufschlüssen zusammengesetzt werden (zusammengesetzter Stratotypus).

#### 4.7.2. Verbreitung

Die klastischen Ablagerungen der Rabnitz-Formation setzen sich aus der Landseer Bucht (Pullendorfer Becken) über das Draßmarkter Becken (Tafel 4) bis in die Bubendorfer Bucht fort. Diese Verbreitung ließ sich auf Grund der charakteristischen Zusammensetzung des Schwermineralspektrums ihrer Sedimente festlegen. In der Tauchener Bucht ist die Rabnitz-Formation nicht vertreten.

Auf der von F. KÜMEL (1975) herausgegebenen geologischen Karte von Mattersburg-Deutschkreutz gelangten die Ablagerungen der Rabnitz-Formation nicht zur Ausscheidung. KÜMEL stufte den Großteil der Rabnitz-Formation ins Sarmat und Pannon ein. Erst A. WINKLER-HERMADEN (1962) erkannte, daß es sich bei diesen Sedimenten um eine jüngere und selbständige lithostratigraphische Einheit handelt und stellte sie ins Daz. Allerdings ist auf der von A. WINKLER-HERMADEN (1962, Abb. 1) angefertigten Kartenskizze die Rabnitz-Formation auf das Draßmarkter Teilbecken beschränkt und setzt sich nicht in die Bubendorfer Bucht fort. H. TRAUSSNIGG konnte jedoch mit Hilfe der durchgeführten Schwermineralanalysen nachweisen, daß die Rabnitz-Formation innerhalb der Bubendorfer Bucht eine beachtenswerte Fläche einnimmt (vgl. Tafel 4). Ein Großteil der auf der erwähnten Kartenskizze als „vorsarmatisches Miozän“ ausgedehnten Ablagerungen gehört in Wirklichkeit der Rabnitz-Formation an.

Gute Aufschlüsse, die einen Einblick in die lithologische Beschaffenheit der Rabnitz-Formation erlauben, gibt es besonders entlang des Rabnitzbaches, des Edlaubaches und entlang des Unterlaufs des Zöbernaches.

#### 4.7.3. Lithologischer Charakter

Die Rabnitz-Formation setzt sich aus fein- bis grobklastischen Ablagerungen zusammen. Ganz allgemein ergaben die Geländebeobachtungen eine Abnahme des Kornes dieser klastischen Sedimente von Südwesten (aus Richtung Bubendorfer Bucht) nach Nordosten (in Richtung Draßmarkter Bucht). In der Bubendorfer Bucht (Abb. 20) und im südwestlichen Abschnitt des Draßmarkter Beckens (Abb. 21) sind die Komponenten der Schotterbänke überfaustgroß, ja zuweilen erreichen sie die Größe eines Kindkopfes. Im nordöstlichen Teil des Draßmarkter Beckens führen die einzelnen Schotterlagen Gerölle, die im Durchschnitt kaum die Größe eines Hühnereies erreichen (Aufschl. 3/64, Abb. 25).

Im Süden und im Osten des Draßmarkter Teilbeckens sowie im Süden der Bubendorfer Bucht liegen die klastischen Bildungen der Rabnitz-Formation unmittelbar über dem kristallinen Grundgebirge. Im Westen des Draßmarkter Beckens und der Bubendorfer Bucht haben sie als Unterlage den Blockschutt der Sinnersdorf-Formation oder die Sande des Älteren Sarmatien (Tafel 4).

In der Regel beginnt die Schichtfolge der Rabnitz-Formation mit einer 1 bis 3 m starken, intensiv ockergelb bis rostbraun gefärbten lateritischen Feinsandlage. So lagern dem kristallinen Grundgebirge im Westabschnitt des Draßmarkter Teilbeckens in Aufschluß 3/520 (s. Tafel 4) 0,8 m mächtige, ockergelbe, schlecht geschichtete, lateritische

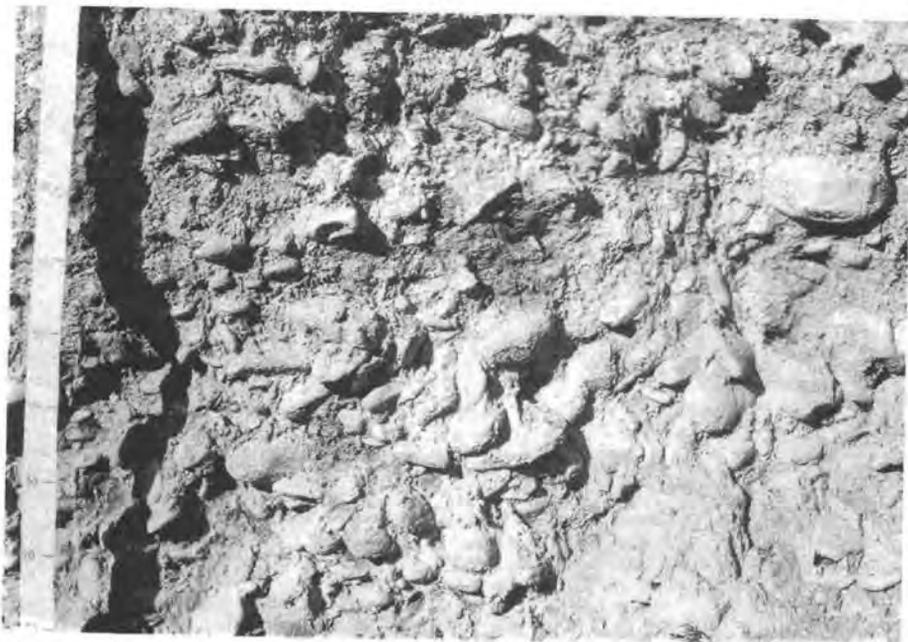


Abb. 20 Aufschluß 2/119 (s. Tafel 2), Grobschotter der Rabnitz-Formation (ca. 1,5 km Ost Pilgersdorf).



Abb. 21 Grobschotter der Rabnitz-Formation im Aufschluß 3/520. Stratigraphische Position des Fotos s. Abb. 22.

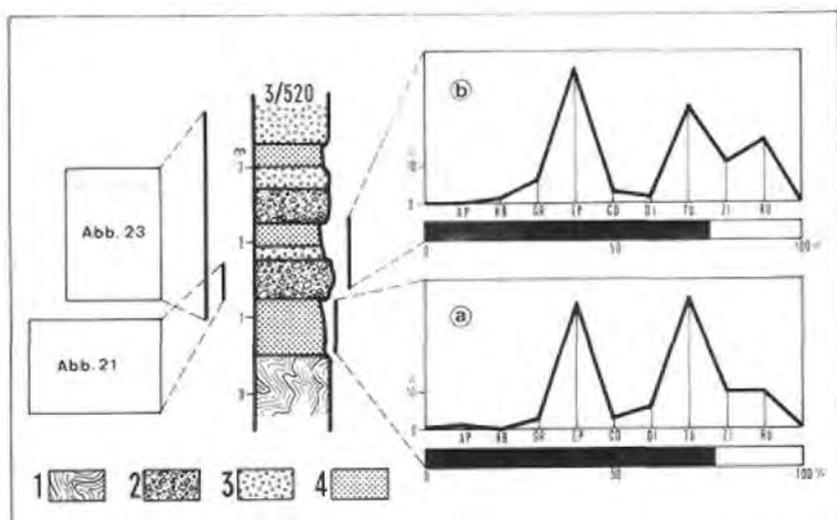


Abb. 22 Aufschluß 3/520, etwa 400 m nordöstlich der Ortschaft Schwendgraben, in einem Seitental der Rabnitz (s. Tafel 1), 1 = kristallines Grundgebirge; 2 = Blockschutt; 3 = Schotter; 4 = Sand.



Abb. 23 Rabnitz-Formation. Wechsellagerung von Sanden, Schottern und Grobschottern. Aufschluß 3/520. Stratigraphische Position des Fotos s. Abb. 22.

Sande auf (Abb. 22 und unterer Abschnitt der Abb. 23). Typisch für diesen unteren Abschnitt der Rabnitz-Formation sind rotbraun gefärbte Limonitverkrustungen (Abb. 24). Die erwähnte Sandlage ist auch im Mittelabschnitt und im Ostabschnitt des Draßmarkter Teilbeckens sowie im Südabschnitt der Bubendorfer Bucht über dem Grundgebirge entwickelt. So liegen beispielsweise im Aufschluß 3/587 (Forstweg im Lampach-Graben, Tafel 4) 60 cm starke, schlecht geschichtete, rostbraun gefärbte, glimmerreiche, tonige Feinsande (Mehlsande) über dem Grundgebirge. Darüber folgen glimmerreiche gelblichgraue bis rostbraune Mehlsande mit einzelnen Feinschotter Schnüren.



Abb. 24 Limonitverkrustung im unteren Abschnitt der Rabnitz-Formation. Aufschluß 3/119, 1,5 km Ost von Pilgersdorf (Tafel 4).

In anderen Aufschlüssen (3/7, 3/51 und 3/57, Tafel 4) liegt unmittelbar über dem Grundgebirge eine nur wenige Meter starke Schotterlage, deren faustgroße, gutgerundete Kristallin- und Quarzgerölle in einer rostbraun gefärbten, tonigen Sandmatrix eingebettet sind. In manchen Aufschlüssen (wie z. B. im Aufschluß 3/7) schaltet sich zwischen den okkergelb gefärbten, lateritischen Basalsanden und dem kristallinen Grundgebirge eine wenige Dezimeter starke Schotterlage ein, deren Komponenten schlecht bis mäßig gerundet sind.

Dort, wo die klastischen Bildungen der Rabnitz-Formation über den Sedimenten (Blockschutt) der Sinnersdorf-Formation oder über den Sanden des Sarmatien liegen, kann ihre Unterscheidung nach lithologischen Merkmalen nicht durchgeführt werden. Die Trennung von den älteren Liegendschichten erfolgte mit Hilfe der Schwermineralanalyse, auf die im nächsten Unterkapitel eingegangen werden soll. Zwei Aufschlüsse mögen hier als Beispiel dienen. Im Aufschluß 3/517 liegen über dem Blockschutt (Abb. 7) der Sinnersdorf-Formation Sande mit einzelnen Schotterlagen. Auf Grund der Ergebnisse der Schwermineral-

analyse müssen die Sande (geringer GR-Anteil und erhöhter Gehalt an stabilen Mineralien TU, ZI und RU) der Rabnitz-Formation, der Blockschutt (dominierendes GR-Maximum) hingegen der Sinnersdorf-Formation zugerechnet werden (vgl. die beiden Diagramme der Tafel 3). Im Aufschluß 3/155 (bei Draßmarkt) erscheint eine Wechsellagerung von rostbraunen und grauen Feinsanden, die auf der geologischen Karte von F. KÜMEL (1957) als Sarmat ausgeschieden wurden. Zwei Proben (155 a und 155 b, Tabelle 10) ergaben ein Schwermineraldiagramm, das typisch für die Sande der Rabnitz-Formation ist (GR-Anteil minimal, dominierendes Maximum der stabilen Mineralien TU, ZI und RU, vgl. Diagramm 155 der Tafel 3).



Abb. 25 Aufschluß 3/64. Mittlerer Abschnitt der Rabnitz-Formation. Wechsellagerung von Schottern und Sanden. Stratigraphische Position des Fotos s. Abb. 26.

Der mittlere Abschnitt der Rabnitz-Formation wird von einer Wechsellagerung von Sanden mit Schottern eingenommen. Zumeist handelt es sich um Schotter Schnüre oder Schotterbänke (Abb. 25). Die Stärke der letzteren liegt im Meterbereich (Aufschlüsse 3/1,

3/45 und 3/64). Aufschluß 3/64 (etwa 2 km östlich von Draßmarkt, Tafel 4) möge die lithostratigraphischen Verhältnisse der Rabnitz-Formation illustrieren (Abb. 26). Über dem kristallinen Grundgebirge (Paläorelief) liegen zunächst die erwähnten rostbraun gefärbten, fein- bis mittelkörnigen Basalsande. Darüber folgt eine Wechsellagerung von Schotter- schnüren und Schotterbänken (Abb. 25), die den mittleren Abschnitt der Rabnitz-Formation ausmachen. Die schlecht- bis mittelmäßig gerundeten Komponenten bestehen zum überwiegenden Teil aus Quarz. Eine Schichtung der Sande wird durch die Schotterschnüre angedeutet.

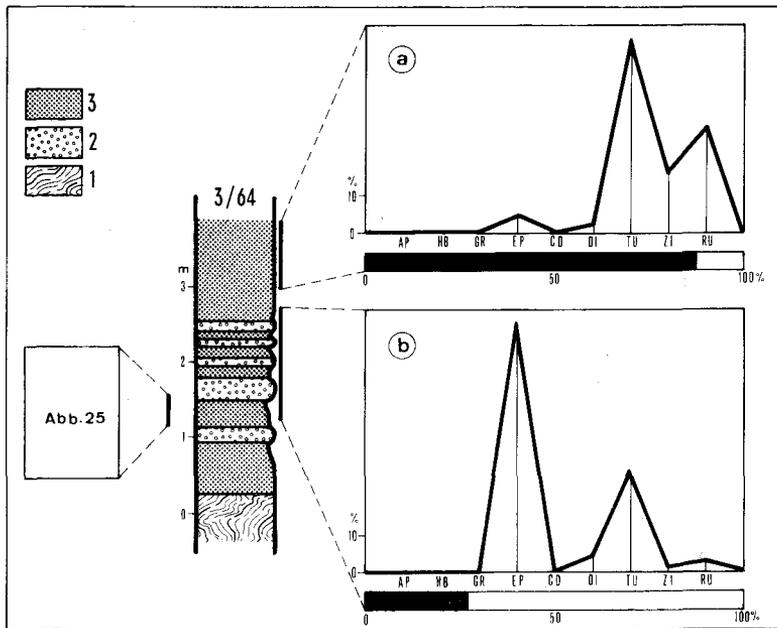


Abb. 26 Aufschluß 3/64. 1 = kristallines Grundgebirge; 2 = Schotter; 3 = Sand.

Der obere Abschnitt der Rabnitz-Formation besteht aus grob- bis mittelkörnigen Sanden, die mitunter eine Kreuzschichtung aufweisen (Abb. 27). Gut aufgeschlossen ist der mittlere Abschnitt und der obere Abschnitt in einer ca. 2 km östlich von Draßmarkt gelegenen Sandgrube (Aufschl. 3/1, Tafel 4).

Abschließend sei noch auf die limonitischen Verkrustungen hingewiesen, die unregelmäßig in verschiedenen stratigraphischen Niveaus der Rabnitz-Formation auftreten können und durch die die losen Schotterlagen in feste und harte Konglomerate mit einem rostrot gefärbten Zement übergeführt wurden. Diese limonitischen Verkrustungen lassen sich als das Produkt einer intensiven Lateritisierung deuten. Sie sind in rezenten Lateritböden weit verbreitet (R. MAIGNIEN).



Abb. 27 Kreuzgeschichtete Sande im oberen Abschnitt der Rabnitz-Formation. Aufschluß 3/1.

#### 4.7.4. Schwermineral-Untersuchungen

Der Rabnitz-Formation wurden im Draßmarkter Teilbecken 15 Proben und in der Bumbendorfer Bucht 16 Proben entnommen (Tabelle 10). Im allgemeinen wurde für jeden Aufschluß die Schwermineralzusammensetzung in Form eines Häufigkeitsdiagrammes dargestellt (vgl. Tafel 2 und 3). Wurden einem Aufschluß zwei Proben entnommen, so gelangte das arithmetische Mittel der beiden Proben zur Darstellung (z. B. Probe 3/64 a und b, 3/155 a und b, 3/517 b und c, usw.). Aus Gründen einer übersichtlichen Darstellung, vor allem aber wegen des äußerst geringen Gehaltes einer Probe an durchsichtigen Körnern, wurden die Proben nahe beieinander liegenden Entnahmestellen zu einem einzigen Diagramm zusammengefaßt und das arithmetische Mittel dieser Proben dargestellt (z. B. 2/275 + 277, 2/227 + 279 + 280 + 282 und 2/266 + 268 + 270 + 271 + 273 auf Tafel 2). Die Probeentnahmestellen sind mit dem dazugehörigen Häufigkeitsdiagramm auf den Tafeln 2 und 3 eingetragen.

Das Schwermineralspektrum der Rabnitz-Formation ist zunächst durch eine beachtliche Reduktion (z. B. Proben Nr. 2/140, 2/290 auf Tafel 2 und Proben Nr. 3/45, 3/51, 3/57, 3/155 auf Tafel 3) bzw. durch das völlige Fehlen (Proben 2/294, 2/266 + 268 + 270 + 271 + 273 auf Tafel 2 und Probe 3/64 auf Tafel 3) des Granats gekennzeichnet. Gleichzeitig nimmt der Anteil der stabilen Mineralien TU, ZI und RU derart zu, daß er in den meisten Diagrammen (z. B. Proben 2/294, 2/275 + 277, 2/363 auf Tafel 2 und Proben 3/1, 3/45, 3/57, 3/155 auf Tafel 3) ein dominierendes Maximum bildet. Bei den Sanden

und Schottern der Rabnitz-Formation handelt es sich somit nicht mehr um „frische“ alpinogene Ablagerungen, sondern um ein intensiv verwittertes Material, das um- bzw. abgelagert wurde. Hierfür spricht auch das betonte Überwiegen der opaken Körner (zumeist über 75%) gegenüber den durchsichtigen Schwermineralien (z. B. Diagramme 2/275 + 277, 2/227 + 279 + 280 + 282, 2/266 + 268 + 270 + 271 + 273 auf Tafel 2 und Diagramme 3/1, 3/45, 3/64, 3/155, 3/520 auf Tafel 3) sowie die starke Reduktion des absoluten Gehaltes der durchsichtigen Körner.

Tabelle 10  
Schwermineralliste der Rabnitz-Formation

| Probenummer                   | Anzahl der gezählten Körner |      |         |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
|-------------------------------|-----------------------------|------|---------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|
|                               | Total                       | Opak | Durchs. | AP  | HB  | GR  | EP  | GD  | DI  | TU   | ZI   | RU   |
| <u>Draßmarkter Becken:</u>    |                             |      |         |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| 3/1                           | 989                         | 758  | 231     | -   | 4   | 39  | 20  | 3   | 11  | 90   | 21   | 43   |
| 3/7                           | 525                         | 283  | 242     | 2   | 51  | 26  | 64  | 14  | 8   | 36   | 28   | 13   |
| 3/45                          | 624                         | 437  | 187     | -   | 4   | 7   | 12  | -   | 9   | 107  | 21   | 27   |
| 3/51                          | 593                         | 360  | 233     | -   | -   | 13  | 71  | 8   | 4   | 86   | 26   | 25   |
| 3/57                          | 265                         | 143  | 122     | -   | 10  | 12  | 20  | 2   | 2   | 16   | 43   | 17   |
| 3/64 a                        | 1713                        | 1488 | 225     | -   | -   | -   | 9   | -   | 4   | 114  | 36   | 62   |
| 3/64 b                        | 346                         | 93   | 253     | -   | -   | -   | 164 | -   | 11  | 67   | 3    | 8    |
| 3/155 a                       | 1033                        | 791  | 242     | -   | -   | 15  | 32  | 12  | 39  | 86   | 24   | 34   |
| 3/155 b                       | 933                         | 722  | 211     | -   | -   | 4   | 17  | 2   | 6   | 86   | 66   | 30   |
| 3/517 b                       | 365                         | 165  | 200     | 5   | 55  | 19  | 60  | 6   | 14  | 29   | 5    | 7    |
| 3/517 c                       | 378                         | 137  | 241     | 3   | 110 | 9   | 76  | 7   | 6   | 19   | 6    | 5    |
| 3/520 a                       | 1155                        | 915  | 240     | 2   | -   | 7   | 79  | 7   | 14  | 83   | 24   | 24   |
| 3/520 b                       | 960                         | 722  | 238     | -   | 4   | 15  | 84  | 7   | 4   | 60   | 25   | 39   |
| 3/587 a                       | 418                         | 185  | 233     | -   | 46  | 13  | 37  | 3   | 3   | 62   | 28   | 41   |
| 3/587 b                       | 366                         | 146  | 220     | -   | 52  | 5   | 43  | 7   | 3   | 47   | 25   | 38   |
| <u>Bubendorfer Bucht:</u>     |                             |      |         |     |     |     |     |     |     |      |      |      |
| 2/140                         | 393                         | 240  | 153     | 3   | -   | 34  | 14  | 8   | 15  | 63   | 8    | 8    |
| 2/285                         | 429                         | 158  | 271     | -   | -   | 10  | 33  | 82  | 25  | 103  | 8    | 10   |
| 2/290                         | 542                         | 315  | 227     | 2   | 4   | 19  | 35  | 4   | 3   | 119  | 30   | 11   |
| 2/294                         | 560                         | 171  | 389     | -   | -   | -   | -   | -   | -   | 231  | 71   | 87   |
| 2/363                         | 412                         | 220  | 192     | 14  | -   | 3   | 8   | -   | 6   | 83   | 47   | 31   |
| 2/275+277                     | 1685                        | 1490 | 195     | -   | -   | 2   | -   | -   | 6   | 163  | 13   | 11   |
| 2/227+279<br>+280+282         | 1348                        | 1220 | 128     | -   | 2   | 2   | -   | -   | -   | 108  | 12   | 4    |
| 2/266+268<br>+270+271<br>+273 | 2359                        | 2300 | 59      | -   | -   | -   | 3   | -   | -   | 52   | -    | 4    |
| Summe                         | 7728                        | 6114 | 1614    | 19  | 6   | 70  | 193 | 94  | 55  | 922  | 189  | 166  |
| Durchschn.<br>Prozente        | 100                         | 79,1 | 20,9    | 1,2 | 0,4 | 4,3 | 5,8 | 5,8 | 3,4 | 57,1 | 11,7 | 10,3 |

Das Diagramm f der Abb. 15 zeigt uns die mit Hilfe des arithmetischen Mittels berechnete durchschnittliche Schwermineralzusammensetzung der Rabnitz-Formation. Für die Berechnung des Durchschnitts wurden die 15 Proben aus dem Draßmarkter Teilbecken und die 16 Proben aus der Bubendorfer Bucht benutzt. Das Schwermineraldiagramm der Rabnitz-Formation (Abb. 15, f) unterscheidet sich wesentlich von jenen der Sinnersdorf-Formation (a), der Tauchen-Formation (b), des Jüngeren Sarmatien (d) und des Pannonien (e). Eine Ähnlichkeit besteht zum Diagramm des Älteren Sarmatien (Abb. 15, c) insofern, als in beiden Diagrammen je ein Hauptmaximum und ein Untermaximum auftritt. Nur wird das Hauptmaximum bei der Rabnitz-Formation von den stabilen Schwermineralien TU, ZI und RU gebildet, und das Untermaximum von EP. Beim Diagramm des Älteren Sarmatien ist der Fall umgekehrt: Epidot und Klinozoisit (EP) bilden das Hauptmaximum, und die stabilen Mineralien gruppieren sich zu einem Untermaximum.

K. SCHOKLITSCH (1962, S. 103) hat einen rotbraunen (!) Sand aus Kristallinnähe bei Draßmarkt auf Schwermineralien untersucht. Auf Grund der von F. KÜMEL (1957) angefertigten geologischen Karte stellte K. SCHOKLITSCH die betreffende Probe ins Sarmat. H. KÜPPER (1957 a) und A. WINKLER-HERMADEN (1962) weisen jedoch darauf hin, daß das Sarmat auf KÜMEL's Karte ein viel zu großes Areal einnimmt. Betrachtet man nun die Ergebnisse der von K. SCHOKLITSCH untersuchten vermeintlichen Sarmat-Probe, so muß man hinsichtlich ihres Schwermineralspektrums feststellen, daß es sich hierbei nicht um ein Sarmatien handelt, sondern um Ablagerungen der Rabnitz-Formation, denn neben der Rotbraunfärbung des untersuchten Sandes spricht die typische Zusammensetzung des Schwermineralgehaltes dafür: GR 3,3%, TU + ZI + RU 51,8% (Hauptmaximum), EP 18,2% (Untermaximum).

Des weiteren hat K. SCHOKLITSCH (S. 112) eine Probe einem graugelben Feinsand bei Dörfel und eine Probe einem graubräunlichen Sand aus dem Edlautal (1 km NW Dörfel) entnommen und auf Schwermineralien untersucht. Das arithmetische Mittel der beiden Proben lieferte folgendes Ergebnis: GR 2,3%, TU + ZI + RU 44,1% (Hauptmaximum), EP 38,5% (Untermaximum). Auf Grund dieses Ergebnisses müssen die Sande der beiden Proben zur Rabnitz-Formation gerechnet werden.

Drei Proben mit einer ähnlichen Schwermineralzusammensetzung hat K. SCHOKLITSCH (S. 111) Sanden entnommen, die über dem Basalt von Stoob (befindet sich außerhalb des untersuchten Gebietes) liegen. Das arithmetische Mittel der drei untersuchten Proben ist: GR 3,7%, TU + ZI + RU 45% (Hauptmaximum), EP 39% (Untermaximum). Mit A. WINKLER-HERMADEN (1962) stellt K. SCHOKLITSCH die Proben ins Daz. Hinsichtlich ihres Schwermineralspektrums gehören die betreffenden Sande eindeutig der Rabnitz-Formation an.

#### 4.7.5. Stratigraphische Abgrenzung und Mächtigkeit

Wie zu Beginn dieses Unterkapitels gezeigt wurde, haben die Sedimente der Rabnitz-Formation als Unterlage entweder das kristalline Grundgebirge (Tafel 4) oder die Sinnersdorf-Formation bzw. das Ältere Sarmatien.

Die Abgrenzung der Rabnitz-Formation gegen die Sande des Älteren Sarmatien kann im Gelände kaum durchgeführt werden. Die Abgrenzung gegen die Sinnersdorf-Formation stößt dann auf Schwierigkeiten, wenn letztere durch Sande vertreten ist. Infolgedessen ist die Grenzziehung zwischen den drei Formationen auf der geologischen Karte (Tafel 4) ungenau. Sie beruht fast ausschließlich auf den Ergebnissen der Schwermineralanalyse.

Die klastischen Bildungen der Rabnitz-Formation führen als dünne Überlagerung einen residualen Schotter quartären Alters, der zumeist an Verebnungsflächen gebunden und kartennmäßig nicht ausscheidbar ist.

Eine genaue Mächtigkeitsangabe kann für die Rabnitz-Formation im Draßmarkter Becken und in der Bubendorfer Bucht nicht gemacht werden. Sie dürfte 100 m kaum überschreiten.

#### 4.7.6. Alter und Korrelation

Nach A. WINKLER-HERMADEN (1962) setzen sich die von ihm als „Daz“ (= Rabnitz-Formation) bezeichneten klastischen Ablagerungen aus dem Draßmarkter Teilbecken über Stoob und Oberpullendorf gegen Osten bis nach Ungarn fort. Auf ungarischem Boden sind die Schichten des „Daz“ bei Csörgető Major (SZADECKY-KARDOSS 1938, zitiert nach A. WINKLER-HERMADEN 1962) bis zu 15 m gut aufgeschlossen. Sie liegen dort mit einer deutlichen Erosions- bzw. Winkeldiskordanz über Sanden mit *Unio wetzleri*. Aus der untersten Lage der dazischen Folge konnte der Rhinozerosrest *Ceratorhinus leptorhinus* CUV. geborgen werden, womit sich für die dazische Schichtfolge zunächst ein mittelplozänes Alter ergibt. Die Sande mit *Unio wetzleri* sind altersmäßig der Sand-Folge op<sub>3</sub> des Westrandes des Pannonischen Beckens und des Ostrandes des Steirischen Beckens gleichzustellen und würden etwa dem oberen Abschnitt der Zone G und der Zone H des Wiener Beckens entsprechen (K. NEBERT 1979, Tabelle 1). Bezogen auf das für die zentrale Paratethys neuentworfene biostratigraphische Neogensystem würden die Sande mit *Unio wetzleri* noch der miozänen Schichtfolge angehören (K. NEBERT 1979). Die Sande mit *Unio wetzleri* werden mit einer deutlichen Erosions- bzw. Winkeldiskordanz von den Sedimenten des Daz überdeckt (A. WINKLER-HERMADEN 1962). Letztere gehören gemäß des biostratigraphischen Neogensystems der zentralen Paratethys bereits dem Pliozän an.

Aus Ungarn lassen sich die klastischen Bildungen des Daz über Nikitsch, Kroatisch Gersdorf und Groß Warasdorf bis nach Stoob und Oberpullendorf verfolgen (vgl. A. WINKLER-HERMADEN, Abb. 1). Allerdings nimmt das Korn der dazischen Sedimente gegen Westen stetig zu. Bei Stoob und Oberpullendorf kommen die bekannten Basaltdecken vor. Sie liegen über einem unregelmäßigen Kristallinrelief, das stellenweise von weißen Sanden überdeckt wird. Proben aus diesen Sanden ergaben ähnliche Schwermineralspektren, wie solche aus fossilführenden oberpannonischen Sedimenten. Dies veranlaßte K. SCHOKLITSCH (1962) und A. WINKLER-HERMADEN (1962), die weißen Sande ins Oberpannon (= Pontien) zu stellen. Zwischen kristallinem Grundgebirge bzw. zwischen den weißen Sanden, die dem Grundgebirge auflagern, und den darüberliegenden Basaltdecken schaltet sich ein bis zu 2 m stark werdender Horizont mit Roterden und Rotlehmen ein. Diese Rotbildungen liegen in kleinen und großen Vertiefungen des Untergrundes (Grundgebirge oder weiße Sande). Die Basaltdecken selbst werden z. T. von den klastischen Sedimenten des Daz überlagert. Damit wäre zum einen das Alter des Basaltvulkanismus mit „post-Pontien“ bzw. mit „intra-Dazien“ festgelegt, zum anderen ließe sich jene Erosions- bzw. Winkeldiskordanz, die das Oberpontien und das Daz bei Csörgető Major trennt, altersmäßig mit den Roterdebildungen unter den Basaltdecken von Stoob und Oberpullendorf gleichsetzen (A. WINKLER-HERMADEN 1962).

Dieselben klastischen Sedimente, die bei Stoob und Oberpullendorf den Basaltdecken auflagern, setzen sich in das Draßmarkter Teilbecken und in die Bubendorfer Bucht fort

und bilden dort die Rabnitz-Formation. Bei der Besprechung der Schwermineral-Untersuchungen (Unterkapitel 4.7.4) wurde darauf hingewiesen, daß die von K. SCHOKLITSCH angeführte Schwermineralzusammensetzung der über den erwähnten Basaltdecken liegenden Sanden identisch ist mit der Schwermineralzusammensetzung der Rabnitz-Formation. Aus diesem Umstand ließe sich für die Rabnitz-Formation ein dazisches Alter ableiten.

#### 4.7.7. Paläogeographische und paläoklimatische Betrachtungen

Es gibt eine Reihe von Argumenten, die darauf hinweisen, daß vor der Ablagerung der Rabnitz-Formation der Großteil des Draßmarkter Teilbeckens und der Bubendorfer Bucht trockengelegt und einer intensiven Verwitterung sowie Abtragung ausgesetzt war. A. WINKLER-HERMADEN (1962) bezeichnet diese Zeit als „vorbasaltische Abtragsphase“ und führt sie auf eine „frühintrapannonische Bewegungsphase“ zurück, die das Alpenrelief belebte. Im folgenden soll sie als „prädzaische Trockenlegungsphase“ benannt werden.

Durch eine Aufbiegung des Alpenkörpers (Bucklige Welt) wurden am Gebirgssaum das Draßmarkter Teilbecken und die Bubendorfer Bucht trockengelegt. Dabei fielen große Teile der Sinnersdorf-Formation, der Tauchen-Formation sowie des Sarmatien und wahrscheinlich auch des Pannonien der Abtragung zum Opfer (F. KÜMEL 1936, H. KÜPPER 1957 a, A. WINKLER-HERMADEN 1962).

Für diese Deutung spricht zunächst die bereits erwähnte Erosions- bzw. Winkeldiskordanz zwischen den fossilführenden Schichten des Pontien und den Sanden des Dazien bei Csörgető Major. Sodann muß die Roterde- und Rotlehmbildung zwischen den weißen Sanden des Pannonien und der überlagernden Basaltdecke bei Stoob und Oberpullendorf in der prädzaischen Trockenlegungsphase während einer intensiven Lateritisierung der entblößten Gesteine des Grundgebirges und der miozänen Sedimentdecke und unter dem Einfluß eines feucht-warmen (subtropischen) Klimas entstanden sein. Für das Pontien wurde ein subtropisches Klima mit lateritischen Bildungen auch aus dem Bereich der Südburgenländischen Schwelle nachgewiesen (K. NEBERT 1979).

Ferner zu erwähnen wäre die unmittelbare Auflagerung der (dazischen) klastischen Bildungen der Rabnitz-Formation über einem bewegten bis akzentuierten Paläorelief des kristallinen Grundgebirges im Draßmarkter Teilbecken sowie in der Bubendorfer Bucht. Über dem kristallinen Grundgebirge ist fast immer eine wenige Meter starke, rostbraun gefärbte, tonige Sandlage entwickelt, die bis zu einem gewissen Grad als fossiler lateritischer Boden gedeutet werden kann. Zur Gruppe der Laterisierungserscheinungen gehören noch die zahlreichen Limonitverkrustungen innerhalb der Rabnitz-Formation sowie die intensiv rostbraun gefärbte Matrix grobklastischer Bildungen, die den kartierenden Geologen dazu verleitet, in manchen Abschnitten des untersuchten Gebietes (Bubendorfer Bucht, H. TRAUSSNIGG) Teile der Rabnitz-Formation als „Rote Serie“ auszuschneiden.

Schließlich sei noch an das Schwermineralspektrum (Abb. 15, f) der Rabnitz-Formation erinnert. Das Überwiegen der opaken Körner, vor allem aber das dominierende Maximum der verwitterungsresistenten Mineralien (TU, ZI und RU) mit gleichlaufender Ausmerzung der verwitterungsempfindlichen Mineralien (AP, HB, GR und z. T. auch EP) beweist, daß die Rabnitz-Formation nicht aus „frischen“ alpinogenen Sedimenten besteht, sondern aus einem intensiv verwitterten und umgelagerten Material aufgebaut ist.

Alle diese Beobachtungen und Untersuchungsergebnisse sprechen somit für die Existenz einer prädzischen (und intrapannonischen) Trockenlegungsphase, während welcher Randpartien des alpinen Gebirgskörpers (zu denen auch das Draßmarkter Teilbecken und die Bubendorfer Bucht gehörten) einer tiefgründigen lateritischen Verwitterung und einer beachtlichen Abtragung ausgesetzt waren. Nachdem die Sedimentdecke an vielen Stellen bis auf das kristalline Grundgebirge entfernt war, verwandelten sich diese Randteile infolge von Senkungsvorgängen in Akkumulationsbecken, in die der verwitterte lateritische Schutt vom nachbarlichen Grundgebirge sowie von den verbliebenen Sedimenten fluviatil angehäuft wurde. Das auf diese Art umgelagerte Material war desgleichen der lateritischen Verwitterung unter dem Einfluß eines subtropischen Klimas ausgesetzt.

Während der prädzischen Trockenlegungsphase fiel der Großteil der bereits abgelaugten klastischen Sedimentfolgen (Sinnerndorf-Formation und Tauchen-Formation mit ihren Kohlenflözen, sodann das Sarmatien und Pannonien) der Abtragung zum Opfer, was übrigens bereits F. KÜMEL (1936) angenommen hatte. Im obersten Pliozän oder im Pleistozän erlitten diese randalpinen Bereiche eine neuerliche Aufwölbung, im Verlaufe derer große Teile der Rabnitz-Formation abgetragen und die Basaltdecke von Stoob und Oberpullendorf freigelegt wurde.

## 5. Quartär

Quartärgeologisch-pedologische und geomorphologische Untersuchungen in der Art, wie sie J. FINK (1957) zwischen der Wiener Neustädter Pforte und der Rechnitzer Schieferinsel durchgeführt hat, lag außerhalb der Zielsetzung des Forschungsvorhabens Nr. 2975. Auf der von FINK entworfenen quartärgeologisch-bodenkundlichen Karte des Raumes Mattersburg-Oberpullendorf gelangten auch die Verhältnisse des Draßmarkter Teilbeckens und der Bubendorfer Bucht zur Darstellung.

Nach dem genannten Autor vollzieht sich im mittleren Burgenland der Übergang von der „Lößfazies“ der Alpennordabdachung (Alpenvorland und Wiener Becken-Landschaften) in die „Aulehmfazies“ der Südostabdachung (FINK). Dementsprechend werden Aulehme quartärgeologisch im Draßmarkter Teilbecken und in der Bubendorfer Bucht vorherrschen. Sie entstanden während einer periglazialen Verwitterung über dem kristallinen Randgebirge und wurden in Form von Verwitterungsmassen solifluidal und fluviatil in das Vorland verfrachtet (FINK).

Die Terrassenlandschaft der Südostabdachung der Alpen ist reich gegliedert, besitzt aber gegenüber der Nordabdachung infolge der Überlagerung mit Aulehmen sanftere Formen. Ferner treten an der Südabdachung der Alpen Schotterkörper stark zurück. Oft ist nur ein Schotterschleier oder nur die Erosionsform im anstehenden Tertiär vorhanden (FINK). Der Schotterschleier wurde zwar an vielen Stellen des von uns untersuchten Gebietes festgestellt, jedoch auf der geologischen Karte nicht ausgeschieden.

Die auf der geologischen Karte (Tafel 4) als „Alluvionen“ ausgeschiedenen Sedimente sind nach FINK „Grundwassergleye aus Aulehmen“.

Auf die von R. MAYER (1929) publizierte geomorphologische Arbeit über das mittlere Burgenland wurde bereits bei der Besprechung der geographischen Lage des untersuchten Gebietes hingewiesen.

## 6. Der Bau des Gebietes

Alle größeren Entwässerungsadern des untersuchten Gebietes, wie beispielsweise der Tauchenbach, Zöbernbach, Rabnitzbach und Edlaubach, sind NW-SE ausgerichtet (s. Tafel 4). Eine zweite Entwässerungsrichtung (Güns, Rabnitz) steht mit NE-SW ungefähr senkrecht zur ersten Richtung. Diese beiden Entwässerungsrichtungen entsprechen in ihrer tektonischen Anlage einem konjugierten Scherklufsystem. Wir können somit annehmen, daß die Richtung der Hauptentwässerungsadern von tektonischen Strukturelementen (Kluft- und Bruchsystem) vorgezeichnet ist. Wie noch bei der montangeologischen Besprechung der Tauchener Bucht gezeigt werden soll, sind an dieses Scherklufsystem auch alle bedeutenden Verwerfer des Tauchener Kohlenreviers genetisch gebunden.

Die Vulkanlinie Oberpullendorf-Stoob verläuft ungefähr in NW-SE-Richtung und könnte somit genetisch desgleichen an das erwähnte Bruchsystem gebunden sein. Nach F. KÜMEL (1936) stellt diese Vulkanlinie die Fortsetzung des Bruchs von Oberpetersdorf dar und bildet die Grenze des Draßmarkter Teilbeckens zur Landseer Bucht.

Obzwar Differentialbewegungen entlang dieses Bruchsystems stattgefunden und im Sinne von F. KÜMEL (1936) lokal zu horstartigen Aufragungen geführt haben, so muß doch angenommen werden, daß der Nordostsporn der Zentralalpen (Bernsteiner Gebirge und Bucklige Welt) in jüngster Zeit (Wende Pliozän-Quartär) „en bloc“ gehoben wurde. Nur so ist das ausgesprochen periklinale Einfallen der Schichten der Sinnersdorf-Formation entlang des Grundgebirgsrandes (s. geolog. Karte, Tafel 4) zu erklären. Mit der „en-bloc“-Heraushebung des Alpenkörpers wurden die Schichten dieser Formation in eine mittelsteile ( $30^{\circ}$ – $45^{\circ}$ ) Lage emporgeschleppt. Von einer Faltung kann hierbei nicht die Rede sein. Bei dieser jungen „en-bloc“-Hebung wurden auch die Schichten der Rabnitz-Formation teilweise mittelsteil ( $30^{\circ}$ – $35^{\circ}$ ) mitgeschleppt, wodurch das junge Alter dieser Hebungsvorgänge bestätigt wird.

Ähnliche Verhältnisse liegen bei der Südabgrenzung der Neogenbucht von Tauchen sowie bei der Südost- und Ostbegrenzung der Bubendorfer Neogenbucht bzw. des Draßmarkter Neogenbeckens vor. Hier bildet die Rechnitzer Schieferinsel der Südburgenländischen Schwelle sowie der eingangs erwähnte begrabene Kristallinrücken, der die Rechnitzer Schieferinsel mit der Brennberger Schieferinsel verbindet, die kristalline Grundgebirgsumrahmung. Das Einfallen der jungtertiären Schichten schmiegt sich der Umrahmung an und ist im Draßmarkter Teilbecken und in der Bubendorfer Neogenbucht zumeist unter  $10^{\circ}$  generell westwärts, also gegen das Kristallin der Buckligen Welt gerichtet. Dieses generelle Westeinfallen (hauptsächlich der Schichten der Rabnitz-Formation) läßt sich desgleichen durch eine „en-bloc“-Hebung des begrabenen Kristallinrückens erklären.

Die Neogenbuchten von Tauchen und Bubendorf sowie das Neogenbecken von Draßmarkt werden demnach im Norden und Westen von dem horstartig aufragenden Kristallinmassiv der Buckligen Welt und im Süden und Osten von der ebenfalls horstartig emporragenden Rechnitzer Kristallininsel und dem begrabenen Kristallinrücken begrenzt. Die betreffenden Buchten bilden mit dem Becken von Draßmarkt eine grabenartige Vertiefung, die den Nordostsporn der Zentralalpen umsäumt. Vermutlich sind die grabenartigen Vertiefungen durch Brüche von den horstartigen Emporragungen getrennt. Feldgeologisch ließen sich diese Brüche jedoch nicht nachweisen.

## 7. Kohlengeologische Betrachtungen und montangeologische Daten

Die Mattersburger und die Landseer Bucht werden als kleine Einbruchsbecken aufgefaßt (R. JANOSCHEK 1932, F. KÜMEL 1936). Das Draßmarkter Teilbecken und die Bubendorfer Bucht sind die natürliche Fortsetzung dieser Einbruchsbecken. Im Osten werden sie von jenen kleinen Kristallininseln begrenzt, die, wie eingangs gezeigt, in ihrer Gesamtheit einen begrabenen Grundgebirgsrücken bilden, der die Brennberger Kristallininsel mit der ausgedehnten Rechnitzer Kristallininsel des Günser Gebirges verbindet (Abb. 1).

Die Tauchener Bucht ist die natürliche Fortsetzung der Pinkafeld-Friedberger Neogenbucht des Steirischen Beckens und ist somit desgleichen Teil eines Einbruchsbeckens. Eine Verbindung zwischen der Tauchener Bucht und der Bubendorfer Bucht wird durch die Pforte von Grodna-Holzschlag (Tafel 4) hergestellt, die vermutlich desgleichen durch Einbruch entstanden ist.

Der Beginn des ältesten Einbruchs muß wohl ins Otnangien (Unterhelvet) verlegt werden. In einer Frühphase gelangten Teile der Beckenränder unter Wasser. Der Vorgang verlief langsam und stetig, so daß die Voraussetzungen für die Bildung eines Grundflözes gegeben waren. So entstand das direkt dem Grundgebirge auflagernde basale Glanzkohlenflöz von Brennberg, dessen Stärke 1,5 m bis 16 m betrug. Später wurde die Kohlesubstanz von limnischen Sedimenten (Süßwasserschichten von Brennberg) überdeckt und konserviert. Alle Bedingungen für die Entstehung und Konservierung eines Kohlenflözes waren somit erfüllt. Den Bildungsraum lieferten die abgesunkenen Teile des Grundgebirgsrahmens, wo die Entstehung von Sumpfmooeren mit einer üppigen Vegetation durch das feucht-warme Klima begünstigt war.

Diese rein limnisch ausgebildeten Sedimente ergeben mit dem Grundflöz einen ersten Sedimentationszyklus. Er ist uns im Brennberger Kohlenrevier erhalten geblieben und soll aus diesem Grund die Bezeichnung „Brennberger Sedimentationszyklus“ erhalten (K. NEBERT 1980). Die Sedimente dieses ersten Zyklus müßten auch in der Tauchener Bucht vorhanden gewesen sein. Für diese Annahme sprechen die Glanzkohlengeölle, die man gelegentlich im Blockschutt der Sinnerndorf-Formation gefunden hat.

Alle später folgenden Kohleinschaltungen im Neogenraum der Ostabdachung der Zentralalpen sind eingelagerte Flöze. Das Charakteristikum eines eingelagerten Flözes ist, daß es ein integrierendes Faziesglied innerhalb einer zyklischen Sedimentation darstellt (K. NEBERT 1960, 1978, 1979 a und 1980). Die zyklische Gliederung der Sedimente äußert sich darin, daß das Korn der Sedimente in zeitlicher Richtung stetig abnimmt, bis schließlich nur mehr Präzipitationsedimente zur Ablagerung gelangen. Jeder Sedimentationszyklus beginnt mit einer fluviatil-terrestrischen Phase, während welcher grobklastische Ablagerungen (Blockschutt, Schotter, Sande) angehäuft werden. Die Sande gehen in vertikaler Richtung in Tone über, womit eine fluviatil-limnische Phase charakterisiert werden kann. Sodann tritt während der limnisch-telmatischen Phase die Bildung von Kohle ein. Eine mehr oder weniger unvermittelt einsetzende feinklastische Sedimentation (Mergel) unterbricht die Bildung von Kohle. Die feinklastische Sedimentation wird schließlich von einer Kalksedimentation abgelöst. Mergel und Kalke gelangen während einer limnischen Phase zur Ablagerung. Im Wandel dieser Sedimentation haben sich in erster Linie das Relief des Alimentationsgebietes sowie die Senkungsgeschwindigkeit des

Beckenbodens abgebildet. Von diesen Faktoren hängen Transportkraft und Sedimentationsgeschwindigkeit ab (NEBERT).

Überträgt man das Gesagte über die zyklische Sedimentation auf den Brennberger Raum, so ergibt sich aus der Aufeinanderfolge: Auwaldschotter (fluvial-terrestrische Phase) – Lignitflöz (limnisch-telmatische Phase) – Hochriegelschichten (limnische Phase) ein zweiter Sedimentationszyklus, der die Bezeichnung „Auwalder Zyklus“ erhalten soll. Die Sedimente dieses zweiten Zyklus sind, soweit sie einer späteren Abtragung nicht zum Opfer fielen, in Resten auch im Draßmarkter Teilbecken vorhanden. Bei der Ortschaft Karl wurde eine Bohrung niedergebracht, die in 140 m Tiefe eine 60 cm starke Kohlenbank durchteuft hat (A. RUTTNER 1940 und 1957). Diese Kohlenbank könnte dem Lignitflöz des 2. Sedimentationszyklus entsprechen. Für die Tauchener Bucht läßt sich keine Aussage über das Vorhandensein der Sedimente des 2. Zyklus machen, denn dort wurden alle Bohrungen beim Erreichen des Blockschutts der Sinnersdorf-Formation eingestellt. Wie wir gleich sehen werden, gehört dieser Blockschutt einem jüngeren, 3. Sedimentationszyklus an.

Im Brennberger Raum liegt über den Hochriegelschichten der Brennberger Blockschotter (R. JANOSCHEK 1936, H. KÜPPER 1957 b). Mit ihm beginnt ein dritter Sedimentationszyklus, denn er ist das Produkt einer fluviatil-terrestrischen Phase. Der Brennberger Blockschotter wird von den Ritzinger Sanden überlagert. Letztere führen an ihrer Basis ein Lignitflöz (limnisch-telmatische Phase) und im oberen Abschnitt Kalksteineinschaltungen sowie Sande, Tone und Mergel mit marinen Fossilien des Badenien (Torton). Diese Sedimente bilden einen kompletten Sedimentationszyklus, dessen Faziesglieder auch im Gebiet der Tauchener Bucht vorhanden sind und aus diesem Grund die Bezeichnung „Tauchener Sedimentationszyklus“ erhielt. Er wurde bei der Tauchen-Formation eingehend besprochen.

Das Einsetzen der Blockschutt- und Blockschotteranhäufung läßt sich zeitlich mit einem abrupten Einbruch und der Entstehung einer Senke entlang des Beckenrandes verbinden. Mit diesen Vorgängen wurde der kristalline Beckenrahmen beachtlich höher geschaltet, was eine enorme Steigerung der Reliefenergie und der Erosionsintensität zur Folge hatte. Wildbäche stürzten in die neue Senke, wo sie ihre unsortierte Schuttfracht ablagerten. Da die Schutt- und Schottermassen nicht weggeschafft werden konnten, sammelten und stauten sie sich in der neuentstandenen Senke an. Mit dem Abflachen des Grundgebirgsreliefs nahm auch die Reliefenergie und die Erosionsintensität im Alimentationsgebiet ab, wodurch sich eine limnische Sedimentation einstellte. Als die klastische Füllung der Senke den Wasserspiegel erreichte, waren unter dem Einfluß eines subtropischen bis tropischfeuchtwarmen Klimas günstige Voraussetzungen für die Entstehung von Randmooren gegeben. Solange sich die Sedimentationsgeschwindigkeit und die vertikale Grundwasserbewegung die Waage hielten, konnte organische Substanz angehäuft werden, und es kam zur Ablagerung von Kohle als Faziesglied eines Sedimentationszyklus. Nahm die Senkungsgeschwindigkeit zu, dann wurde das erwähnte Gleichgewicht gestört und feinklastisches Material gelangte zur Ablagerung. Letzteres übernahm die Konservierung des organischen Materials.

In ihrem unteren Abschnitt führt die Tauchen-Formation – wie dies bei der Beschreibung ihrer lithostratigraphischen Zusammensetzung (Unterkapitel 4.4.3.) gezeigt wurde – eine etwa 25–30 m starke zusammengesetzte Kohlenfolge (Abb. 12), welche jahrelang (1860–1966) die wirtschaftliche Grundlage für den Tauchener Kohlenbergbau bildete. Es

ist nicht bekannt, aus welchen Gründen der Tauchener Bergbau im Jahre 1966 trotz eines nachgewiesenen Restkohlenvermögens von 3,4–5,3 Mio. t Kohle stillgelegt wurde (E. GEUTEBRÜCK 1978). Diese im unteren Abschnitt der Tauchen-Formation auftretende Kohlenfolge wird im folgenden als „Tauchener Flöz“ und ihre Kohle als „Tauchener Kohle“ bezeichnet.

In ihrem oberen Abschnitt führt die Tauchen-Formation abermals eine Kohlenfolge (vgl. Abb. 13 und Abb. 14), die allerdings im Tauchener Kohlenrevier nicht bauwürdig war, wohl aber im Bubendorfer Revier eine kurze Zeit (H. TRAUSSNIGG 1979) abgebaut wurde, weshalb sie im folgenden „Bubendorfer Flöz“ und ihre Kohle „Bubendorfer Kohle“ benannt wird.

## 7.1. Tauchener Flöz

Wie im tektonischen Teil dieser Arbeit gezeigt wurde, zerlegte eine junge Bruchtektonik die Tauchener Bucht in einzelne etwa NW-SE-streichende Schollen. Im Zuge dieser Bruchbildung wurde das Tauchener Kohlenflöz in drei Flözabschnitte zerstückelt.

Die im Osten gelegene Hochscholle enthielt das Barbara-(und Alexander-)Flöz, das eine Tiefenlage bis zu 20 m erreichte. Die Überdeckung war derart gering, daß das Flöz stellenweise zutage trat. Diesem Umstand ist es zuzuschreiben, daß die ersten bergbaulichen Tätigkeiten im Bereich der Hochscholle stattfanden. Das Flöz erreichte eine maximale Mächtigkeit von 13 m und war durch graugelbliche, tonige Zwischenmittel in drei Bänke unterteilt (A. RUTTNER 1951). Das Barbara-Flöz war 1925 nahezu vollständig abgebaut.

An die Hochscholle mit dem Barbara-Flöz schließt sich gegen Südwesten eine 40–60 m tiefer liegende Mittelscholle an. Sie enthält das heute fast zur Gänze ausgekohlte Heinrich-Flöz, das desgleichen aus drei Kohlebänken zusammengesetzt war und eine Mächtigkeit von 16 m bis 26 m hatte. Mehrere Verwerfer durchsetzten das Heinrich-Flöz (F. ERDMANN-KLINGNER 1934). Als Folgeerscheinung dieser Bruchvorgänge traten Flözabschleppungen, Flözteinmuldungen und Flözstauungen auf. Das Heinrich-Flöz war 1938 bis auf einige Restpfiler ausgekohlt.

An die Mittelscholle mit dem Heinrich-Flöz schließt sich im Südwesten eine Tiefscholle an. Sie ist von der Mittelscholle durch einen Doppelverwerfer, dem sogenannten Heinrich-Verwurf, getrennt. Die Sprunghöhe der Heinrich-Verwerfung erreicht im Durchschnitt 160 m. Die Tiefscholle enthält das Marien-Flöz, das in wirtschaftlicher Hinsicht die größte Bedeutung im Tauchener Revier besaß und den Namen für das Marien-Feld (Marien-Grube) gab. Das 10–20 m (maximal 30 m) mächtige Marien-Flöz besteht aus vier Kohlenbänken: Einer 8–10 m starken Unterbank, sodann aus zwei ca. 1,5 m starken Mittelbänken und aus einer 8–10 m mächtigen Oberbank (K. LECHNER 1951, A. RUTTNER 1951). Die Kohlenbänke sind durch Tuffzwischenmittel (starke weiße Einlage, grüne Einlage und schwache weiße Einlage) getrennt, die eine Stärke bis zu 2 m erreichen können. An manchen Stellen ist das Marien-Flöz infolge des Verwerfungsvorganges eingemuldet oder aufgewölbt. Das Hangende des Marien-Flözes besteht vorwiegend aus tonigen Sanden und sandigen Tonen, die eine maximale Mächtigkeit von 220 m erreichen. Das Liegende des Marien-Flözes wird meistens vom Blockschutt der Sinnersdorf-Formation eingenommen.

Die Unterbank des Barbara-Flözes bestand aus einer derben, tiefbraun bis schwarz gefärbten Kohle, die Mittelbank aus einem braunen Lignit (mit Schwefelkies). Über die Oberbank liegen keine lithologischen Daten vor. Herauszustreichen wäre die starke Zerklüftung der Mittelbank, die beim Abbau 25–30% Staubkohle lieferte, ein Umstand, der sich nachteilig auf die Wirtschaftlichkeit der Barbara-Grube auswirkte. Vom Barbara-Flöz liegen auch brennstoffchemische Untersuchungen (Immediatanalyse) vor. Sie wurden an drei Proben durchgeführt (LIEBSCHER 1925). Die Analysenwerte sind in Tabelle 11 zusammengefaßt. Mit einem durchschnittlichen Heizwert von 3245 kcal/kg und einem Aschengehalt von nur 3,5% besitzt die Barbara-Kohle eine gute Qualität.

Das Heinrich-Flöz bestand aus einer hell- bis mittelbraunen, stückig brechenden Kohle mit holziger Struktur. In brennstoffchemischer Hinsicht scheint die Heinrich-Kohle im Tauchener Kohlenrevier die beste Qualität (Heizwert = 4052 kcal/kg) gehabt zu haben (vgl. Tabelle 11).

Tabelle 11  
Immediatanalyse und Heizwert der Tauchener Kohle

| Flöz                 | w<br>% | a<br>% | C-fix<br>% | fl.Best.<br>% | Heizwert<br>kcal/kg | S<br>%  |
|----------------------|--------|--------|------------|---------------|---------------------|---------|
| <u>Barbara-Flöz</u>  | 37,4   | 6,7    | 26,8       | 29,0          | 3333                | -       |
|                      | 39,1   | 2,5    | 29,4       | 24,0          | 3465                | -       |
|                      | 35,8   | 1,3    | 26,7       | 36,2          | 2938                | -       |
| (arithm.Mittel):     | 37,4   | 3,5    | 26,7       | 31,4          | 3245                | -       |
| <u>Heinrich-Flöz</u> | 33,8   | 4,8    | -          | -             | 4052                | -       |
| <u>Marien-Flöz</u>   |        |        |            |               |                     |         |
| Oberbank             | 45–48  | 5–7    | -          | -             | 3400                | 1,5–2,0 |
| Mittelbank           | 35–38  | 4–14   | -          | -             | 3200                | 0,9–1,8 |
| Unterbank            | -      | -      | -          | -             | 3800                | -       |

Die Unterbank des Marien-Flözes enthielt eine derbe und tiefschwarze Kohle, die Mittel- und Oberbank einen braunen und stark klüftigen Lignit (A. RUTTNER 1951). Die brennstoffchemischen Eigenschaften der Marien-Kohle sind der Tabelle 11 zu entnehmen.

Hinsichtlich einer brennstoffchemischen Gesamtcharakterisierung der Tauchener Kohle wäre ihr relativ hoher Wassergehalt (33–48%), ihr niedriger Aschengehalt (2–14%) und ihr guter Heizwert (3000–4000 kcal/kg) anzuführen. Der Schwefelgehalt ist mit 1,5–2% gering. Durch ein entsprechendes Trocknungsverfahren ließ sich der Heizwert der Tauchener Kohle auf ca. 5900 kcal/kg erhöhen (F. ERDMANN-KLINGNER).

## 7.2. Bubendorfer Flöz

In ihrem oberen Abschnitt führt die Tauchen-Formation eine zusammengesetzte Kohlenfolge (s. Abb. 13 und 14), die in vorliegender Arbeit als „Bubendorfer Flöz“ bezeichnet wird. Die relativ kurze Tätigkeit im Bubendorfer Kohlenrevier beschränkte sich auf den Abbau dieser Kohlenbänke. Soweit ermittelt werden konnte, gehen die ersten Abbauver-  
suche bis in das Jahr 1860 zurück, als Fürst Paul Esterházy die Konzession für den Abbau der Bubendorfer Kohle erwarb (F. KIRNBAUER, A. F. TAUBER 1954 und 1959 c). Die ge-  
förderte Kohle wurde an eine Schmelzanlage bei Gerisdorf abgesetzt. 1875 mußte der Be-  
trieb eingestellt werden. Erst nach dem Zweiten Weltkrieg (im Jahre 1949) führte W. HAID  
zunächst Schurfarbeiten im Bubendorfer Kohlenrevier durch, und anschließend förderte er  
im Rahmen eines Zwergebetriebes einige tausend Tonnen Kohle. 1954 mußte der Bergbau  
wegen Absatzschwierigkeiten eingestellt werden (KIRNBAUER, TAUBER).

Die Bubendorfer Kohlenfolge stellt ein zusammengesetztes Flöz dar, das aus etwa drei  
Kohlenbänken (a, b und c in Abb. 14) und mehreren Kohlenlagen (d und e in Abb. 14) be-  
steht. Kohlenbänke und -lagen sind durch meterstarke Zwischenmittel (zumeist graue  
Tone) getrennt. Bauwürdig sind lediglich die Kohlenbänke a, b und c (Abb. 14). Abgebaut  
wurde aber hauptsächlich die ca. 1,3 m starke Kohlenbank b, die aus diesem Grund den  
Namen „Hauptflöz“ erhielt. Manchmal wurde auch die etwa 0,8 m starke Kohlenban c  
zum Hauptflöz gerechnet (W. HAID, A. F. TAUBER), zumal dann, wenn sie sich durch das  
Auskeilen des tonigen Zwischenmittels mit Kohlenbank b vereinigte. Mit ca. 2 m besaß  
Kohlenbank a die größte Mächtigkeit. Sie wurde jedoch nicht abgebaut, da sie sich als sehr  
standfest gegenüber ihren gebirgsdruckempfindlichen und -beweglichen tonig-sandigen  
und schotterführenden Hangendschichten erwies. Innerhalb des Bubendorfer Flözes führen  
einige Zwischenmittel Bentonit- und Tuffeinschaltungen (TAUBER). In dieser Hinsicht be-  
steht somit eine Analogie zum Tauchener Flöz.

Mit einem Einfallen von 0° bis 23° nach S bis SW besitzt das Bubendorfer Flöz im allge-  
meinen ruhige Lagerungsverhältnisse. Mächtigkeit und Zusammensetzung der einzelnen

Tabelle 12  
Immediatanalyse und Heizwert der Bubendorfer Kohle

| Kohlenbank<br>bzw.<br>Kohlenlage | w<br>% | a<br>% | brennbare<br>Substanz<br>% | Heizwert<br>kcal/kg | S<br>% |
|----------------------------------|--------|--------|----------------------------|---------------------|--------|
| a                                | 47,4   | 4,3    | 48,3                       | 2832                | 2,4    |
| b                                | 44,0   | 8,3    | 47,7                       | 2671                | 3,1    |
| c                                | 46,0   | 12,6   | 41,4                       | 2071                | 10,4   |
| d                                | 35,2   | 1,7    | 63,1                       | 3623                | 1,2    |
| e                                | 14,6   | 12,5   | 72,9                       | 3956                | 3,5    |
| arithm. Mittel<br>von a+b+c      | 45,8   | 8,4    | 45,8                       | 2524                | 5,3    |

Kohlenbänke sind jedoch in horizontaler und vertikaler Richtung Schwankungen unterworfen, d. h. die bauwürdigen Kohlenbänke sind innerhalb der Kohlenfolge absetzig und unbeständig. Flözauskeilungen, -aufspaltungen und -vereinigungen wurden an einigen Stellen beobachtet (TAUBER). Außerdem treten lokal bruchtektonisch bedingte Flözverbiegungen (Einmuldungen und Aufwölbungen) auf.

Die Bubendorfer Kohlenbänke und -lagen bestehen aus einer festen Hartbraunkohle, deren Qualität mit der Tiefe zunimmt (vgl. Tabelle 12). Der obere Abschnitt von Bank a ist schiefrig-blättrig ausgebildet. Die brennstoffchemischen Eigenschaften der Bubendorfer Kohle sind der Tabelle 12 zu entnehmen. Die Kohle hat einen hohen Wassergehalt (im Mittel 45%), aber einen niedrigen Aschegehalt (im Mittel 8,4%). Mit 2500 kcal/kg ist der Heizwert der Kohle nicht schlecht. Der S-Gehalt schwankt zwischen 2,4% und 10,4% und ist als hoch zu bewerten. Mit der Tiefe verbessern sich die brennstoffchemischen Eigenschaften der Bubendorfer Kohle wesentlich (vgl. Kohlenlage d und e in Tabelle 12). Unter geringem Zusatz von Bindemitteln ist die Bubendorfer Kohle brikettierbar (TAUBER).

Versuche von Vorratsschätzungen wurden für das Bubendorfer Kohlenrevier von W. HAMMER und A. F. TAUBER vorgenommen. Da die montangeologischen Grundlagen hierzu fehlten, sind die gelieferten Zahlen unverlässlich.

#### Literatur

- ANDERS: Bericht über die am 15. 8. 1948 in Siegraben erfolgte Begehung. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1948
- ANONYMUS (1951): Lagerstättenaufnahme Schreibersdorf-Thalheim. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1948
- AUSTROMINOL: Aufschlußbohrungen Schreibersdorf W1, W2 und W3. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1955
- BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland). – Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 161, 93–101; Wien 1952
- BERGER, W.: Pflanzenreste aus dem miozänen Ton von Weingraben bei Draßmarkt (Mittelburgenland). – II. Sitz-Ber. Österr. Akad. Wiss., Math.-naturwiss. Kl., Abt. I, 162, 17–24; Wien 1953
- BERGER, W.: Flora und Klima im Jungtertiär des Wiener Beckens. – Z. deutsch. geol. Ges., 105 (1953), 228–233; Hannover 1955
- BRESTENSKA, E.: Die Foraminiferen des Sarmatien s. str. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 4, Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 243–293; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974
- BRZOBOHATY, R. & CÍCHA, I. & KHEIL, J. & KNOBLICH, E. & ONDREJICKOVA, A. & PLANDEROVA, E. & REHAKOVA, Z. & TEJKAL, J. & ZAPLETALOVA, I.: Faunistische und floristische Charakteristik der Karpatischen Serie. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 1 Karpatien, Hrsg. J. SENES, 286–290; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1967
- BURRI, C.: Sedimentpetrographische Untersuchungen an alpinen Flußsanden. 1. Die Sande des Tessins. – Schweiz. Min. Petr. Mitt., 9, 205–240; Zürich 1929
- EBNER, F. & GRÄF, W.: Die Bentonitvorkommen der Nordoststeiermark. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, H. 38, 9–30; Graz 1977
- ERDMANN-KLINGNER, F.: Senkung, Sedimentation und Tektonik im Kohlebecken von Tauchen im Burgenland. – Berg- u. Hüttenmänn. Jb., 82, 16–24; Wien 1934
- FINK, J.: Quartär. – In: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz, Herausg. H. KÜPPER, 36–48, Geol. B.-A.; Wien 1957
- FLÜGEL, H. W.: Die Geologie des Grazer Berglandes (2. Auflage). – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, SH 1; Graz 1975
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiär-Becken. – Sammlung geologischer Führer, Hrsg. F. LOTZE, Bd. 47, 196 S.; Berlin–Stuttgart (Bornträger) 1968
- FÜCHTBAUER, H.: Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. – Eclogae Geol. Helv., 57, (1), 157–298; Basel 1964

- FUGLEVICZ, J.: Gutächtliche Äußerung über das Kohlenvorkommen in Siegraben, Bezirk Mattersburg. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1938
- GEUTEBRÜCK, E.: Das kohleführende Tertiär von Tauchen und seine kristalline Umrahmung. – Unveröff. Diss., Montanuniv. Leoben, 219 S.; Leoben 1978
- GRILL, R.: Über mikropaläontologische Gliederungsmöglichkeiten im Miozän des Wiener Beckens. – Mitt. Reichsanst. f. Bodenforschung, Zweigstelle Wien, 6, 33–44; Wien 1943
- GRIMM, W.-D.: Stepwise heavy mineral weathering in the Residual Quartz Gravel, Bavarian Molasse (Germany). – Contr. Sedimentology, 1, 103–125; Stuttgart 1943
- GRIMM, W.-D.: Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Oberen Süßwassermolasse zwischen Inn und Rott (Niederbayern). – Beih. Geol. Jb., 26, 97–199; Hannover 1957
- Haid, W.: Exposé über das Vorkommen von Kohle im Gemeindebereich von Pilgersdorf und Bubendorf im mittleren Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1949
- Haid, W.: Notizen und Stollenprofile vom Braunkohlenbergbau Bubendorf. – Unveröff. Notizen des ehemaligen Konzessionsbesitzers; Wien 1949/54
- HAMMER, W.: Geologisches Gutachten über die Minerallagerstätten von Redlschlag und Bernstein und die Kohle von Bubendorf im Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1923
- HARTNIGG, P.: Das Braunkohlen führende Tertiär-Terrain der Umgebung von Pinkafeld in Ungarn und von Friedberg in der Steiermark. – Grazer Montanzzeitung I, Jg. 21, 329–331; Graz 1894 a
- HARTNIGG, P.: Das Kohlenvorkommen in Thalheim, Gemeinde Schreibersdorf, Bahn- und Poststation Pinkafeld im Comitat Eisenburg, Ungarn. – Montanzzeitung für Österreich-Ungarn und die Balkanländer, Jahrg. 1, (23), 365; Wien 1894 b
- HAUSER, A. & NEUWIRTH, E.: Die vulkanischen Tuffe und ihre tonigen Abkömmlinge in der Nordoststeiermark. – BHM, 104, (12), 243–253; Wien 1959
- HEDBERG, H. D.: International stratigraphic guide. – 200 S.; New York, London, Sydney, Toronto (J. Wiley and sons) 1976
- HERRMANN, P.: Bericht 1973 über Aufnahme auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., A 58–59; Wien 1974
- HERRMANN, P.: Mikropaläontologische Untersuchungen dreier Wasserbohrungen aus dem Gebiet von Bad Tatzmannsdorf. – Unveröff. Bericht, Burgenl. Landesmuseum; Eisenstadt 1975
- HERRMANN, P.: Bericht 1975 über Aufnahmen im Tertiär auf den Blättern 137 (Oberwart) und 138 (Rechnitz). – Verh. Geol. B.-A., 1, A 142; Wien 1976
- HILBER, V.: Das Tertiärgebiet um Hartberg in Steiermark und Pinkafeld in Ungarn. – Jb. k. k. Geol. R.-A., 44, (8), 389–414; Wien 1894
- HINTSTEINER, E.: Kartierungen in Kohlehoffungsgebieten der Tauchener Kohlen-Industrie AG. – Unveröff. Diplomarbeit, Inst. f. Geologie u. Lagerstättenlehre, Mont. Hochschule; Leoben 1955
- HOFFMANN, K.: Aufnahmsbericht 1876. – Verh. k. k. Geol. R.-A., 1977, 14–23; Wien 1877
- HÖLLER, H. & KOLMER, H. & WIRSCHING, U.: Chemische Untersuchungen der Umwandlung glasiger Tuffe in Montmorillonit- und Kaolinit-Mineralen. – N. Jb. f. Min. Mh., 1976, 107, 456–466; Stuttgart 1976
- JANOSCHEK, R.: Die Geschichte des Nordrandes der Landseer Bucht im Jungtertiär (mittleres Burgenland). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 24, (1931), 38–133; Wien 1932
- JIRICEK, R.: Biostratigraphische Bedeutung der Ostracoden des Sarmats s. str. – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. 4 Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 434–457; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974
- KERN: Bericht über die Erhebung des Lignitvorkommens von Bubendorf. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1924
- KIRNBAUER, F.: Das Braunkohlenvorkommen von Bubendorf, Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1953
- KNOBLOCH, E.: Pflanzenfunde aus der Karpatischen Serie. – In: Chronostratigraphie und Neostratotypen, Bd. 1 Karpatien, Hrsg. J. SENES, 244–256; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1967
- KOLLMANN, K.: Das Neogen der Steiermark (mit besonderer Berücksichtigung der Begrenzung und seiner Gliederung). – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 159–167; Wien 1960
- KOLLMANN, K.: Jungtertiär im Steirischen Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 1964, 479–632; Wien 1965
- KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Meßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen. – 336 S.; Stuttgart (Enke) 1964
- KÜMEL, F.: Vulkanismus und Tektonik der Landseer Bucht im Burgenland. – Jb. Geol. B.-A., 86, 203–235; Wien 1936

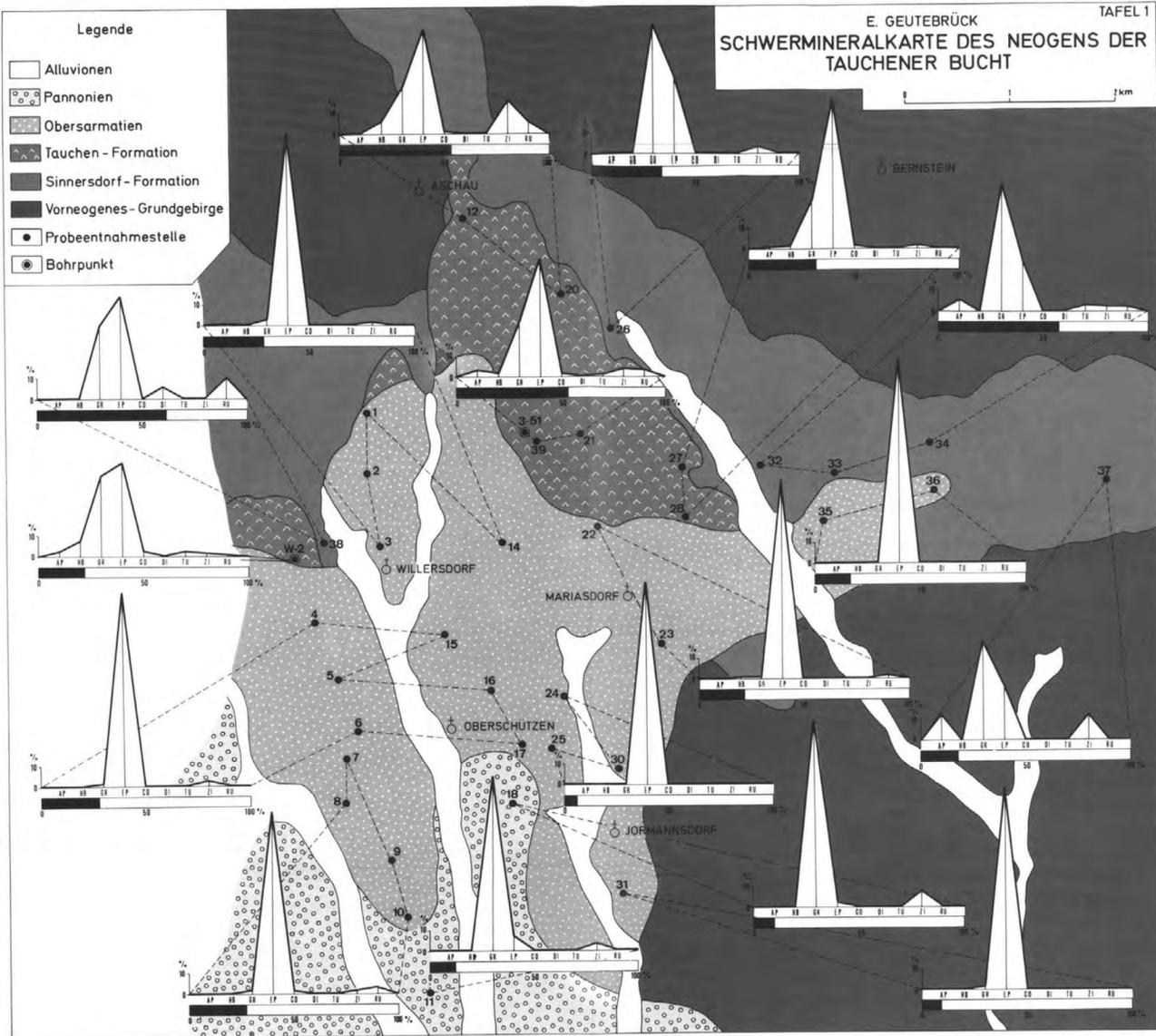
- KÜMEL, F.: Gutachten über die Erfolgsaussichten von Kohlenschürfungen im Gebiet von Siegggraben (Burgenland). – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1948
- KÜMEL, F.: Über Untersuchungen entlang der burgenländischen Nord-Süd-Straße (Bericht 1951). – Verh. Geol. B.-A., 57–59; Wien 1952
- KÜMEL, F.: Bericht über geologische Untersuchungen im Burgenland, besonders an der burgenländischen Nord-Süd-Straße. – Verh. Geol. B.-A., (1), 77–79; Wien 1953
- KÜMEL, F.: Geologische Karte Mattersburg–Deutschkreutz. – Geol. B.-A.; Wien 1957
- KÜPPER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz. – Geol. B.-A.; Wien 1957 a
- KÜPPER, H.: Tertiär. – In: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz, Herausg. H. KÜPPER, 26–35, Geol. B.-A.; Wien 1957 b
- LECHNER, K.: Bericht über die Befahrung des Bergbaues Brennborg am 23. und 24. 7. 1948. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1948 a
- LECHNER, K.: Braunkohlenbergbau Ritzing (Befahrung). – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1948 b
- LECHNER, K.: Bergbau Tauchen. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1951
- LECHNER, K.: Über lagerstättenkundliche Aufnahmen (Bericht 1951). – Verh. Geol. B.-A., 59–60; Wien 1952 a
- LECHNER, K.: Befahrungsbericht Tauchen. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1952 b
- LECHNER, K.: Das Braunkohlenvorkommen von Bubendorf im Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1952 c
- LECHNER, K.: Lagerstättenkundliche Aufnahme 1952. – Verh. Geol. B.-A.; 1953, 81; Wien 1953 a
- LECHNER, K.: Befahrungsbericht Tauchen. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1953 b
- LECHNER, K.: Bericht über die Befahrung des Kohlenbergbaues Ritzing am 22. 9. 1954. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1954 a
- LECHNER, K.: Die geologischen und bergbaulichen Verhältnisse im Kohlengebiet von Ritzing im Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1954 b
- LECHNER, K.: Lagerstättenkundliche Aufnahmen 1954. – Verh. Geol. B.-A., 1955, 45–50; Wien 1955 a
- LECHNER, K.: Bericht über die Befahrung des Braunkohlenbergbaues Ritzing, Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1955 b
- LECHNER, K.: Südliche Fortsetzung des Brennborg-Glanzkohlenflözes auf österreichischem Gebiet. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1956
- LECHNER, K.: Kristallines Grundgebirge. – In Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz, Hrsg. H. KÜPPER, Geol. B.-A.; Wien 1957
- LIEBSCHER, K.: Kohle und Erzvorkommen im Bezirk Oberwart. – Mont. Rdsch., Jg. XIII, (19), 373–375; Wien 1921
- LIEBSCHER, K.: Der Braunkohlenbergbau von Tauchen, Südburgenland. – Montan-Zeitung, Jg. 32 (1925), 109–112; Wien 1925
- MAIGNIEN, R.: Review of research on laterites. – Natural resources research IV, UNESCO; Paris 1966
- MAYER, R.: Morphologie des mittleren Burgenlandes. – Denkschrift Akad. Wiss. math. naturw. Kl., Abt. 1, 102, 1–44; Wien 1929
- NEBERT, K.: Vergleichende Stratigraphie und Tektonik der lignitführenden Neogengebiete westlich und nördlich von Tavsanli. – MTA-Bull. Nr. 54, 8–37; Ankara 1960
- NEBERT, K.: Das braunkohleführende Neogengebiet von Soma, Westanatolien. – MTA-Bull. Nr. 90, 20–72; Ankara 1978
- NEBERT, K.: Ergebnisse der kohlengeologischen Untersuchungen im Neogengebiet von Draßmarkt. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1979 a
- NEBERT, K.: Die Lignitvorkommen Südostburgenlands. – Jahrb. Geol. B.-A., 122, (1), 143–180; Wien 1979 b
- NEBERT, K.: Die Lignitvorkommen Burgenlands. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1980
- NEUMAIER, F. & WIESENEDER, H.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär (Blatt Griesbach und Birnbach). – S.-Ber. Bayer. Ak. Wiss., Math.-Naturw. Abt.; 177–252; München 1939
- NEUWIRTH, E.: Zur Petrographie einiger Bentonitvorkommen aus Steiermark, Kärnten und Italien. – Tschermaks Min. Petr. Mitt., 3, 167–180; Wien 1953
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht über Blatt 137 (Oberwart). Kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 1, 48–49; Wien 1957
- PAHR, A.: Ein Beitrag zur Geologie des nordöstl. Sporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., 3, 274–283; Wien 1960 a
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1959, Blatt Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., 3, 53–54; Wien 1960 b

- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1962, Blatt Rechnitz (138), kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 1963, A 35; Wien 1963
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1963, Blatt Rechnitz (138). Kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 3, A 31–32; Wien 1964
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1964, Blatt Oberwart (137). Kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., 3, A 33–34; Wien 1965
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1967, Blatt Hartberg (136), Oberwart (137) und Rechnitz (138). Kristalliner Anteil. – Verh. Geol. B.-A., A 35; Wien 1968
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1968, Blatt Hartberg (136), Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 44; Wien 1969
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1970, Blatt Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1971, A 49–A 50; Wien 1971
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1971, Blatt Rechnitz (138) und Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., 1972, A 55; Wien 1972
- PAHR, A.: Aufnahmsbericht 1972, Blatt Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1973, A 37–A 38; Wien 1973
- PAHR, A.: Neue Erkenntnisse zur Geologie der Rechnitzer Schieferinsel und deren Konsequenzen für den Antimonit-Bergbau. – BHM, 120, (10), 492–495; Wien 1975
- PAHR, A.: Ein neuer Beitrag zur Geologie des Nordostsporns der Zentralalpen. – Verh. Geol. B.-A., (2), 23–33; Wien 1977
- PAPP, A.: Fossilien aus einer Bohrung bei Bad Tatzmannsdorf und Bemerkungen über die Alterserstellung der durchteufen Schichten. – Burgenl. Heimatbl., Jg. 17, (3), 97–99; Eisenstadt 1955
- PAPP, A.: Fazies und Gliederung des Sarmats im Wiener Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 1954, 47, 35–98; Wien 1956
- PAPP, A.: Umfang und Gliederung des oberen Miozäns im Mittelmeergebiet und in Mitteleuropa. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 169–176; Wien 1960 a
- PAPP, A.: Die biostratigraphischen Grundlagen der Gliederung des Neogens in Österreich. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 177–180; Wien 1960 b
- PAPP, A.: Die Koordinierung des Miozäns in der Paratethys. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1969, (1), 2–6; Wien 1969
- PAPP, A.: Die Entwicklung des Sarmats in Österreich. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 4 Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 75–77; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974 a
- PAPP, A.: Die Molluskenfauna der Sarmatischen Schichtgruppe. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 4 Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 318–433; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974 b
- PAPP, A. & GRILL, R. & JANOSCHEK, R. & KAPOUNEK, J. & KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K.: Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1968, 9–27; Wien 1968
- PAPP, A. & PARAMONOVA, N. P. & MARINESCU, F.: Beziehungen zwischen Sarmat s. str. und Sarmat s. lato in der Paratethys. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 4 Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 35–40; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974
- PAPP, A. & SENES, J.: Grundzüge der Entwicklung der Fauna und die Biozonen im Sarmatien s. str. der Zentralen Paratethys. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 4 Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 41–44; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974 a
- PAPP, A. & SENES, J.: Die Sedimentationsräume und die Schichtengruppen der Zentralen Paratethys im Sarmatien s. str. – In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. 4 Sarmatien, Hrsg. A. PAPP & F. MARINESCU & J. SENES, 71–XX; Bratislava (Slowak. Akad. Wiss.) 1974 b
- PAPP, A. & STEININGER, F.: Die stratigraphischen Grundlagen des Miozäns der zentralen Paratethys und die Korrelationsmöglichkeiten mit dem Neogen Europas. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1973, (1), 59–65; Wien 1973
- PAPP, A. & STEININGER, F. & RÖGL, F.: Bericht über die Ergebnisse der 3. Sitzung der Arbeitsgruppe Paratethys des Committee Mediterranean Neogene Stratigraphy 1970 in Wien. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1971, (1), 59–62; Wien 1971
- PETRASCHECK, W.: Die miozäne Schichtfolge am Fuße der Ostalpen. – Verh. k. k. Geol. R. R., Nr. 17 u. 18, 310–320; Wien 1915
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten. – Wien 1922/29
- PETRASCHECK, W.: Vulkanische Tuffe im Jungtertiär am Alpenostrand. – Sitz-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 149, 145–154; Wien 1940
- PETRASCHECK, W.: Vulkanische Tuffe der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., 1955, 231–239; Wien 1955
- PETTITJOHN, F. J.: Sedimentary rocks. – New York u. London (Harper & Row) 1957

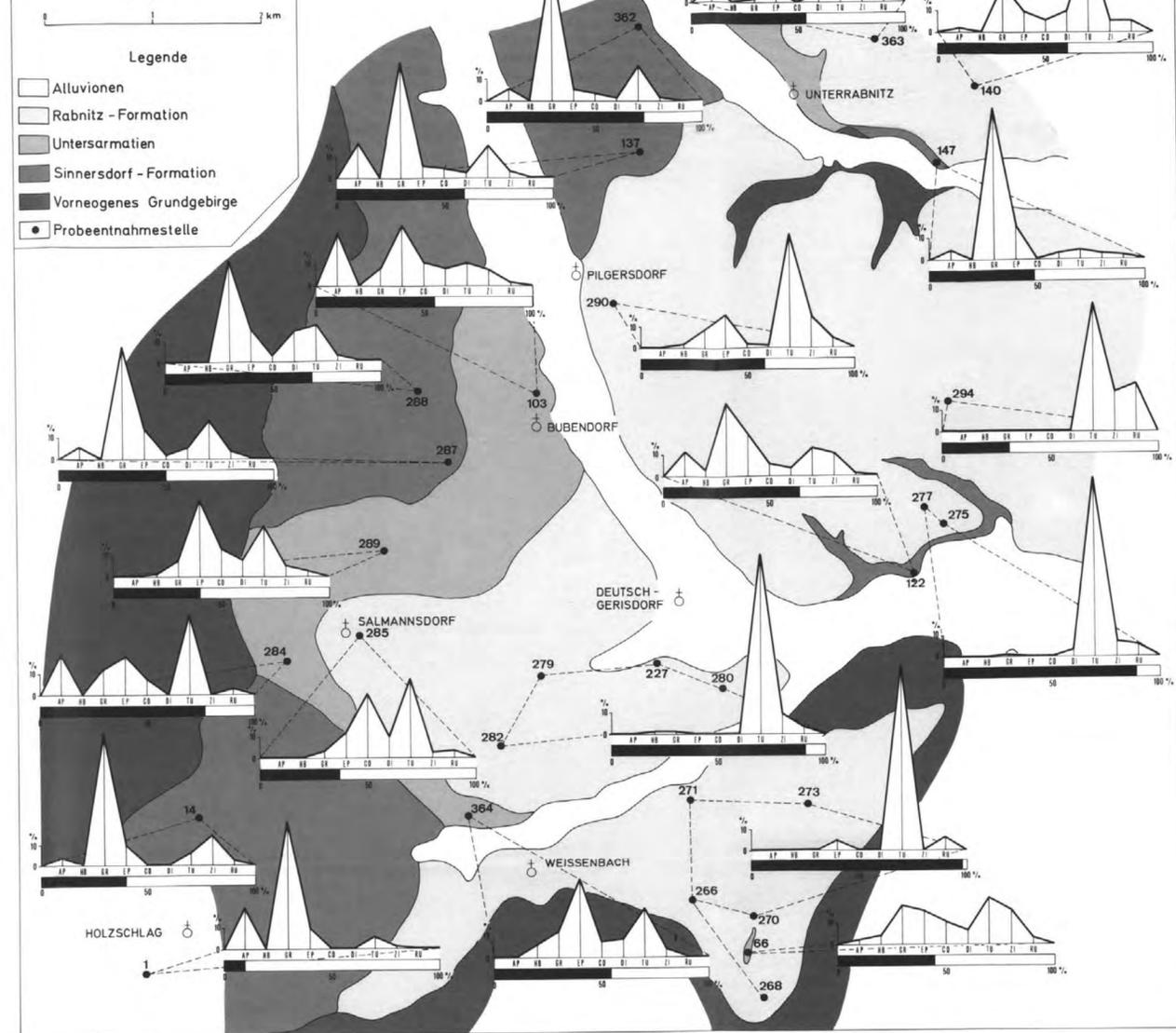
- RUTTNER, A.: Kohlenvorkommen bei Draßmarkt (Burgenland). – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1940
- RUTTNER, A.: Kohlenvorkommen Tauchen. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1951
- RUTTNER, A.: Kohlen. – In: Erläuterungen zur geologischen Karte Mattersburg–Deutschkreutz, Hrsg. H. KÜPPER, 54–58, Geol. B.-A.; Wien 1957
- RUTTNER, A. & TAUBER, A. F.: Bericht über die geologische Begehung der kohlenhöffigen Gebiete im Raum Lackenbach und Ritzing (Burgenland). – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1950
- SCHISTEK, G.: Gutachten über das Kohlenvorkommen von Ritzing. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1947
- SCHMIDT, W. J.: Überblick über die geologischen Arbeiten in Österreich. – Z. dt. geol. Ges. 102, 311–316; Stuttgart 1951
- SCHMIDT, W. J.: Aufnahmsbericht 1955 über das Pennin auf Blatt Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 1956, 87–89; Wien 1956 a
- SCHMIDT, W. J.: Die Schieferinseln am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 47, (1954), 360–365; Wien 1956 b
- SCHOKLITSCH, K.: Untersuchungen an Schwermineralspektren und Kornverteilungen von quartären und jungtertiären Sedimenten des Oberpullendorfer Beckens (Landseer Bucht) im mittleren Burgenland. – Österr. Akad. Wiss., Sitzungsberichte d. math.-naturw. Kl., Abt. I, 171, Jg. 1962, 79–141; Wien 1962
- SENES, J.: Entwicklungsphasen der Paratethys. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 52, 181–187; Wien 1960
- SENES, J.: Korrelation des Miozäns der zentralen Paratethys (Stand 1970). – Geol. Sbornik, 22, (1), 3–9; Bratislava 1971
- STEININGER, F.: Integrated assemblage-zone biostratigraphy at marine-nonmarine boundaries: Examples from the Neogene of Central Europe. – In: Concepts and methods of biostratigraphy, Hrsg. KAUFMANN, E. G. & HAZEL, J. E., 235–256; 1977
- STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION DER DEUTSCHEN UNION DER GEOLOGISCHEN WISSENSCHAFTEN: Stratigraphische Richtlinien. – Newsl. Stratigr., 6, (3), 131–151; Berlin–Stuttgart 1977
- TAUBER, A. F.: Grundzüge der Geologie von Burgenland. – In: Burgenland, Landeskunde, Hrsg. Bgld. Landesregierung, 39–86; Wien 1952
- TAUBER, A. F.: Geologisches Gutachten über den Braunkohlenbergbau in Bubendorf, Burgenland. – Unveröff. Gutachten, Geol. B.-A.; Wien 1954
- TAUBER, A. F.: Die Bodenschätze des Burgenlandes. – Internationale Wirtschaft, 8; Wien 1959 a
- TAUBER, A. F.: Die Kohlenlagerstätten des Burgenlandes. – Burgenland in Wort und Bild; Wien (R. H. Hammer) 1959 b
- TAUBER, A. F.: Der Braunkohlenbergbau Bubendorf (Burgenland). – Burgenländ. Heimatblätter, 21, (4); Eisenstadt 1959 c
- TAUBER, A. F. & RUTTNER, A.: Befahrungsbericht Bergbau Tauchen. – Unveröff. Bericht, Berghauptmannschaft Wien 1952
- TAUCHENER KOHLENINDUSTRIE AG.: Betriebsunterlagen aus den Jahren 1919 bis 1967. – Unveröff. Archivmaterial, Berghauptmannschaft Wien
- TOLLMANN, A.: Aufnahmsbericht über das Tertiär und Quartär auf den Blättern 138 und 139 (Rechnitz und Lutzmannsburg). – Verh. G. B. A. 1957, 85–86; Wien 1957
- TOLLMANN, A.: Neue Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – In: Geologischer Tiefbau der Ostalpen, 3. Bericht, 1975, 58–64, Zentralanstalt f. Meteorologie u. Geodynamik, Publ. Nr. 212; Wien 1976
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich. – 766 S.; Wien (Deuticke) 1977
- TOLLMANN, A.: Eine Serie neuer tektonischer Fenster des Wechselsystems am Ostrand der Zentralalpen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 68 (1975), 129–142; Wien 1978
- TRAUSSNIGG, H.: Das kohleführende Neogen von Bubendorf und seine kristalline Umrahmung. – Unveröff. Diss., Univ. Graz 1979
- VAN ANDEL, T. J. H.: Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. – Erdöl u. Kohle, 5. Jg., (2), 100–104; Hamburg 1952
- VAN ANDEL, T. J. H.: Reflections on the interpretation of heavy mineral analyses. – J. Sed. Petrol., 29, (2), 153–163; 1959
- WEINHANDL, R.: Bericht über geologische Aufnahmen 1958 auf den Blättern Hollabrunn (22) und Hardres (23). – Verh. Geol. B.-A., (1–3), A 99–101; Wien 1959
- WEINHANDL, R.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf dem Blatt Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., (1–3), A 96–97; Wien 1960
- WEINHANDL, R.: Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 89–90; Wien 1961

- WEINHANDL, R.: Bericht 1961 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 85–87; Wien 1962
- WEINHANDL, R.: Bericht 1962 über Aufnahmen auf Blatt Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 64–65; Wien 1963
- WEINHANDL, R.: Bericht 1963 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137), Rechnitz (138) und Lutzmannsburg (139). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 57–58; Wien 1964
- WEINHANDL, R.: Bericht 1964 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 55–56; Wien 1965
- WEINHANDL, R.: Bericht 1966 über Aufnahmen auf den Blättern Oberwart (137) und Rechnitz (138). – Verh. Geol. B.-A., 3, A 56; Wien 1967
- WEINHANDL, R.: Bericht 1970 über Aufnahmen auf Blatt Hartberg (136) und Blatt Oberwart (137). – Verh. Geol. B.-A., 4, A 94–95; Wien 1971
- WEYL, R.: Zur Ausdeutbarkeit der Schwermineral-Vergesellschaftungen. – Erdöl u. Kohle, 2. Jg., (6), 221–224; Hamburg 1949
- WEYL, R.: Schwermineralverwitterung und ihr Einfluß auf die Mineralführung klastischer Sedimente. – Erdöl u. Kohle, 3. Jg., (5), 209–211; Hamburg 1950
- WEYL, R.: Zur Frage der Schwermineralverwitterung in Sedimenten. – Erdöl u. Kohle, 5. Jg., (1), 29–33; Hamburg 1952
- WIESENEDER, H.: Petrographische Analyse der Sedimentationsabfolge in der nordalpinen Saumtiefe Ober- und Niederbayerns. – Neues Jb. Mineral, Geol., Paläont., Beil.-Bd. (Abh.), Abt. B, 88, 157–175; Stuttgart 1944
- WIESENEDER, H.: Die Verteilung der Schwerminerale im nördlichen Inneralpinen Wiener Becken und ihre geologische Deutung. – Verh. Geol. B.-A., 207–222; Wien 1952
- WIESENEDER, H.: Über die Veränderungen des Schwermineralbestandes der Sedimente durch Verwitterung und Diagenese. – Erdöl u. Kohle, 6. Jg., (7), 369–372; Hamburg 1953
- WIESENEDER, H. & MAURER, I.: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens. – Eclogae geol. Helv., 51, (3), 1155–1172; Basel 1959
- WINKLER, A.: Erläuterungen zum Bohrprogramm im Tauchener Kohlenrevier. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1938
- WINKLER-HERMADEN, A.: Über zwei interessante Gesteinsvorkommen bei Aschau im Bezirk Oberwart/Bgld. – Folia Sabartensia, 1–7; Steinamanger 1933 a
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen am Nordostsporn der Zentralalpen und seines Südsaumtes. – Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 142, 81–102; Wien 1933 b
- WINKLER-HERMADEN, A.: Aufnahmsbericht über Blatt Fürstenfeld (5156). – Verh. Geol. B.-A., 1935, 1–3, 46–49; Wien 1935
- WINKLER-HERMADEN, A.: Bericht über die Kohlenvorkommen in der Umgebung von Ritzing-Lakenbach im mittleren Burgenland. – Unveröff. Bericht, Geol. B.-A.; Wien 1938
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jungtertiären Ablagerungen an der Ostabdachung der Zentralalpen und das inneralpine Tertiär. – In: Geologie von Österreich, Hrsg. F. X. SCHAFFER, 414–522; Wien (Deuticke) 1951
- WINKLER-HERMADEN, A.: Geologisches Kräftespiel und Landformung. – 822 S.; Wien (Springer) 1957
- WINKLER-HERMADEN, A.: Die jüngsttertiäre (sarmatisch-pannonisch-höherpliozäne) Auffüllung des Pullendorfer Beckens (= Landseer Bucht E. Sueß) im mittleren Burgenland und der pliozäne Basaltvulkanismus am Pauliberg und bei Oberpullendorf-Stoob. – Österr. Akad. Wiss., Sitzungsberichte d. mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 171, Jg. 1962, 143–192; Wien 1962
- ZAPFE, H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis. – BHM, 101, 71–81; Wien 1956
- ZÖBELEIN, H. K.: Geologische und sedimentpetrographische Untersuchungen im niederbayrischen Tertiär. – Neues Jb. Mineral, Geol., Paläont., Beil.-Bd. (Abh.), Abt. B, 84, 233–302; Stuttgart 1940

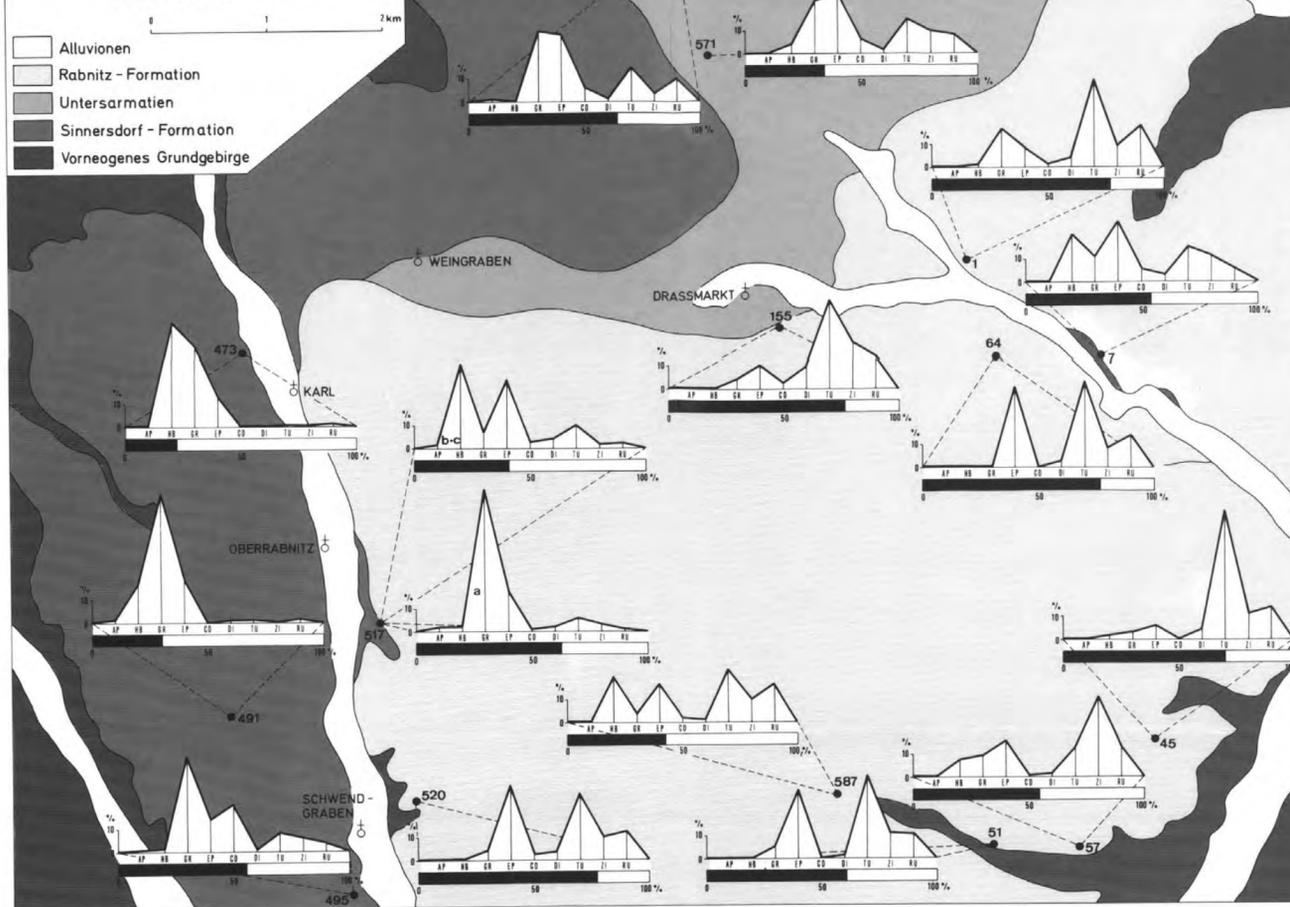
Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. 10. 1979



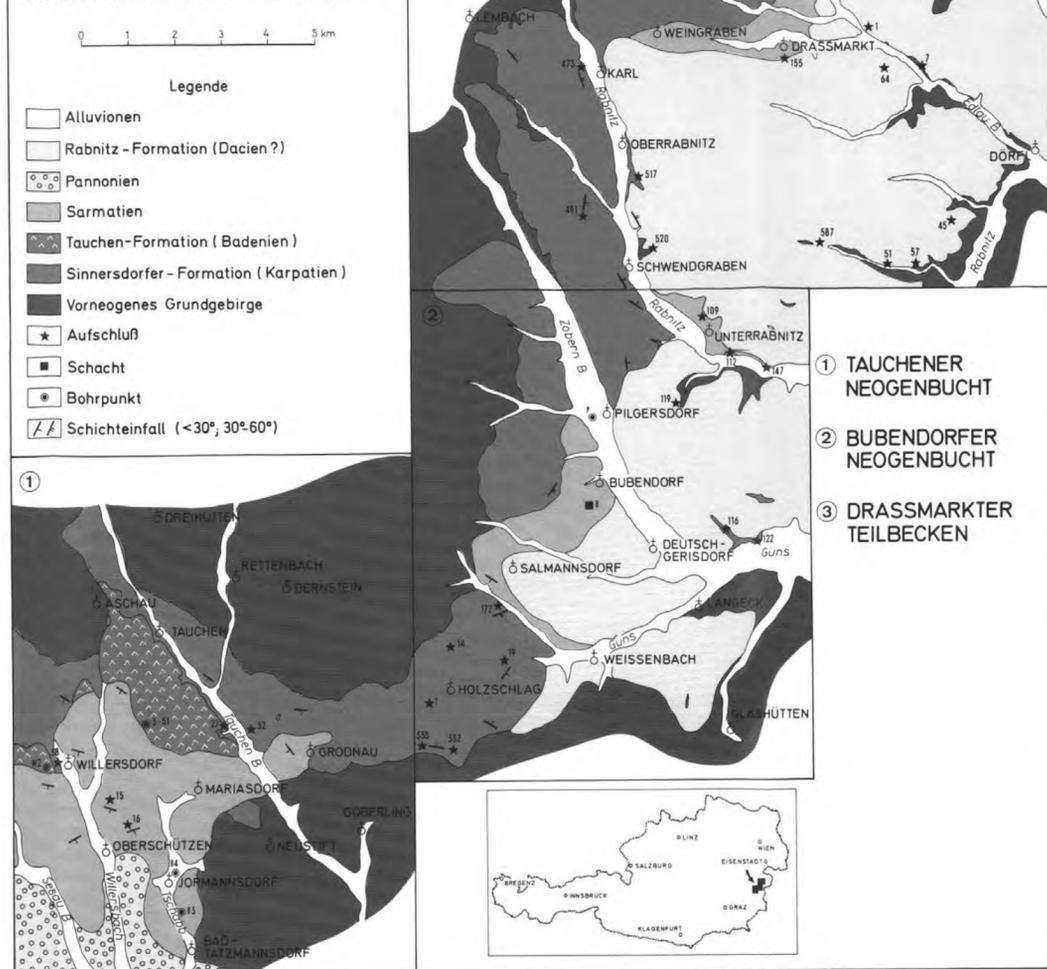
H. TRAUSSNIGG  
**SCHWERMINERALKARTE DES NEOGENS DER BUBENDORFER BUCHT**



K. NEBERT  
**SCHWERMINERALKARTE DES NEOGENS VON DRASSMARKT**



**GEOLOGISCHE KARTE DER NEOGEN-ABLAGERUNGEN ENTLANG DES NORDOSTSPORNS DER ZENTRALALPEN**



|                    |                |                  |            |                      |
|--------------------|----------------|------------------|------------|----------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 1 | S. 113-141 | Wien, September 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|------------|----------------------|

## Die Goldlagerstätte Zell am Ziller, Tirol Eine lagerstättenkundliche Betrachtung

Von OSKAR SCHULZ und HERBERT WENGER\*

Mit 25 Abbildungen und 2 Tafeln (= Beilage 3)

Österreichische Karte 1:50.000  
Blatt 150

*Schlässelförter*  
*Ostalpen*  
*Altpaläozoikum*  
*Innsbrucker Quarzphyllit*  
*Erzlagerstätten*  
*Goldlagerstätten*

### INHALT

|   |     |
|---|-----|
| Zusammenfassung .....                       | 113 |
| Summary .....                               | 114 |
| 1. Aufgabenstellung .....                   | 114 |
| 2. Geologische Situation .....              | 114 |
| 3. Petrographie der Erzträgergesteine ..... | 120 |
| 4. Erzführung .....                         | 125 |
| 4.1. Mineralbestand und Gefüge .....        | 126 |
| 4.2. Form und Inhalt der Erzkörper .....    | 132 |
| 5. Genese .....                             | 136 |
| 6. Praktische Erkenntnisse .....            | 138 |
| Literaturverzeichnis .....                  | 140 |

### Zusammenfassung

In der Innsbrucker Quarzphyllitzone sind im Raume Zell a. Z. Serien von Gold-Quarzitlagern bekannt. Sie waren einst Grundlage eines Bergbaues in mehreren Revieren.

Die quantitativ bescheidene Erzführung besteht aus einer komplexen Metallparagenese mit Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni und Au, und ist vertreten hauptsächlich durch die Minerale Pyrit, Arsenkies, Kupferkies, untergeordnet Magnetkies, Fahlerz, Bleiglanz, Zinkblende, Kobaltglanz, Gersdorffit, Ullmannit und Cubanit sowie mehr oder weniger gediegen Gold. Auffallende Begleiter sind Fe-Karbonate und Ti-Minerale, besonders Rutil.

Es besteht strenge stoffliche Gebundenheit der Metallanreicherungen an E-W-streichende, tektonisch steil gestellte Quarzitschichten. Am bedeutsamsten ist das „Friedrichlager“ mit 0,1-1,5 m Mächtigkeit. Für dieses Lager brachten die alten Abbaue die Erkenntnis, daß die Erze besonders in flach nach W einschiebenden linealförmigen Anreicherungs-zonen konzentriert sind.

Mineralparagenese, Anreicherungsgefüge und die postkristallinen tektonischen Verformungen sprechen für metamorphe Überprägungen der Lagerstätte, ursprünglich synd sedimentäre, also altpaläozoische Anreicherung zusammen mit quarzreichen Sedimenten und extrusiv-thermale Herkunft der Metalle.

Auf Grund früher erzielter Abbauergebnisse und nunmehr gewonnener wissenschaftlicher Erkenntnisse ist das Gebiet um Zell a. Z. als wirtschaftlich interessant zu betrachten und wären daher Aufschließungen der Goldlagerstätte empfehlenswert.

---

\* Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. OSKAR SCHULZ, Institut für Mineralogie und Petrographie, Abteilung Geochemie und Lagerstättenlehre, Universität Innsbruck, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.  
Oberrat Ing. Dr. HERBERT WENGER, A-6263 Fügen 332.

## Summary

In the quartzphyllite belt around Innsbruck a series of gold-quartzite beds is known in the region of Zell a. Z. These deposits were once the basis of a mining industry in some districts.

The ore bed has a modest extent and consists of a complex metal paragenesis with Fe, Cu, Pb, Zn, Co, Ni and Au, represented mainly by the minerals pyrite, arsenopyrite, chalcopyrite, to a lesser extent pyrrhotite, fahlore, galena, sphalerite, cobaltite, gersdorffite, ullmannite and cubanite as well as more or less free gold. Remarkable accompanying ores are Fe-carbonates and Ti-minerals, particularly rutile.

The metal enrichments are materially firmly locked to E-W-oriented, tectonically steeply inclined quartzite layers. „Friedrichlager“ is the most important with a depth of 0,1 to 1,5 m. The earlier exploitations in this deposit had shown that the ores are concentrated in banded zones of enrichment (like a ruler) protruding with a small inclination towards the west.

Mineral paragenesis, enrichment fabric and the postcrystalline tectonic deformations all argue for metamorphic superimpositions of the deposit, for originally syndimentary, that is early Paleozoic enrichment together with sediments rich in quartz, and for extrusive-thermal origin of the metals.

Considering the successful mining history, and newly obtained scientific evidence, the region around Zell a. Z. must be rated economically promising, and exploratory work on the gold deposit is recommended.

## 1. Aufgabenstellung

Das steigende Interesse an Edelmetallen läßt eine kritische Inventaraufnahme heimischer Goldlagerstätten nützlich erscheinen. Wirtschaftliche Erwägungen aber setzen wissenschaftliche Grundlagen voraus, die über die Genese bis zur heutigen Ausdehnung und über Metallgehalte des Lagerstättenkörpers Auskunft geben sollen. Zur Diskussion steht das Auftreten von Zell am Ziller in Tirol, das schon vor 1630 entdeckt und bis 1868 mit wechselnden Erfolgen abgebaut wurde. Die wirtschaftsgeschichtlichen Daten des einstigen Goldbergbaues behandelt J. K. BAUER (1980).

## 2. Geologische Situation

Die Goldlagerstätte Zell a. Z. (Abb. 1, 2; Tafel 1) mit den Revieren Rohrberg, Hainzenberg und Tannenberg liegt in der unterostalpinen Zone des Innsbrucker Quarzphyllits, die sich in den Tuxer Voralpen im Westen vom Wipptal beginnend, als rund 10(-15) km breiter Streifen über das Zillertal in die Kitzbüheler Alpen erstreckt und bei Mittersill im Oberpinzgau nach Osten auskeilt. Die Altersstellung ist nach Teilergebnissen von HÖLL und MAUCHER (1967) sowie nach MOSTLER (1974, 1978) mit Ordovizium, Silur bis Unterdevon anzugeben und entspricht demnach als Faziesäquivalent den phyllitischen Gesteinen der Grauwackenschiefer (= Wildschönauer Schiefer).

Die Innsbrucker Quarzphyllitzone („Quarzphyllitzone der Tuxer Voralpen“ nach R. v. KLEBELSBERG, 1935) besteht im wesentlichen aus Quarzphylliten mit oft ausgeprägtem stofflichen Lagenbau im kleinen und im großen, was auf die Erhaltung ursprünglich sedimentärer Inhomogenitäten in der heute metamorphen Abfolge zurückzuführen ist. Die Serie liegt in einer schwachen Metamorphosestufe (Epizone, u. zw. Grünschieferfazies bzw. very low stage, H. G. F. WINKLER, 1974) vor. Die intensive postkristalline, mechanische Durchbewegung, auch mitenthaltener höher kristalliner Einschaltungen, hat B. SANDER (1940) seinerzeit veranlaßt, diese Gesteine als Phyllonite zu bezeichnen.

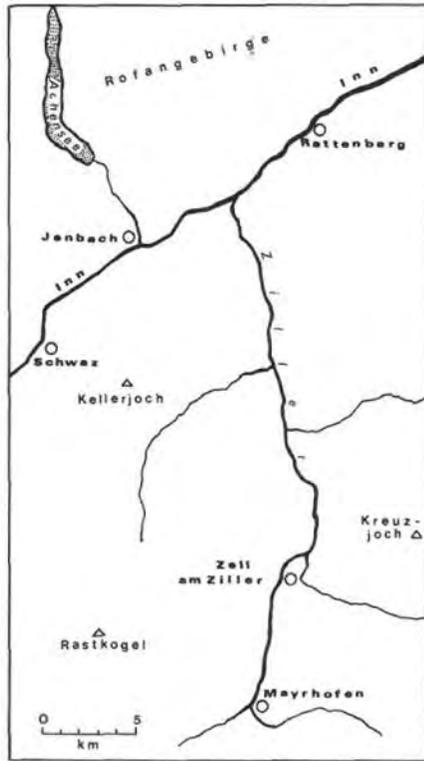


Abb. 1: Übersichtsskizze Zillertal



Abb. 2: Übersichtsblick nach Osten in das Gerlostal. Links Zell a. Z., dahinter Rohrberg und Gerlosberg, rechts Hainzenberg

Abgesehen von bis zu 50 m mächtigen Kalk- und Dolomit-Marmorbänken bilden Porphyroidkomplexe weit durchziehende charakteristische Einlagerungen; diese könnten, dem Schema von H. MOSTLER (1968) für die Grauwackenzone folgend, möglicherweise an der Grenze Ordovizium-Silur, möglicherweise auch im oberen Ordovizium (H. MOSTLER, 1978) eingereiht werden. Als Zeugen höher kristalliner Einschlüsse sind Staurolith-führende Phyllonite und Amphibolithe festgestellt worden (z. B. O. SCHMIDEGG, 1978, 1979). Weiters gibt es zahlreiche stoffparallele Einschaltungen von Graphitphylliten, Chloritphylliten, Karbonatphylliten und Quarziten, wobei gerade diese Gesteine auch im Nahbereich der Goldlagerstätte bei Zell a. Z. auffallend in Erscheinung treten. Das Auftreten von Schwazer Augengneis (Kellerjochgneis) bei Uderns (Th. OHNESORGE, 1918) ist tektonischer Herkunft, denn es handelt sich dabei um Deckschollen des mittelostalpinen Altkristallins.

Die im Kartengrundriß und in Profilen zur Geltung kommende Mächtigkeit der Quarzphyllitzone ist durch Verfaltungen und Verschuppungen zustande gekommen und bedarf für die regionalen Einzelfälle gesonderter Erklärungen.

Im Raume um Zell a. Z. ist sehr steil s-fallende bis vertikale Stellung und E-W-Verlauf der Gesteinsabfolge dominierend. Die statistische Erfassung des Flächen- und Achsengefüges um Zell bringt Feinheiten des tektonischen Baues zur Geltung. Demnach lassen sich auf Grund schwacher Lagerdifferenzen der s-Flächen doch gewisse Inhomogenitätsbereiche abgrenzen.

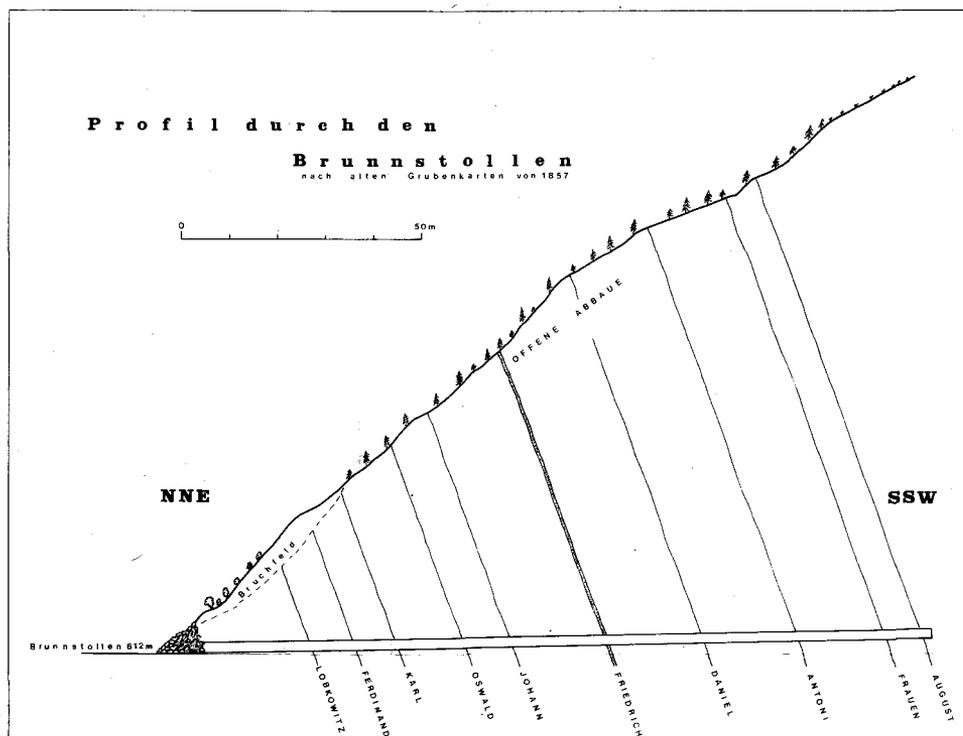


Abb. 3: Profil durch den Brunnstollen, Hainzenberg; nach alten Grubenkarten 1857

Im Zentrum der heute bekannten Goldlagerstätte, dem Revier Hainzenberg, beherrschen Schieferungsflächen mit  $s = E-W$ ,  $70 S$  das Bild (Abb. 3). Ein Pendeln des Streichens von WNW-ESE bis WSW-ENE ist allerdings auffallend und ergibt eine steil S-fallende  $\beta$ -Häufung (Diagramm Abb. 4). In der Fortsetzung nach Osten in den Bereich der Scheibenwände, wo ein Bergrutsch 1736 den Goldbergbau beendete, ist keine Änderung dieses tektonischen Baues auffallend.

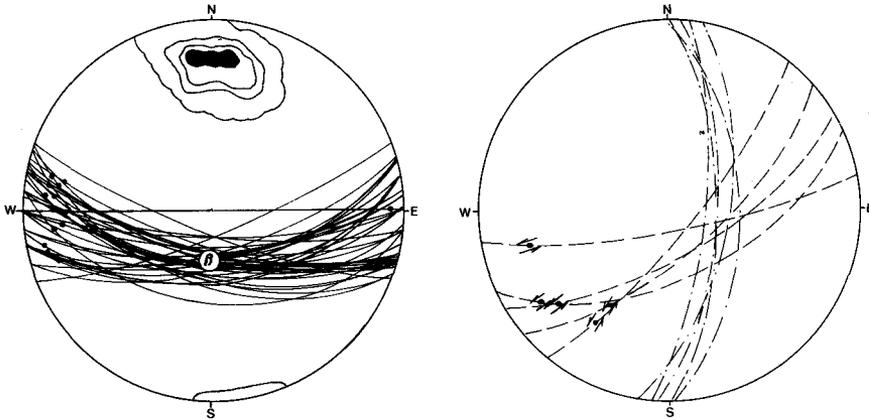


Abb. 4: Diagramm Hainzenberg (links): s-Großkreise mit B-Fältelungsachsen (Punkte), 38 statistisch ausgezählte s-Lotpunkte; schwache Tautozonalität um  $\beta$ -Achse. 23-16-10-3-0%. Lambert'sche flächentreue Projektion, untere Halbkugel

Abb. 5: Diagramm Hainzenberg (rechts): Zerrklufscharen (Strich-Punkt) und Scherklüfte (Strich-Strich) als Großkreise mit Harnischstriemung (Punkte) und Relativsinn der Bewegung (Pfeile)

Auf den feingefalteten s-Flächen der Phyllonite sind  $10-20^\circ$  gestreut nach WNW-WWSW einschiebende B-Achsen geprägt; sehr vereinzelt erkennt man auch älter angelegte,  $10^\circ$  nach E geneigte Achsen. Zu B = gestreut E-W,  $10-20 W$  sind reichlich ac-Reißklufscharen entwickelt, wobei die Fugen teils mit Quarz und etwas Eisenkarbonat verheilt, teils nicht mineralisiert sind. Das wenig ausgeprägte Scherkluftgefüge läßt in der Übersicht (Diagramm Abb. 5) fast nur Bewegungen in s-Flächen erkennen, wobei jeweils südliche Teile nach E, nördliche nach W bewegt wurden. Auffallend ist also, daß vom Revier Hainzenberg bis zu den etwa 1 km entfernten Scheibenwänden aber praktisch keine Zergleitungen des Gesteinsverbandes in Erscheinung treten, wie die Ausfahrungen am Beispiel des Friedrichlagers, des bisher am bedeutendsten gewesenenen Quarzitlagers, erkennen lassen.

Im südlich gelegenen Revier Tannenberg ergeben die gemessenen Schieferungsflächen in der Lagenkugelprojektion eine charakteristische starke Streuung von NW-SE über W-E bis WSW-ENE bei durchwegs sehr steilem, SW-, S- bis SSE-Fallen (Diagramm Abb. 6). Damit kommt hier die Tautozonalität um eine steil mit  $65^\circ$  SSW-fallende  $\beta$ -Achse exakt zur Geltung, was vergleichsweise auch im Revier Hainzenberg schwach auffällt. Die flach gestreut gegen WNW zu fallenden B-Fältelungsachsen werden durch ac-Reißklufscharen (NNE-SSW,  $60-80 E$ ) symmetrologisch bestätigt. Die Scherklüfte lassen sich dem tautozonalen s-Flächenbündel anpassen und demnach als bewegte Schieferungsflächen deuten, wobei hier wie am Hainzenberg flach SW-gerichtete Harnischrillen geprägt sind und die Relativbewegungen auch hier auf „Linksverwürfe“ deuten (Diagramm Abb. 7).

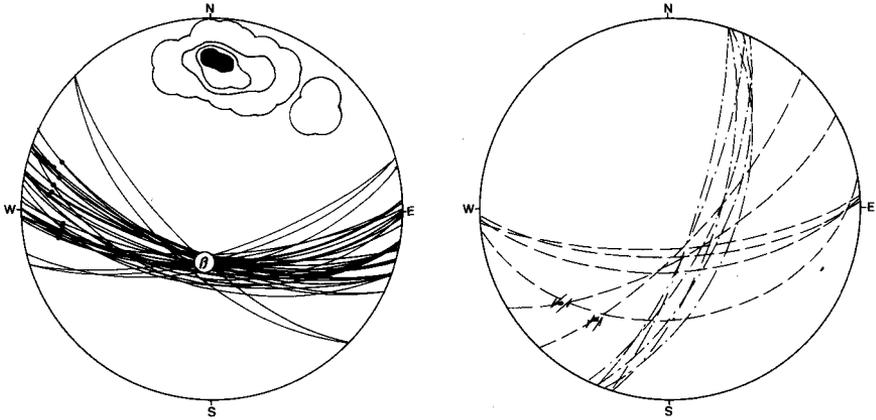


Abb. 6: Diagramm Tannenberg (links): s-Großkreise mit B-Fältelungsachsen, 32 Lotpunkte statistisch: 28-20-10-4-0%. Tautozonalität der s-Flächen:  $\beta$ -Achse

Abb. 7: Diagramm Tannenberg (rechts): Zerrklüftscharen und Scherklüfte als Großkreise mit Harnischstriemung und Relativsinn der Bewegung

Schließlich sind diese tektonischen Formungen auch nördlich vom Hainzenberg im Revier Rohr nachweisbar, wenngleich hier WNW-ESE-Streichen mit steilem S-Fallen dominiert. Aus diesem s-Flächenbündel und einigen anders orientierten Schieferungsflächen (Diagramm Abb. 8) ergibt sich aber wieder die steil SSW-fallende  $\beta$ -Achse. Die B-Fältelungsachsen liegen mit flachem WNW-Einschieben vor und sind offensichtlich mit den s-Flächen nach WNW verschwenkt worden; eine Erkenntnis, die für die Deutung der Formungsabläufe auswertbar ist. Das Reiß- und Scherklüftgefüge (Diagramm Abb. 9) ist diesen axialen Formungen zuordenbar. Das im alten Bergbaurevier unter Tage bekanntgewordene teilweise steile Einfallen der Lager nach N konnte in den Übertageaufschlüssen nicht gefunden werden.

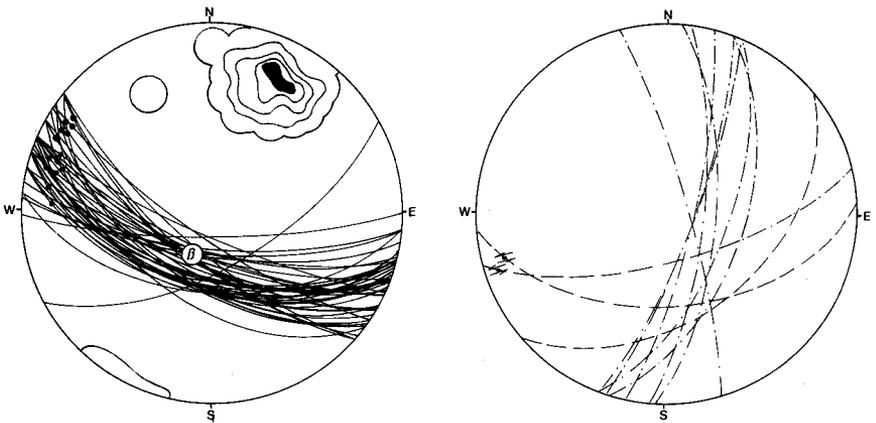


Abb. 8: Diagramm Rohr (links): s-Großkreise mit B-Fältelungsachsen, 42 Lotpunkte statistisch: 28-22-12-4-0%. Schwache Tautozonalität der s-Flächen:  $\beta$ -Achse

Abb. 9: Diagramm Rohr (rechts): Zerrklüftscharen und Scherklüfte als Großkreise mit Harnischstriemung und Relativsinn der Bewegung

Eine geringfügig andere Situation scheint im Gebiet Laimach vorzuliegen. Eine Tautozonalität durch gestreut steiles S- bis N-Fallen der durchschnittlich W-E-streichenden s-Flächen mit  $\beta = \text{ca. } 10^\circ$  W-fallend, bringt hier fast eine Übereinstimmung mit den B-Fältelungsachsen (Diagramm Abb. 10). Scher- und Reißkluftgruppen entsprechen symmetrisch annähernd diesen s- und B-Formelementen (Diagramm Abb. 11).

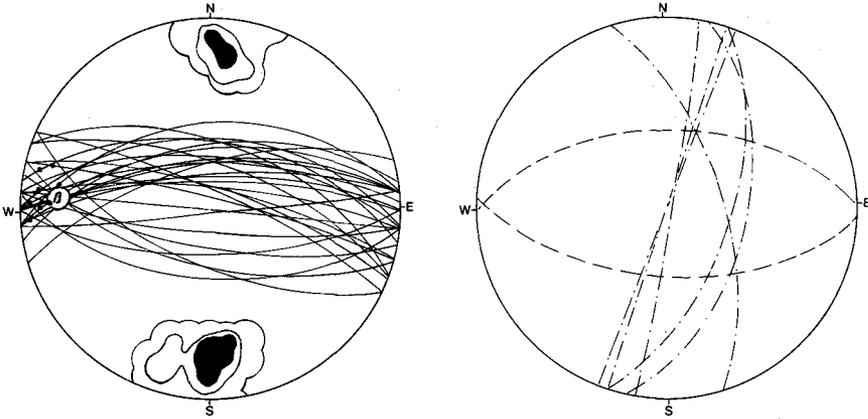


Abb. 10: Diagramm Laimach (links): s-Großkreise mit B-Fältelungsachsen, 29 Lotpunkte statistisch: 37-20-8-0%. B und  $\beta$  fallen zusammen

Abb. 11: Diagramm Laimach (rechts): Zerrklufscharen und Scherklüfte als Großkreise

Vergleichsmessungen vom Gebiet Gerlosberg bringen eine doch etwas andere Situation der flächigen und linearen Gefügeelemente. Hier herrscht allgemein N-Fallen der s-Flächen vor, wobei Faltenbildungen im Meterbereich mit steilen, NNE- bis E-eintauchenden B-Achsen lokal geprägt sind. Die s-Bündel verschiedener Aufschlüsse gemeinsam betrachtet ergeben konstruktiv einerseits  $\beta$ -Häufungen, die ebendiesen B-Achsen entsprechen, andererseits aber auch flache  $\beta$  im WSW-Sektor des Diagramms, welche mit den Fältelungs-B-Achsen zusammenfallen (Diagramm Abb. 12). Vereinzelt sind  $B \perp B$ -Formungen nachweisbar.

Zusammenfassend kann man für die tektonische Gestaltung der östlichen Zillertal-seite zwischen Tannenberg und Rohrberg ein definierbares Formungssystem erkennen. Das ganze Gebiet weist gleichartige B-achbiale Deformationen auf, was in den charakteristischen, einer Tautozonalität entsprechenden Verschwenkungen der s-Flächen mit steil S-eintauchenden  $\beta$ -Achsen zur Geltung kommt. Die s-Orientierungen allerdings lassen kleine Unterschiede in Teilbereichen erkennen. Diese Bereiche weisen durch geänderte s-Positionen entsprechend gestreute, aber dennoch statistisch gehäufte B-Achsen und zugehörige Reißfugenscharen in ac-Stellung auf. Die Befunde können dahingehend gedeutet werden, daß die b-achbiale Feinfältelung auf s schon geprägt war, als eine steilachsige Wellung durch unterschiedliche Transportweite in der Front schon steil aufgestellter s-Flächen eine Verbiegung im Streichen verursachte. Die in der synoptischen Betrachtung (Diagramm Abb. 13) nahe der W-Peripherie des Diagramms verstreuten Punkte, die als Durchstoßpunkte der Linearen durch die Lagenkugel die B-Fältelung repräsentieren, sind daher nicht

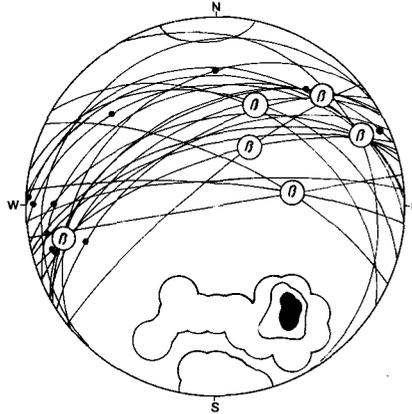


Abb. 12: Diagramm Gerlosberg: s-Großkreise mit B-Fältelungsachsen, 23 Lotpunkte statistisch: 33-22-11-0%,  $\beta$ -Achsen lokaler Kleinfalten

syntektonisch mit der steilachsigen Großwellung der Schieferungspakete entstanden. Eine Rotation der s-Flächen um die  $\beta$ -Achse bis zur Deckstellung würde eine Konzentration der B-Achsen ergeben.

Die hier als Schieferungsflächen (s) ausgewiesenen Flächenlagen sind identisch mit der stofflichen Abfolge der altpaläozoischen Paragesteine, die vom Aufschluß bis in den Mikrobereich durch den wechselnden Mineralinhalt als Lagenbau erhalten ist und der ehemaligen Schichtung entspricht.

### 3. Petrographie der Erzträgergesteine

Die Tatsache einer lagerförmigen Goldanreicherung und ihre Gebundenheit an Quarzit-zwischenschichten im Phyllonit macht eine Untersuchung der für die Erzführung wichtigen Abfolge notwendig.

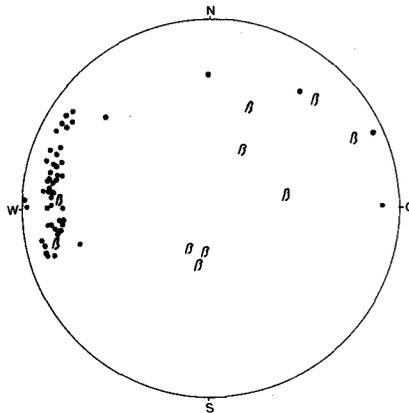


Abb. 13: Synoptisches Diagramm der B- und  $\beta$ -Achsen aus den Diagrammen 4, 6, 8, 10 und 12

Im Aufschluß wirkt das allgemein dunkelgraue schieferige Gestein mit zahlreichen weißen Quarzitlagen und -linsen, oft mit Rostflecken infolge Limonitisierung von Pyrit und Eisenkarbonaten, sehr monoton. Auch die Detailbetrachtung bringt keinen besseren Bescheid, weil der Mineralbestand der Gesteine im dm-, cm-, mm- bis  $\mu\text{m}$ -Abstand wechselt und alternierende Feinlagen bildet. Im Handstückbereich ist die durch die mechanische Durchbewegung verursachte Fältelung oft so intensiv, daß die Bezeichnung „B-Tektonit“ (B. SANDER, 1948,1950) zutreffend ist; dagegen erweist sich der Aufschlußbereich weitgehend als „S-Tektonit“ und zeigt weithin eine Konstanz der prämetamorphen Schichtung. Chloritphyllite (Grüngesteine), Graphitphyllite (Schwarzschiefer) und Karbonatphyllite bilden anscheinend 100–200 m südlich der Serie der Gold-Quarzitlager einen auffallenden Horizont. Derartige Leitschichten sind allerdings in der eigentlichen Quarzitphyllit-Quarzit-Abfolge der Lagerstätten nicht zu sehen.

Den Hauptmineralbestand der am Tannenberg, Hainzenberg und Rohrberg anstehenden Phyllite bilden Sericit, Muskovit, Quarz, Chlorit und Karbonate (Pistomesit, Ferrodolomit, Ankerit, Dolomit, Calcit). Nebengemengteile sind Albit, Kalifeldspat, Pyrit, Rutil, Anatas, Graphit. Dazu kommen als Akzessorien Turmalin, Zirkon, Apatit und Titanit. Als Verwitterungsprodukte fallen Goethit und Lepidokrokit durch die Gelb- und Braunfärbung der Gesteine auf. Über die genannten Komponenten wird nachfolgend noch berichtet.

Im einzelnen bildet diese Paragenese besonders feinschichtige Parallelgefüge, durch welche die Fältelungen und Falten im mikroskopischen Bild ausgezeichnet zur Geltung kommen. Im großen gesehen fallen aber nur die linsen- und lagerförmigen Quarzitwischenschichten mit cm- bis m-Mächtigkeiten auf und erlauben so eine gewisse Gliederung der sonst monoton erscheinenden Abfolge.

So bietet das Revier Hainzenberg auf 130 m Horizontalausführung 10 sehr steil einfallende Quarzitlager (Abb. 3). Ein weiteres ist noch 100 m nördlich davon bekannt. Im Revier Tannenberg kannte man 5 Quarzitlager („Tannenberger Zug“) auf 60 m Querschnittlänge. Sie liegen etwa 300 m südlich des Hainzenberger Zuges. Laut A. REH (1881) hat man 100 m S vom Revier Tannenberg noch 3 Quarzitlager überprüft und konnte in einem Falle, für das 2,5 m mächtige Floryanilager, 4,5–22 g Au/t nachweisen. Und etwa 1 km nördlich des nördlichsten Hainzenberger Lagers sind Serien von Quarziten mit 10 Lagern im Revier Alt-Rohr und 7 in Neu-Rohr aufgeschlossen worden. Diese Lager sind quer zum Streichen gemessen auf 500 m verteilt (Tafel 1). Alle diese Quarzitzüge sind auf Grund der früheren bergmännischen Unternehmungen als mehr oder weniger goldführend bekanntgeworden, im einzelnen allerdings sehr verschieden weit untersucht worden. Zwischen diesen Lagerscharen der alten Reviere dürften sich noch weitere Hoffungsgebiete befinden, die aber mangels an Obertagsaufschlüssen noch nicht untersucht sind.

Am Beispiel der Schichtfolge am Hainzenberg wird auf einige Einzelheiten in Mineralbestand und Gefüge eingegangen. Die Mächtigkeit der durch Grubenaufschlüsse durchörterten Gold-Quarzitlager wird mit 0,10–1,80 m (A. R. SCHMIDT, 1868, F. POŠEPNÝ, 1880) angegeben und kann in dem heutigen Verbruchsgelände nur an dislozierten Felschollen mit Unsicherheit zur Kenntnis genommen werden.

Über die gesteinsbildenden Komponenten und Nebenbestandteile der Phyllite und Quarzite ist folgendes festzustellen.

Quarz ist die Hauptkomponente sowohl der Quarzite als auch der meisten Phyllite. Demnach sind zum Teil offene, vor allem aber geschlossene Quarzitgefüge (im Sinne B. SANDERS, 1950) mit feinlagig wechselnden Korngrößen anzutreffen. Die überwiegend scharfen Kornkonturen sind vielfältig ausgebildet und kennzeichnen oft ein xenomorph-pflasterförmiges Gefüge. In manchen Lagen sind aber auch innig verzahnte Grenzen auffallend entwickelt. Sehr häufige undulöse Auslöschung bis zu ausgeprägter Felderteilung kennzeichnet viele Befunde bei mikroskopischer Betrachtung. Derartige Quarzitabfolgen sind von einer scharfen Tektonitregelung betroffen, was auch durch deutliche Kornlängung und statistische Parallelstellung von Quarz-c//Koordinate a des tektonischen Achsenkreuzes zum Ausdruck kommt ( $\gamma$ -Regel, B. SANDER, 1950). Die im Diagramm Abb. 14

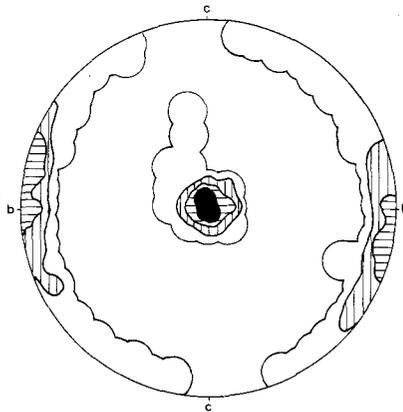


Abb. 14: Goldquarzit, Hainzenberg. 220 Quarzachsen: 16–10–5–0%. bc-Schnitt mit scharfer Einregelung der Achsen in a (Maximum I, SANDER, 1950). Die Streuung um b ist durch eine Scherbewegung  $B \perp B$  deutbar

bemerkbare periphere c-Achsenhäufung, besonders um b, dürfte durch eine Zerscherung des Gesteins mit Bewegungsrichtung a//B (bzw.  $\perp$  a) verursacht sein: Eine Zergleitung in s, die am Handstück und im Aufschluß durch Riefung (a')//Fältelung (B) sichtbar ist. Gelegentlich liegen zusätzlich auch schräg zur allgemeinen Schieferung orientierte weitere s-Flächenscharen vor, die sich ebenfalls durch Einregelung der Komponenten nach Gestalt und Kornfeinbau auszeichnen.

Neben diesen häufigen Gefügetypen sind lokal auch feinstkörnige Rekristallisate sowie hypidiomorph-gröberkörnige umkristallisierte Aggregate entwickelt. Die Korngrößen schwanken häufig lagenweise. Sie betragen in feinkörnigen Lagen  $0,03 \times 0,07$  mm (gelängt), in gröberen 0,07 bis 0,33 mm, doch ist auch Grobkörnigkeit bis zu 20 mm feststellbar.

Die dezimikronkörnigen Quarzite sind typisch sowohl für die feinschichtigen Wechsellaagerungen mit Sericit und Chlorit als auch für die Gold-Quarzitbänke. Grobkörnigkeit ist mehr auf junge Kristallisate und ac-Kluftverheilungen beschränkt. Für den ausgeprägten Feinlagenbau mit wechselnden Korngrößen sind einerseits primäre Ursachen in quarzigen Sedimentbauzonen, andererseits auch wachstumshemmende Einflüsse in Sericitschichten anzunehmen.

Makroskopisch fallen teils milchig-weiße Quarzite, teils subtil gefärbte Varietäten infolge Pigmentierung auf: gelblich bis braune infolge Goethit- und Lepidokrokit-Einbau, graue bis graugrüne durch Sericitverunreinigungen, blaßgrüne durch Chloritgehalt. Die für die Au-Führung prädestinierten Quarzite sind trüb blaugrau gefärbt. Pigmente ließen sich, abgesehen von teilweise beteiligten Sulfiden, auch mit stärkster Vergrößerung nicht nachweisen, doch zeichnen sich diese Quarzite im polierten Anschliff unter dem Mikroskop durch Feinkörnigkeit und auffallend viele blaugraue und bläulichweiße Innenreflexe aus.

Größere, offenbar sammelkristallisierte Quarze weisen oft Interngefüge von Sericit, Chlorit, Rutil und Graphit, z. T. als  $s_3$ , auf.

Muskovit, vorwiegend feinschuppig als Sericit, bildet die Hauptkomponente der Phyllonite und ist Nebengemengteil der Quarzite. Es handelt sich überwiegend um prädeformative, strähnartig verfilzte, lepidoblastische Aggregate. Jüngere Neubildungen sind seltener. Nach der Röntgendiagnose handelt es sich vorwiegend um den 2M-Polytyp. Außerdem wurde die 3T-Strukturvariante registriert.

Die Chlorite erweisen sich hauptsächlich als Varietäten der Orthochloritreihe. Stark vertreten ist der fast Fe-freie Mg-Chlorit Leuchtenbergit. Röntgenographisch und durch optische Parameter ist Rhipidolith als Vertreter der Mg-Fe(II)-Chlorite nachgewiesen; derartige Chloritaggregate sind z. T. geldrollenartig mit „Helminthstruktur“ entwickelt und wurmförmig verbogen. Weiters findet man Fe(II)-Chlorite, nämlich Aphrosiderit und Bavallit. Schließlich ist in vielen Proben auch Thuringit, aus der Leptochlorit-Reihe, vertreten.

Die Blättchengröße der Chlorite wie der Sericite schwankt im Querschnitt etwa zwischen 0,02–0,04 mm Dünne und 0,07–0,16 mm Länge. Maximale Längen der hellen Glimmer betragen etwa 1 mm. Sowohl bei den Glimmern als auch bei den Chloriten sind postdeformative Kristallite eher selten.

An Karbonaten sind meist Ankerit und Ferrodolomit, jedoch auch Pistomesit, Dolomit und Calcit vertreten. Das granoblastische Gefüge variiert stark. Die von nachkristallinen Deformationen betroffenen Einzelindividuen von Fe-Karbonaten und Dolomit zeigen bei meist idiomorpher bis hypidiomorpher Gestalt mobil konturierte, nämlich vielfach von Quarz korrodierte Kristallgrenzen. Auffälligerweise aber sind an ein und demselben Kristall häufig die einen Rhomboederflächen unbeschädigt glatt entwickelt, während die anderen den Angriff des Quarzes deutlich machen. Dabei sind alle Übergänge von bescheidener Verdrängung bis zu nur mehr schemenhaften relikten Karbonatkriställchen zu sehen. Abgesehen von oft lagenweise auffallender, offensichtlich die Deformation überdauernder, Rhomboederchenspatisation von Ankerit und Dolomit (längste Durchmesser 0,05–0,2 mm) zeigen die meist ins  $s$  gelangten Karbonataggregate (oft bis 1 mm Länge, jedoch auch im cm-Bereich) und postkristallin mechanisch ausgequetschten Einzelkristalle mäßig bis stark undulöse Auslöschung im polarisierten Licht; seltener sind Zwillingslamellen ausgebildet. Die intragranulare Korndeformation wirkte sich bei Calcit aber in starker polysynthetischer Zwillingsbildung aus.

Unter den transparenten Nebenbestandteilen sind Feldspäte, nämlich häufiger Albit, seltener „Orthoklas“, welcher oft zersetzt ist, im ganzen gesehen spärlich vertreten. Ihre Korngrößen entsprechen denen der mit ihnen vergesellschafteten Quarze. Das gilt sowohl für die linsen- und lagenförmig angeordneten vor- bis nachdeformativen Albite, als auch für die nachdeformativen Zerrfugenkristallite. Ihre Ausbildung ist überwiegend xenoblastisch.

Das Durchläufermineral Pyrit tritt zum Teil in Pigmentform winziger, mikronkörniger Kriställchen auf, in graphitreichen Lagen sogar noch mit relikter Framboidstruktur. Häufiger aber sind Idioblasten (sehr unterschiedlich 0,01 bis über 1 mm) und hypidiomorphkörnige, meist in s gelängte Aggregate bis zu cm-Größen. Oft nachweisbare Kataklyse, mit allen Übergängen von Rupturenbildung bis zu auseinandergedrifteten Fragmenten, macht postkristalline Verformungen deutlich. Sie wirkte sich allerdings in hocheilbeweglichen Glimmer-Chloritlagen und in mechanisch kompetenteren Quarzitlagen auf die Pyrite unterschiedlich aus. Gar nicht so selten fällt bei aufmerksamer Beobachtung unter dem Mikroskop bei gekreuzten Polarisatoren schwache Anisotropie auf. Vor allem in den erzhöflichen Quarzitlagern sind Erzmineraleinschlüsse in Pyrit, dominierend Kupferkies, häufig; allgemein sind aber Quarz, Sericit, Graphit und Rutil oft vertreten. In Einzelfällen sind diese Mineralphasen als  $s_1$  angeordnet. Die Korngrenzen der Pyrite machen ähnlich den Fe-Karbonaten unterschiedliche Verdrängungen durch Quarz deutlich.

Zum Teil in Berührungspargenese mit Pyrit, bildet Arsenkies mit Einzelkristallen und Aggregaten in den Au-höflichen Bereichen einen auffallenden, vermutlich sogar „wegweisenden“ Nebenbestandteil. Dieses Erzmineral scheint nämlich an die Au-führenden oder zumindest prädestinierten Lager und Anreicherungszone gebunden zu sein. Die Korngrößen entsprechen etwa denen des mitvergesellschafteten Pyrits; häufig sind 0,2–0,5 große Kristalle und bis 2 mm große Aggregate entwickelt. Auch die Gestaltung der Begrenzungsconturen wird, zum Teil wie bei Pyrit, unterschiedlich von einer jungen Quarzkristallisation diktiert. Die idiomorphen bis hypidiomorphen Kristalle zeigen oft Zonarbau sowie mimetischen, z. T. spindelförmig-lamellaren Zwillingbau. Als Einschlüsse fallen manchmal Fahlerz und Kupferkies auf.

Rutil stellt hier in allen Phyllit- und Quarzitvarianten gefügemäßig gesehen einen sehr ausdrucksvollen Nebengemengteil dar. Fast ausnahmslos liegen Schwärme von stäbchenförmigen Kriställchen und tafelförmige Aggregate vor. Die meist sehr geringe Korngröße (häufig 0,0015–0,01 mm dünn und 0,005–0,05 mm lang) erlaubt eine verlässliche Diagnose nur im polierten Anschliff. Reflexionspleochroismus, Anisotropieeffekte, Zwillinglamellierung auch an sehr kleinen Stäbchen, farblose, gelbe bis hellbraune Innenreflexe und das Reflexionsvermögen ( $RV_{589\text{ nm}} = 19,5\text{--}20,8\%$ ) bieten genügend optische Parameter. Die teilweise Aggregatbildung mit Tafelform (oft  $0,04\text{--}0,15 \times 0,004\text{--}0,012$  mm, max. Scheiter mit  $2 \times 0,12$  mm im Querschnitt) läßt Pseudomorphosen nach Ilmenit vermuten. Schemenhafte, zerfressene Tafeln sind häufig, unversehrte, aber postkristallin deformierte Idioblasten selten zu beobachten. Leukoxen, als Sammelbegriff für Verwachsungen von Rutil, Anatas, Titanit, ist selten zu finden. Neben dem dominierenden Rutil spielt aber Anatas doch eine nennenswerte Rolle, während Titanit selten zu sein scheint.

Übergänge von kataklastischen tafelförmigen Rutilaggregaten über parametamorphe „Mikrodeformationsbreccien“ bis zum Zergleiten in Mikrolithenschwärme liegen vor und machen die Herkunft der weit verbreiteten, feinlagig angereicherten, in s ausgewalzten und oft gefalteten Rutil-Anatas-Anreicherungen deutlich. Auf diese Weise bilden diese  $\text{TiO}_2$ -Mikrolithen zusammen mit den Chloritfilzen, mit denen sie besonders vergesellschaftet sind, die Fältelungen und Zerscherungen der s-Flächen mit allen Feinheiten im mikroskopischen Bereich hervorragend ab. Rutilmikrolithen als  $s_1$  in Pyrit sind genetisch bedeutsam.

Die auflichtmikroskopischen Befunde zeigen die häufige Anwesenheit von Graphit. Das Mineral ist zumindest viel häufiger vertreten, als dies bei makroskopischer Betrachtung zu vermuten ist; denn nur im Falle einer Dunkelgraufärbung besteht der Verdacht auf

graphitische Phyllite. Die Graphitsubstanz ist überwiegend in Form von extrem dünnen Blättchen und Häuten (0,0003–0,006 mm) und 0,006–0,06 mm Länge und aggregierten Schüppchen bis zu etwa  $0,13 \times 0,013$  mm vorhanden. Messungen des Reflexionsvermögens zur Feststellung des Inkohlungsgrades der graphitischen Substanz im Lagerstättenbereich ergaben bei  $\lambda$  550 nm:  $RV_0 = 20,0\text{--}22,5\%$ . Diese Werte sprechen für vollwertigen Graphit, was im Rahmen der niederen Metamorphosestufe dieser Phyllitzone bemerkenswert ist. „Graphite“ aus der Grauwackenzone sind gewöhnlich nur als „Graphitoid“ („Halbgraphit“, „Vorgraphit“ nach P. RAMDOHR, 1975) entwickelt.

Als akzessorische Komponente ist stets Turmalin vorhanden. Nach den durchlichtoptischen Daten handelt es sich um Schörl, mit etwa 0,008–0,08, max. 0,14 mm dünnen, kurzen ditrigonalen Säulchen mit typischem Zonarbau. Die Eigenfarbe im Durchlicht variiert zwischen graublau und blaubraun.

Die Zirkone sind mit anscheinend kantengerundeten, 0,02–0,04 mm dünnen Säulchen und Körnchen vertreten. Auch hier macht sich wie bei Turmalin und Rutil eine gewisse Bindung an Chlorit-Sericit-Lagen bemerkbar.

Eine sehr untergeordnete Rolle außerhalb der wegen der Erzführung interessanten Lagen spielt Kupferkies, hauptsächlich als mikronkörniger Einschluß in Pyrit. Gelegentlich ist Apatit mit xenomorphen Körnern nachzuweisen.

Diese aufgezählten Haupt-, Neben- und akzessorischen Gemengteile sind generell schichtig, vor allem feinschichtig, am Aufbau der Gesteine beteiligt. Somit sind die stofflichen Inhomogenitäten der Sedimentbauzonen in den heutigen Metamorphiten noch mit zarten Einzelheiten erhalten. Als besonders eindrucksvolle Beispiele seien polare Pyritfeinschichten mit vertikaler Kornsortierung erwähnt, und raumrhythmische Abfolgen von Feinquarzit und Sericit/Chlorit im Abstand von 0,7 mm sowie im 0,05 mm-Rhythmus wiederkehrende Lamina mit Rutilmikrolithen in Chloritlagen.

Die Korngrößen der Quarze, Karbonate, Pyrite, das Gefüge dieser Mineralaggregate, dies alles ändert sich meist geradezu exakt und bildet so ein inhomogenes Parallelgefüge. Das wird auch durch die Verwitterung in oberflächennahen Bereichen infolge Limonitierung der Fe-Karbonate und Pyrite noch verstärkt und freisichtig wahrnehmbar.

Als Limonitminerale sind sowohl Nadeleisenerz (Samtblende, „Goethit“) als auch Rubinglimmer (Lepidokrokot) erzmikroskopisch immer wieder feststellbar, während entsprechend der spärlichen Anwesenheit von Kupfermineralen die Sekundärbildungen Covellin und Chalkosin nur eine unauffällige Rolle spielen.

#### 4. Erzführung

Der Übergang von der allgemeinen Mineralparagenese der Begleitgesteine in die eigentlichen Erzkörper kann heute mangels an Aufschlüssen nicht näher verfolgt werden. Doch lassen alte Beschreibungen über die Erzanreicherungszone, über Goldgehalte in Quarzitlagern und Phylliten sowie Untersuchungen an Sammlungsstücken wenigstens gewisse Vergleiche und Aussagen zu. So zeigen makroskopische und mikroskopische Untersuchungen im durchfallenden und auffallenden Licht so gut wie keine Unterschiede zwischen den heute obertags und stellenweise noch untermals gewinnbaren goldspurenhaltigen Gesteinsproben und den aus alten Grubenabbau stammenden, sichtbar goldhaltigen Stücken alter Sammlungen. Freisichtig wahrnehmbares Gold („Freigold“) scheint auch früher während



Abb. 15: Goldquarzit-Handstück aus dem Hainzenberg mit anhaftendem Goldblech, besonders von der Mitte nach rechts, auch auf quarzitverheilten Zerrfuge! Siehe Pfeile. Maßstabunterlage: mm-Papier

des Bergbaubetriebes eine Seltenheit gewesen zu sein. Abb. 15 zeigt einen ankerithaltigen Quarzit mit anhaftendem Goldblech, das in einem Haarriß ausgeschieden wurde. Die mikroskopische Durchsicht einiger Anschliffe desselben Stückes zeigt aber nicht eine Spur von Gold; es darf daher nicht wundern, wenn durch Untersuchungen der zahlreich aus dem Anstehenden entnommenen Quarzite aus vermeintlich goldführenden Lagern vom Hainzenberg, den Scheibenwänden, von Tannenberg und Laimach zwar Sulfiderzparagenesen, aber nur äußerst selten eine Spur von Gold sichtbar wurde.

Erfolgreicher hingegen war die Untersuchung von Bachsedimenten, wobei in einigen Gräben am Gerlosberg durch Abtrennung der Schwermineralfraktion mittels Saxe doch einige Goldflitter („Waschgold“) gewonnen und gewisse Anzeichen für eine Fortsetzung der Goldquarzitlager gefunden wurden.

#### 4.1. Mineralbestand und Gefüge

Nach Untersuchungen von Gesteinsproben und „Modererzproben“ aus dem früheren Bergbau gewannen wir den Eindruck, daß in der Nähe der Au-Anreicherungs-zonen neben dem Durchläufer Pyrit auch besonders Arsenkies vertreten ist. Dazu kommen noch, offenbar nur bereichsweise, Magnetkies, auffallend mehr Kupferkies, weiters Fahlerz (Tetraedrit), Glanzkobalt, Bleiglanz und Zinkblende. Untergeordnete Bedeutung haben Gersdorffit, Cubanit und Ullmannit. An Sekundärmineralen fallen hauptsächlich Goethit, Lepidokrokit, weniger Covellin, Chalkosin und ged. Kupfer auf.

Über die Mineralparagenese des Erzträgergesteins konnte folgendes beobachtet werden: Die für die Goldquarzitlager von Zell a. Z. in der Literatur genannte typische trüb-hellblaugraue Farbe ist auf Grund der auflichtmikroskopischen Diagnose nur zum Teil auf den Gehalt von sulfidischen Pigmenten zurückzuführen. Hierbei spielen Pyrit und Arsenkies die wichtigste Rolle, was aber nicht bedeutet, daß pyritführende Quarzite Au-führend sein müssen. Wie schon vorhin angeführt, scheint auch die Feinkörnigkeit des Quarzits zu blaugrauen Innenreflexen beizutragen. Haarrisse und stärkere Zerrfugen fallen durch milchigweiße Quarzitverheilung auf (Abb. 15), was auf Mangel an Pigment und gröberes Korn zurückzuführen ist.

Das für die Begleitgesteine so typische feinschichtige Parallelgefüge ist auch in den Goldquarziten entwickelt. Schon die Quarzlagen bieten mit deutlichen Unterschieden der Korngrößen und des Gefüges ausgeprägten Lagenbau. Das allein schon verursacht subtile Farbnuancen im Gestein. Relativ grobkörnigere Schichten bestehen z. B. aus in s gelangten Körnern mit größten Durchmessern von 0,15–0,3 mm, feinkörnigere dagegen mit 0,03–0,07 mm. Häufige Verzahnung und stark undulöse Auslöschung sind typisch. Feinstkörnige Partien entsprechen den „Mörtelquarzen“ B. SANDERS (1950).

Lagenweise fällt in den gröbereren Quarziten, wie allgemein in den Begleitgesteinen, auch eine schwache Mitbeteiligung von Albit auf. Die Korngröße entspricht der der Quarze. Kalifeldspat ist seltener.

Es gibt alle Übergänge von reinen Quarziten zu schwach bis stark Sericit- und Chlorit-führenden Typen und zu Quarzphylliten. Darüber und über die Mitbeteiligung der Karbonate sowie der Akzessorien gibt die Beschreibung der Begleitgesteine Auskunft.

Unter den Pyrit ( $\text{FeS}_2$ )-Idioblasten bis hypidiomorphen Aggregaten sind nicht selten solche, an denen man bei aufmerksamer Beobachtung und bei schräg gestellten Polarisatoren sehr schwache Anisotropieeffekte erkennen kann. Die Korngrößen schwanken, unter Berücksichtigung gewisser schichtiger Differenzen, zwischen mikron- und über centimikronkörnigen Aggregaten. Stellenweise sind die Pyritkörner rhythmisch feinlagig mit 1, 2 und 3 mm Abstand angereichert (Abb. 25).

Ein fast stets vorhandener Kupferkiesgehalt in Form von massenhaften, oft nur 0,001–0,01 (max. 0,5) mm großen Einschlüssen ist auffallend. Doch sind auch grobkörnige Verwachsungen und separiert liegende xenomorphe Körner (um 0,1–0,2 mm) und Aggregate von Kupferkies ( $\text{CuFeS}_2$ ) zu finden, was einen bemerkenswerten Nebengehalt an Cu in den Quarziten ausmacht. In manchen Pyriten steigt der Kupferkiesgehalt auf etwa 10% und liegt diesfalls in Form feinsten Einschlüsse diffus oder auch als belteropore Füllung von Fugennetzen kataklastischer Idioblasten vor. An größeren Kupferkieskörnern, z. B. mit Durchmessern 0,02–0,2 mm, sind manchmal Zwillingslamellen entwickelt. Noch feinkörnigere Aggregate von  $\mu\text{m}$ -Größe verheilen Haarrisse im Wirtsmineral. In seltenen Fällen gelang die Identifizierung von Cubanitlamellen von nur  $\mu\text{m}$ -Breite. Nennenswerte Kupferkiesansammlungen fügen sich nicht nur in den Feinlagenbau ein, sondern weisen auch eine Längung der pflasterförmig angeordneten Aggregate in s auf.

Magnetkies ( $\text{FeS}$ ) ist in Form kleiner tropfenförmiger Einschlüsse in Pyrit oft enthalten, bildet aber in einem alten Sammlungsstück die Hauptkomponente mit feinlagiger Anreicherung im 1-, 2- und 3-mm-Abstand (Abb. 16). In diesem Fall besteht in den Magnetkieslagen auch ein auffallender Gehalt von ged. Gold, teils als Freigold, teils als Einschluß und Verwachsung im Magnetkies (Abb. 17, 18). Die Größe der schon mit bloßem Auge sichtbaren Au-Körnchen erreicht 0,3 mm.

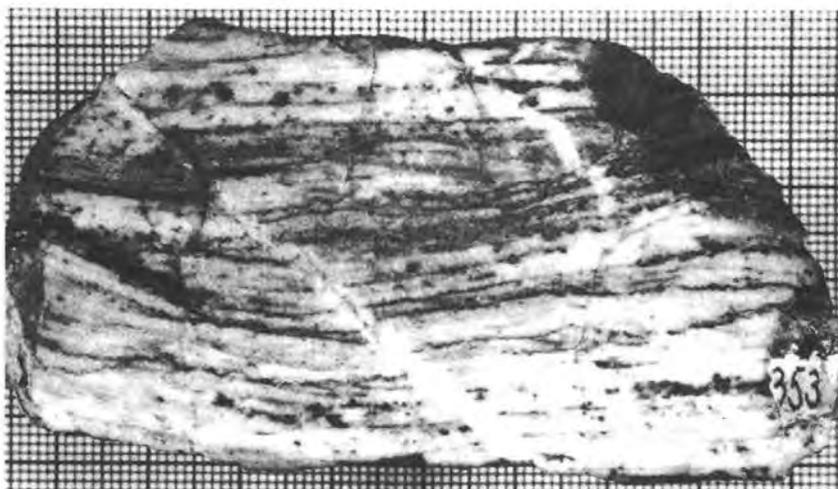


Abb. 16: Goldquarzit (weißgrau-hellgrau), Hainzenberg. Glatte Oberfläche mit feinlagig verteiltem Magnetkies und Freigold (schwarz). s-diskordante Fugen mit weißem Quarz verheilt. Maßstabunterlage: mm-Papier

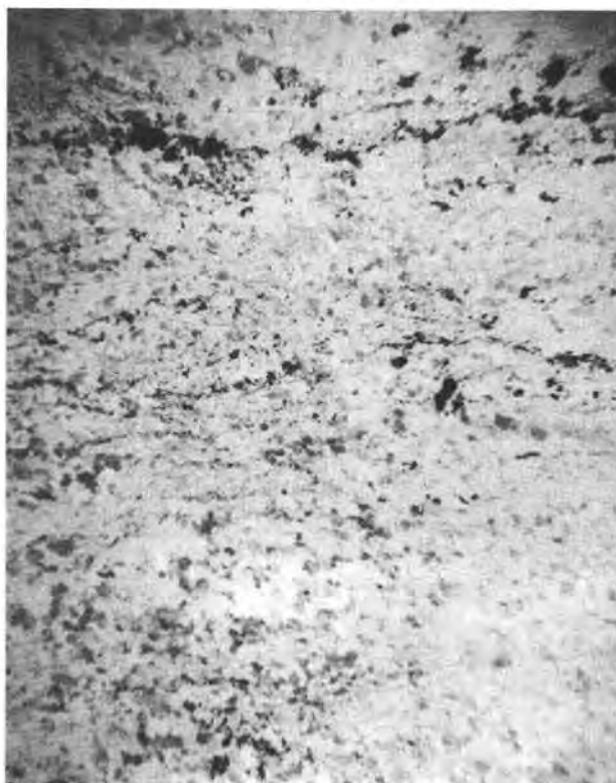


Abb. 17: Der kies- und goldhaltige Quarzit im polarisierten Durchlicht, Quarzkörner (grauweiß bis dunkelgrau); feinlagige Kies- und Freigold-Anreicherung (schwarz), Dünnschliff. Nic.  $\times$  Natürliche Größe 1,7  $\times$  1,2 cm

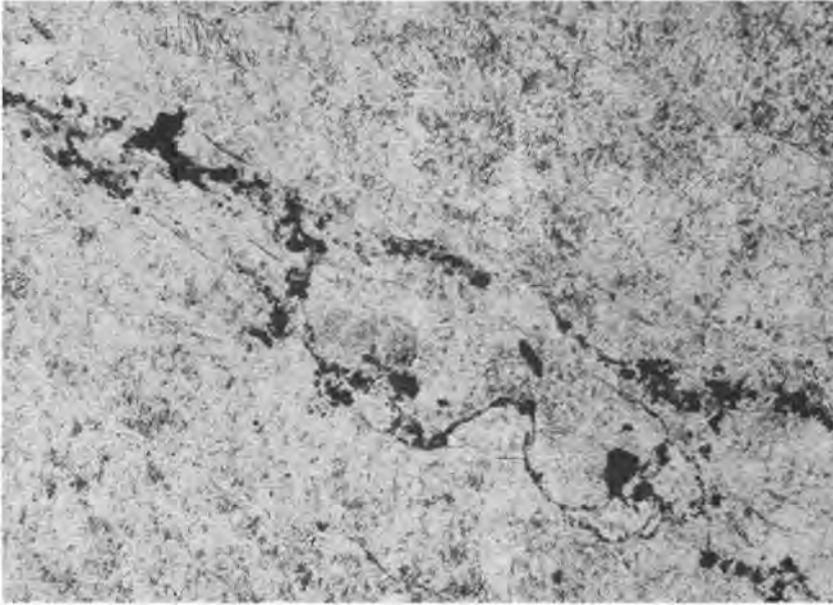


Abb. 18: Kies- und Goldanreicherung (schwarz) im s des Feinquarzits (verschieden grau). Dünnschliff, 1 Nic. Natürliche Größe 3,35 × 2,20 mm

Viel häufiger aber und seit altersher bekannt (von K. VOHRZYKA, 1968, aber offenbar nicht gesehen) ist die Paragenese Arsenkies (FeAs) $_2$ –Gold. Dieser Arsenopyrit herrscht in den Au-Anreicherungs-zonen gegenüber Pyrit vor, wie sich in alten „Deckschlich“- , „Arsenschlich“- und „Modererz“-Proben feststellen läßt. Die Arsenkiesidioblasten und hypidiomorphkörnigen Aggregate entsprechen in der Größe den mit ihnen vergesellschafteten Pyriten. Auch in der Ausgestaltung der Kornkonturen – teils glatt, teils durch Quarz korrodiert – besteht weitgehende Übereinstimmung. Auf Grund des analytisch nachweisbaren Au-Gehaltes in diesen Erzmineralkonzentraten, aber äußerst spärlich sichtbaren Freigoldes, ist auf die mechanische submikroskopische Beimengung des Goldes in Arsenkies und Pyrit zu schließen.

Die weiters identifizierbaren Erzminerale spielen allgemein eine bescheidene Rolle. So zeigen sich manchmal mit Pyrit verwachsene und im Pyrit als Fugenfüllung vorhandene sowie auch separiert kristallisierte mikronkörnige Aggregate von Bleiglanz (PbS), Fe-reicher Zinkblende (ZnS) und Fahlerz. Alle untersuchten Fahlerzkörner erwiesen sich als Tetraedrit (Cu $_3$ SbS $_{12}$ ), (Abb. 19).

Gewisse Pyritaggregate führen teils als Einschluß, teils als idiomorphkörnigen Saum mit  $\mu\text{m}$ -kleinen Kriställchen Kobaltglanz (Cobaltin, CoAsS). Eine ähnliche, sehr untergeordnete Rolle spielt Gersdorffit (NiAsS). In einigen Fällen sind hypidiomorphkörnige Pyritaggregate von einem zonar gebauten Gersdorffitsaum und dieser von einem hypidiomorph Kobaltglanzsaum umgeben. Mit Wahrscheinlichkeit wurde in dieser Paragenese auch Ullmannit (NiSbS) identifiziert.

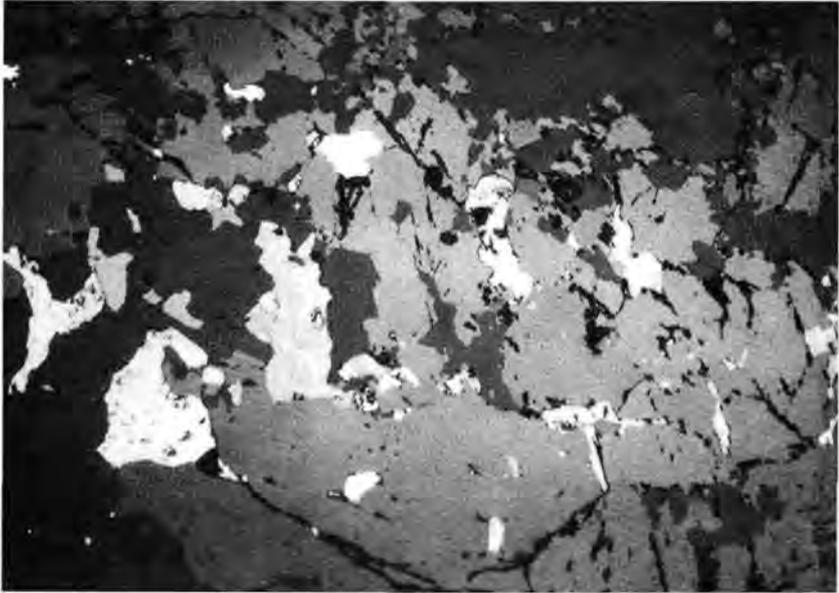


Abb. 19: Aggregate von Bleiglanz, Kupferkies (beide weiß), Tetraedrit (grauweiß) und Zinkblende (lichtgrau) in Ankerit (verschieden grau) und Quarz (grauschwarz). Goldquarzit, Hainzenberg; Pol. Anschliff, Nic.//. Natürliche Größe:  $1,28 \times 0,84$  mm

An dem mikroskopisch sichtbaren Gold als Freigold und als Einschluß gelang trotz der schwierig herzustellenden Politur in einigen Fällen doch die Messung des Reflexionsvermögens. Die Werte liegen im Mittel:  $\lambda$  540 nm: RV = 63,5%;  $\lambda$  580 nm: RV = 73,7%. Dies entspricht (nach W. UYTENBOGAARDT, 1971, P. PICOT und Z. JOHAN, 1977) so gut wie reinem Gold und läßt keinen besonderen Ag-Gehalt vermuten. Es wäre denkbar, daß das in unseren Quarzitanalysen in Einzelfällen erhaltene max. 3 ppm Ag und früher, manchmal bis 10%, gewonnene Silber hauptsächlich auf Fehlerzeinschlüsse zurückzuführen ist, was auch schon K. VOHRZYKA (1968) vermutete.

Die Anreicherung des Goldes ist, soweit dies in idealen Probestücken zu beurteilen ist, zum Teil sogar feinlagig stratiform (Abb. 16, 17, 18). Das ist auch für das in Arsenkies und Pyrit submikroskopisch eingebaute Gold zutreffend, weil diese Minerale selbst oft feinlagig angeordnet sind. In einem reich vererzten Stück zeigen die Freigoldkörner und Aggregate auch eine Längung in s (Abb. 20, 21). Außer diesen stratiformen Goldlagen ist das Metall aber noch öfters in Haarrissen des Quarzits ausgeschieden (Abb. 22), was auf manchen Sammlungsstücken als blechartiger Anflug zur Geltung kommt (Abb. 15).

Die Sekundärminerale Nadeleisenerz ( $\alpha$ )- $\text{FeHO}_2$ , Rubinglimmer ( $\gamma$ )- $\text{FeO(OH)}$ , Covellin ( $\text{CuS}$ ), Chalkosin ( $\text{Cu}_2\text{S}$ ) und Spuren von ged. Kupfer treten in den Verwitterungszonen als Verdränger der Fe- und Cu-Minerale in der gewohnten Form in Erscheinung.

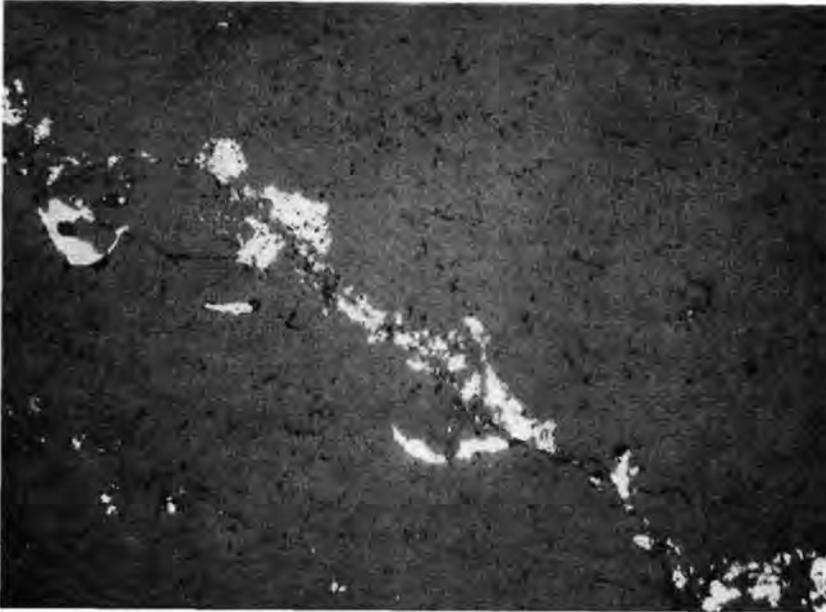


Abb. 20: Feinlage von ged. Gold (weiß, glatt, z. T. in s gelängte Körner) und Magnetkies (weißgrau, porös) in Quarzit (schwarzgrau). Korngrenzen (schwarz) der Quarze erkennbar. Goldquarzit, Pol. Anschliff, Nic.//. Natürliche Größe 2,4 × 1,6 mm

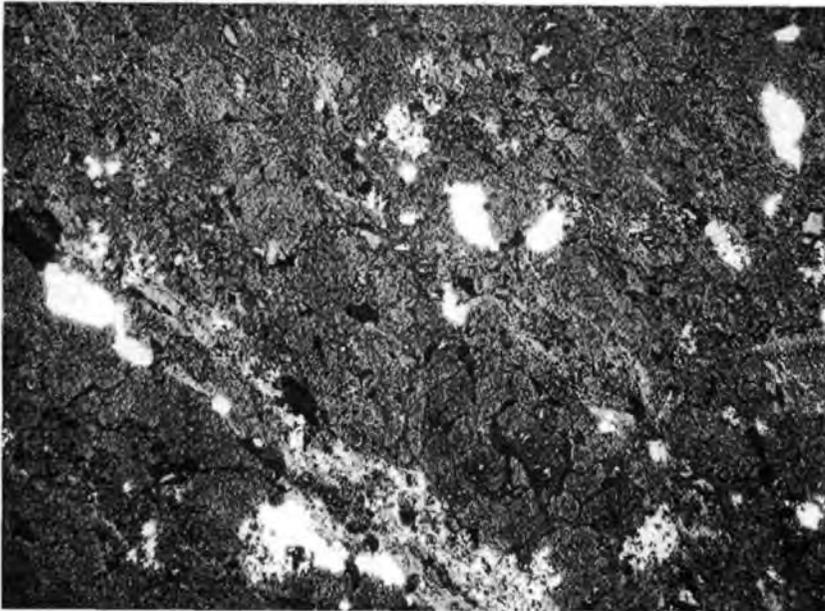


Abb. 21: Feinlagig-inhomogene Verteilung von ged. Gold (weiß) mit Fe- und As-Kiesen (weißgrau) in Quarzit (schwarzgrau, rauh). Goldquarzit, Pol. Anschliff, Nic.//. Natürliche Größe 1,28 × 0,84 mm



Abb. 22: Ged. Gold (weiß) als Ausfüllung eines Haarrisses im Quarzit (dunkelgrau-grauschwarz). Goldquarzit; Pol. Anschliff, Nic. //; Natürliche Größe 0,54 × 0,36 mm

#### 4.2. Form und Inhalt der Erzkörper

Zu diesem Thema ist man gezwungen, auf die in der alten Literatur zitierten Betriebsberichte zurückzugreifen. Heutige Beiträge sind deshalb nicht möglich, weil die goldführenden Zonen bis an die Oberfläche ausgebaut sind und weil neue Schurfversuche in der Umgebung des alten Bergbaugebietes Eingriffe in die Landschaft erfordern würden. Gefügeuntersuchungen bestätigen die strenge Gebundenheit der Goldanreicherungen an gewisse Quarzitbänke, und sogar im Kleinbereich ist eine feinschichtige Sulfidakkumulation mit Gold zu erkennen (Abb. 16, 17, 18).

Von den bekanntgewordenen Au-Quarzitlagern (5 im Revier Tannenberg, 10 im Revier Hainzenberg, 1 bei der Brücke über den Gerlosbach, 10 im Revier Alt-Rohr und 5 in Neu-Rohr) gibt es hauptsächlich eines, welches zeitweise großen Abbauerfolg brachte und deshalb mit dem Fahnen Schlagstollen 840 m im Streichen aufgefahren wurde. Obwohl mit wenigen ppm fortlaufend goldhaltig, fand man im Zuge des Abbaues eine inhomogene Verteilung des Edelmetalles innerhalb dieses berühmt gewordenen Friedrichlagers (Abb. 3, Tafel 1, 2). Seine Mächtigkeit scheint 0,1–1,5 m betragen zu haben, doch wurden maximal sogar 10 m angegeben (F. POŠEPNÝ, 1880). Dabei dürfte es sich wohl um einen stark von Phyllitzwischenlagen durchzogenen Quarzit gehandelt haben. Das Gold war hauptsächlich an den Quarzit gebunden und mit Pyrit und Arsenkies vergesellschaftet. Phyllitanteile wiesen nur Spuren (etwa bis 2 ppm) Gold auf und wurden z. T. schon wegen der technisch erforderlichen Abbaubreite mitabgebaut. Dagegen enthielt der Quarzit in einigen Ab-

schnitten, nach einer Untersuchung im Jahre 1805, etwa 42–414 ppm Au. In diesem Jahr gewann man mit 42 g Au/Tonne Haufwerk den höchsten erzielten Durchschnittsgehalt, soweit Betriebsdaten vorliegen (F. POŠEPNÝ, 1880, S. 169).

Im Friedrichlager gewann man aber noch weitere wichtige Erkenntnisse über besondere Anreicherungszone. Eine diesbezüglich interessante Beprobung wurde 1825 durchgeführt: Entlang des E-W-streichenden Lagers wurden alle 4 m quer durch das Lager Schlitzproben herausgeschrämt und analysiert. Auf dieser 120 m langen Strecke erhielt man nach F. POŠEPNÝ (1880, S. 170) von E nach W folgende Werte in ppm für die einzelnen Schlitzproben:

0,2, 0,2, 0,4, 0,2, 0,2, 0,8, 0,6, 5,8, 2,4, 0,5, 3,4, 3,0, 7,4, 10,9, 7,4, 8,4, 6,1, 5,8, 35,3, 7,1, 13,8, 51,0, 27,5, 23,9, 10,0, 15,7, 2,6, 4,0, 5,7, 10,0.

Diese Daten zeigen deutlich eine Au-Anreicherung in einem bestimmten Abschnitt. Die Analysen sind noch beachtenswerter, repräsentieren sie doch höchstens die Hälfte des tatsächlichen Au-Gehaltes (J. K. BAUER, 1980). Die bergbaulichen Erfahrungen bestätigen, daß innerhalb des Friedrichlagers auf eine horizontale Länge von ca. 700 m drei linealförmig gestreckte, je etwa 50 m breite (horizontal gemessen etwa 130 m) Anreicherungszone vorliegen, die annähernd mit 20–30° nach W zu einschieben. Von diesen drei Adelsvorschüben ist der westlichste, der „Friedrichvorschub“, am reichsten. Er wurde bis 135 m unter die Talsohle abgebaut (Tafel 2). Vom Tagausbiß am Hainzenberg bis in diese Teufe wurde die Anreicherungszone mit durchschnittlich 60 m Breite ( $\perp$  zur Einschubrichtung gemessen) 600 m schräg in die Tiefe abgebaut.

Mit 40 m Abstand folgt östlich anschließend der offenbar fast nur halb soviel goldhaltige, 50 m breite „Brunnstollenvorschub“, der mit Unterbrechungen bis 65 m unter die Talsohle abgebaut wurde.

Weitere 40 m östlich kennt man den „Oswaldvorschub“ mit 50 m Breite nur bis in die erreichte Teufe von 30 m.

Da aber auch weitere 300 m östlich an den Scheibenwänden noch Gewinnungserfolge erzielt wurden, ist dieses Friedrichlager auf seiner Ostfortsetzung weiterhin als goldhöflich zu bezeichnen. Im kompletten Verhau des Westteiles des Friedrichlagers (Friedrichvorschub, Brunnstollenvorschub, samt tauben Zwischenmitteln) sollen rund 9 ppm Au enthalten gewesen sein (J. K. BAUER, 1980).

Derart wichtige Angaben über die Verteilung des Goldes liegen für die anderen Quarzitlager, z. T. wegen zu geringer Aufschließungen, noch nicht vor. Das 20 m S vom Friedrichlager verlaufende Daniellager mit 0,3–0,5 m Mächtigkeit soll 14–18 ppm Au enthalten, wurde aber noch nicht abgebaut. Nach weiteren 20 m schließt das Antonilager mit 0,8–1,0 m Mächtigkeit an. Es wurde in oberen Horizonten 250–290 m im Streichen abgebaut und soll 15–17 ppm Au führen. Das weiters bekannte Frauenlager wird mit 1,0–1,5 m Mächtigkeit beschrieben und wurde 300–350 m weit, auch nur in den oberen Horizonten abgebaut. Der Au-Gehalt wird mit 12–15 ppm angegeben. Als südlichstes Quarzitlager scheint auf alten Karten (von Markscheider A. R. SCHMIDT, 1840) mit einem Abstand von 8 m noch das Augustlager auf, welches nicht ausgerichtet wurde.

Die nördlich des Friedrichlagers anschließenden Quarzitserien bestehen aus dem Johannilager mit 1,0–1,3 m Mächtigkeit und 10–12 ppm Au. Die 250–300 m langen W-E-Ausfahrungen beschränken sich auf obere Horizonte. Für das Oswaldlager wird eine Mächtigkeit von 1,6–1,8 m angegeben; es enthielt 8–12 ppm Au und wurde ebenfalls nur in den oberen Abschnitten des Hainzenberges auf 200–250 m Länge abgebaut. Die weiter nach N

anschließenden Karllager, (0,3–0,5 m mächtig, mit 9–12 ppm Au), Ferdinandlager (0,3–0,5 m mächtig, 6–8 ppm Au) und das Lobkowitzlager wurden noch nicht abgebaut, so daß sich diese Angaben nur auf die Querung im Brunnstollen beziehen lassen.

Im Revier Tannenberg wurden 5 Quarzitlager verschieden weit durch Stollen aufgeföhren und abgebaut: Hieronimus-, Theresia-, Lorenz-, Johann-Baptist- und Veitlager. „Obwohl das Theresia-Lager auf beinahe 300 m im Streichen verfolgt wurde, so hat man doch keine ähnliche Adelsvorschübe wie am Hainzenberge entdeckt, und stellte 1799 den Bau ein“ (F. POŠEPNÝ, 1880, S. 177). Diese 8–12 m voneinander entfernten Quarzitlager auf 55 m Querschlaglänge brachten sehr unterschiedliche Goldgehalte. Es scheinen taube Abschnitte und Adelszonen in Form von Quarzitlinsen mit 52–140 ppm Au gewechselt zu haben. Mit dem vom Revier Hainzenberg nach SSW vorgetriebenen Frauenstollen könnte das nördlichste Lager des Reviers Tannenberg erreicht worden sein. Eine Verbindung der Ausföhren besteht aber nicht.

Im Revier Alt-Rohr, das besonders von 1660–1793 etwa  $\frac{1}{4}$  der Gesamtproduktion des Zeller Goldbergbaues geliefert hat (F. POŠEPNÝ, 1880), wurden bis 200 m über der Talsohle im Zuge der Aufschließungen 10 Quarzitlager bekannt. Mehrere davon erwiesen sich bis zum Abbauende 1793 allerdings als nicht bauwürdig. Die s-parallelen Aufföhren einiger Lager reichen 75–400 m weit nach Osten. Die Lagerabstände betragen unterschiedlich 6–20 m. Für den Sütteil dieses Grubenabschnittes wird von steilem S-Fallen der Lager berichtet, während für die nördlich gelegene Lagerserie 60° N-Fallen angegeben wird. Nach alten Plänen scheint der Schluß berechtigt, daß an einer N-S-Scherkluff ein Verwurf der Quarzitlager vorliegt, da die Lager nur einseitig aufgeföhren wurden (F. POŠEPNÝ, 1880). Von Anreicherungs-zonen innerhalb der bauwürdigen Lager war nie die Rede. Überhaupt sind die überlieferten Daten recht dürftig.

Von den 7 Quarzitlagern des nördlicher gelegenen Reviers Neu-Rohr, die mit 10–40 m Abstand querschlägig bekannt wurden, erwiesen sich früher nur 3 als bauwürdig: das Goldmühl-, Neuhoffnung- und Josephilager. Sie wurden laut F. POŠEPNÝ (1880) 75–200 m im Streichen aufgeschlossen. Die Stellung der Lager wird mit saiger sowie steilem S- und N-Fallen angegeben. Außer der Angabe, daß die Au-höffigen Abschnitte durch Kies-Imprägnationen auffielen, sind keine verwertbaren Angaben über die spezielle Form von Anreicherungs-zonen bekanntgegeben worden. Allerdings scheint sich, nach den ausgebauten Flächen zu urteilen, anscheinend doch eine gewisse lineare Anordnung reicherer Zonen erkennen zu lassen.

Manche Lager sollen, wie im Revier Tannenberg aus „Modererzen“ bestanden haben, d. h. aus weichen, offenbar tektonisch stark durchbewegten, z. T. mylonitisierten und oft durch Fe-Hydroxide ockerfarbigen sericitreichen Partien, wobei auch hier das Au vorzüglich an Quarziteinschlüsse gebunden war. Im Rahmen eines erfolgreichen Abbau- und Gewinnungsverfahrens erzielte man lokal wahrscheinlich 17 g Au/t Hauwerk.

Eine aus einer alten Sammlung entnommene „Modererz-Probe“ (Phyllitgrus mit bis einige cm-großen Bruchstücken, Abb. 23, 24) vom Emanuelstollen bei den Scheibenwänden in der Gerlosschlucht, unterzogen wir einer petrographischen und chemischen Untersuchung. Die im Geotechnischen Institut der BVFA-Arsenal, Wien, nach Extraktion und Anreicherung mit MIBC durch AAS durchgeföhrt Analyse ergab im Durchschnitt 7,0 ppm Gold (Genauigkeit  $\pm 2$  ppm). Außerdem wurden als Mittelwerte nachgewiesen: Cu 31 ppm ( $\pm 1$  ppm), Pb 37 ppm ( $\pm 5$  ppm), Zn 68 ppm ( $\pm 2$  ppm), Co 17 ppm ( $\pm 1$  ppm), Ni 20 ppm ( $\pm 5$  ppm).

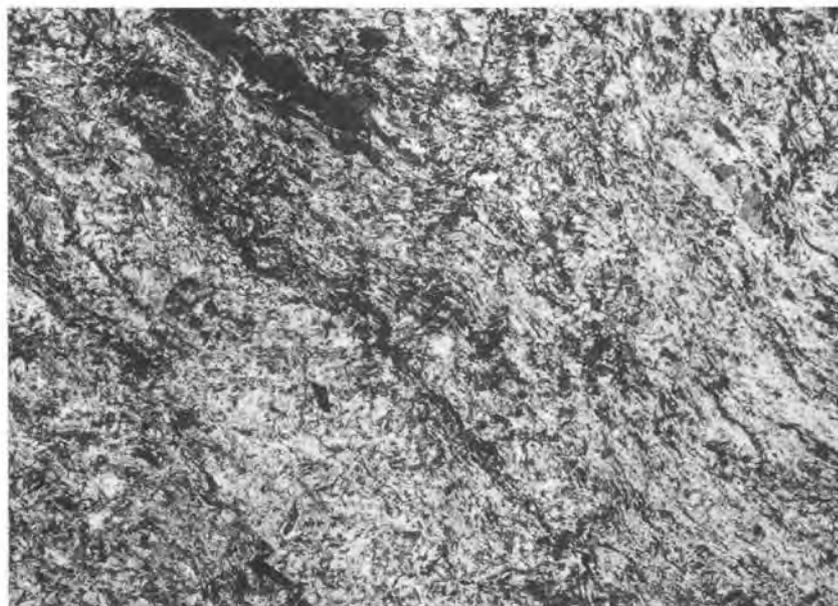


Abb. 23: „Modererz“ aus dem Emanuelstollen (Scheibenwände) im Dünnschliff: Chlorit-Sericitphyllit mit Rutilfeinlagen (schwarz). Sericit und Chlorit grauweiß bis grau. Nic.  $\times$  Natürliche Größe  $3,35 \times 2,20$  mm



Abb. 24: „Modererz“ (Emanuelstollen) im polierten Anschliff: Gefaltete Feinlage mit tafelförmigen Rutilaggregaten und -mikrolithen (weiß). Sericit-Chloritfilz (dunkelgrau-grauschwarz). Nic. ///. Natürliche Größe  $0,54 \times 0,36$  mm

Zusammenfassend kann also ausgesagt werden, daß neben der eindeutigen Gebundenheit der Au-Anreicherungen an viele Quarzitlager, auch lineare Reicherzonen vorhanden sein können, wie das Beispiel Friedrichlager am Hainzenberg lehrt. Die alten Aufschließungen reichen aber nicht aus, um generelle Aussagen für alle Lager machen zu können.

## 5. Genese

Ganz von der bisherigen, noch von K. VOHRZYKA (1968, S.41) vertretenen Ansicht über jungalpidisches Alter der Vererzung abweichend, wollen wir Befunde anführen, die eine andere genetische Vorstellung stützen. Für die Erklärung der Entstehung der bescheidenen Sulfidrauscheidungen mit mehr oder weniger Gold sind folgende Grundlagen zu berücksichtigen:

1. Die streng stratiforme Metallansammlung in bestimmten, mindestens 23 Quarzitlagern und ihre wahrscheinliche Ausdehnung auf viele hundert Meter, wobei auch im Kleinbereich das feinschichtige Auftreten der Sulfide (Abb. 25) mit Gold im Quarzit ausgeprägt sein kann.

2. Die vorläufig nur im bestaufgeschlossenen Friedrichlager nachgewiesenen fast parallelen linealförmigen Anreicherungsstreifen, die ihre lineare Ausdehnung nicht tektonischen Einflüssen verdanken, sondern in dem relativ wenig gestörten Lager primär entwickelt sein dürften.

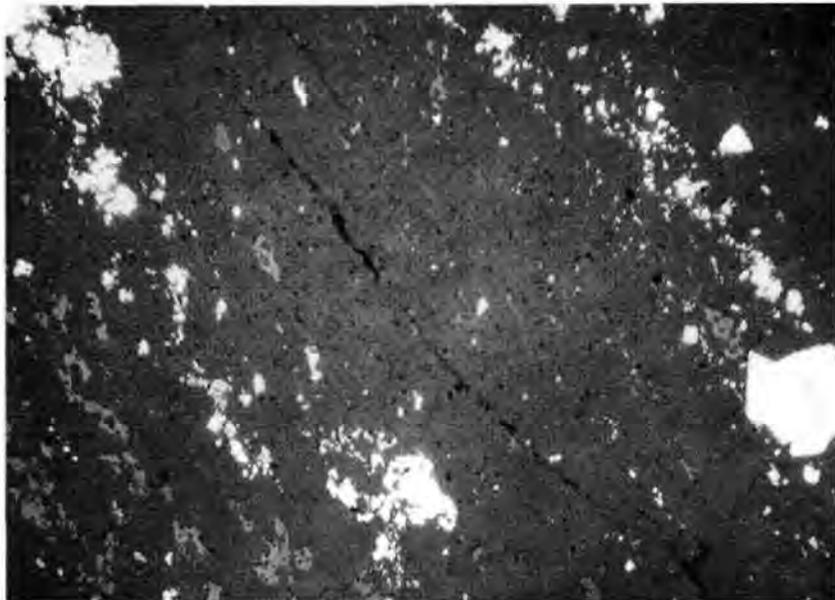


Abb. 25: Feinlagig angereicherte kleinere und größere Pyrit- und Arsenkies-Idioblasten (weiß) in Quarzit (schwarzgrau). Lagig angeordnete Fe-Karbonate (hellgrau). Römerstollen, Scheibenwände. Pol. Anschliff, 1 Nic. Natürliche Größe 1,28 × 0,84 mm

3. Die schichtigen Erzausscheidungen sind vortektonisch. Aus dem Feinschichtverband im cm- bis dm-Bereich abweichende, sehr dünne Fugenfüllungen mit ged. Gold erweisen sich meist als vor-, aber auch als posttektonisch.

4. Die Goldansammlungen treten mit einer quantitativ bescheidenen, komplexen Sulfid-mineralparagenese mit Fe, Cu, Pb, Zn, Co und Ni auf.

Diese Befunde sprechen klar für eine ursprünglich sedimentäre Anlage der Metallansammlungen, zumal sich der stoffliche Lagerbau im großen und kleinen als relikte Schichtung erweist.

Nach der Einstufung der Innsbrucker Quarzitphyllitserie in den Zeitraum Ordovizium-Silur-Devon (H. MOSTLER, 1978) handelt es sich um eine altpaläozoische Erzanlagerung in einem marinen Ablagerungsraum. Dem heutigen Mineralbestand der Gesteine nach zu schließen, wird die Serie als primär tonig-sandig bezeichnet, wobei allerdings auch graphit-reiche Lagen und die im Chemismus variierenden Chloriteinschaltungen mit besonders viel Ti-Mineralen auffallen. Sie sind zwar im Lagerstättenraum nicht als Leitschichten vorhanden, aber doch in der ganzen Abfolge bald mehr, bald weniger mitbeteiligt. Die Herkunft von Chlorit aus melanokraten Mineralen sowie von Rutil und Anatas aus der Umwandlung ursprünglicher Fe-Ti-Oxide, vor allem aus Ilmenit, ist auf Grund von Pseudomorphosen erschließbar. Man geht daher mit der Annahme nicht fehl, den mittelbaren Einfluß eines basischen Vulkanismus zu vermuten, der zumindest durch mechanische Umlagerung und Umwandlung seines Mineralbestandes als Mitlieferant für die Sedimente in Betracht kommt.

Zusammenhänge von altpaläozoischem submarinen Vulkanismus und Lagerstättenbildung sind für die Ostalpen schon in vielen Fällen glaubhaft gemacht worden (Fe, Cu, Co, Ni, W, Sb, Hg); (zusammengefaßt von R. HÖLL und A. MAUCHER, 1976, und O. SCHULZ, 1979).

Zum hier vorliegenden Problem der Herkunft der Metalle scheint die Frage nach möglichen Seifenbildungen oder metallführenden Verwitterungslösungen berechtigt. Für ursprüngliche Mineralseifen fehlt, trotz dem häufigen Vorhandensein von Ti-Mineralen und etwas Turmalin, doch die heterogene Zusammensetzung von Schwermineralen. Außerdem wäre im Falle rein sedimentärer Bildungen nicht verständlich, warum nur ganz bestimmte Quarzschichten innerhalb des Phyllits die bescheidene, aber komplexe Metallparagenese enthalten.

Somit gewinnt der Antransport durch einen extrusiven Stofflieferanten sehr an Wahrscheinlichkeit. Man könnte auch einen Teil der schichtig angereicherten Kieselsäure thermalen Ursprungs sehen, wie dies ja für viele der synsedimentären, altpaläozoischen Erzlagertstätten schon vertreten wird. Der manchmal auch in den sulfidischen Erzfeinlagen bemerkbare Gehalt an Turmalin dürfte authigenen Ursprungs sein und ebenfalls auf eine thermale Aktivität beziehbar sein. Allerdings ist dieser Zusammenhang nicht zwingend, denn es enthalten auch manche Sericit-Chloritbänke auffallend viel Turmalin, wie auch Rutil und Zirkon.

Die im Falle des Friedrichlagers auffallend zur Geltung gekommenen linealförmigen Adelsvorschübe könnten, sedimentologisch bedingt, ein bevorzugtes reduzierendes Ausfällungsmilieu markieren. Doch könnten die linearen Anreicherungen auch diskrete Verteilungsbahnen oder sogar belteropore Zufuhrwege verraten. Da die maßgeblichen Aufschlüsse unter Tage nicht mehr zugänglich sind, kann dieses Problem vorerst nicht weiter geklärt werden.

Welcher speziellen Zusammensetzung der Metalllieferant gewesen sein mag und welchen genaueren Ursprungs die Metalle gewesen sein könnten, gehört vorläufig in den Bereich von Spekulationen. Sollte es einmal gelingen, den spärlich vorhandenen Bleiglanz für Untersuchungen von Pb-Isotopen bzw. einige Sulfide für Analysen der S-Isotopenverhältnisse zu isolieren, so könnte mit weiteren wissenschaftlichen Fortschritten gerechnet werden.

Wie immer auch die erste Ausscheidung der Erzminerale und ihr Gefüge ausgesehen haben mag, so liegen doch die Gesteine heute, zumindest nach der variszischen und alpidischen Orogenese und Metamorphose überprägt vor. Wenn auch das primäre inhomogene Parallelgefüge, die Schichtung, heute noch oft als präziser Lagenbau auffallend gut erhalten ist, so wurden die Erzminerale doch z. T. isochemischen Umkristallisationen sowie Deformationen unterworfen.

Die Beobachtung von, wenn auch seltenen, Cubanit-Entmischungslamellen in Kupferkies kann als geologisches Thermometer betrachtet werden. Die Aussage, daß die Temperaturschwelle von 250–300°C während einer der regionalen Thermo-Dynamometamorphosen überschritten worden sein muß, bringt für das vorliegende Gebiet freilich keine Neuigkeit, auch wenn es nur einer schwachen Metamorphose (very low stage, H. G. F. WINKLER, 1974) unterlag. Bemerkenswert bleiben aber auch stellenweise auftretender Magnetkies und vollwertiger Graphit.

Damit ist aber nichts über die prämetamorphe Erzparagenese ausgesagt. Mit Wahrscheinlichkeit dürften ursprünglich auch schon Fe-Cu-As-Kiese sowie PbS, ZnS und Ni-Co-Sulfide vorgelegen haben. Die oft schwache Anisotropie der Pyrite kann, muß aber nach P. RAMDOHR (1975) nicht auf eingebautes As zurückzuführen sein. Die Metamorphose wird daher die sehr heteromobilen Mineralphasen unterschiedlich beeinflusst haben. Während z. B. Pyrit und Arsenkies, je nach Teilbeweglichkeit der Einbettmasse, mechanisch überhaupt nicht oder mit Kataklyse bzw. mit weiterer Sprossung von Idioblasten reagierten, sind bekanntlich Kupferkies und Bleiglanz typische leicht bewegliche und daher fugementierende sowie re- und sammelkristallisierende Mineralphasen. Die oft beobachtbare Kristallisationsabfolge, beginnend mit Pyrit bzw. Arsenkies, über fugenverheilenden Kupferkies, Fahlerz und Bleiglanz, Gersdorffit und Kobaltglanz bis zu saumförmigen Umwachsungen mit Gersdorffit und schließlich Kobaltglanz, gibt nur die Ereignisse der jüngsten Mineralanlagerungen wieder.

Auch das Gold ist außerordentlich beweglich und nimmt daher nicht nur an der relikten feinschichtigen Stoffverteilung teil, sondern ist oft im Intergranulernetz des Quarzits und in Haarrissen, wahrscheinlich zeitlich verschiedenster tektonischer Ereignisse ausgeschieden.

Für die praktische Beurteilung der Lagerstätte ist von Bedeutung, daß die Stoffverschiebungen nur im Kleinbereich stattgefunden haben und somit die Edelmetallanreicherungen auf die Quarzitlager beschränkt blieben.

## 6. Praktische Erkenntnisse

Obwohl man früher falsche Vorstellungen von der Genese der Erze hatte, erkannte man doch richtig ihre Gebundenheit an gewisse Quarzitlager. Mit fortschreitendem Abbau des Friedrichlagers erstreckte sich die Erzgewinnung in zunehmendem Maße unter die Talsohle. Die technischen Schwierigkeiten erforderten eine selektivere Produktionsmethode.

Dadurch gewann man erst Kenntnisse über die Existenz und Lage von Adelsvorschüben im Friedrichslager.

Die alten Abbaue im Hainzenberg reichen von 680 m ü. d. M. (= 80 m über der Talsohle) mit einem Blindschacht bis in eine Tiefe von 435 m ü. d. M., was einer Gesamtteufe von 245 m entspricht. In den Revieren Tannenberg und Rohr wurden nur Abbaue über der Talsohle getätigt, und zwar in Tannenberg bis 75 m, in den Revieren von Rohr bis fast 200 m über die Talsohle.

Für die heutige Einschätzung der Gewinnungschancen seien zunächst nur einige ermunternde Notizen aus alten Berichten vorausgeschickt: „So hielten z. B. einzelne Lagerpartien im 3. Schachtlauf (= 3. Gezeugstrecke. Eig. Anm.) bis 300 Gramm Feingold in der Tonne!“ (M. ISSER, 1917). Und nach M. v. WOLFSKRON (1895) enthielten „Modererze“ und „Graaderze“ vom Tannenberg ... 469, 520, 813 g Au/t; und eine Notiz von Erzbischof Max Gandolf von 1683 „über das, vereinzelt dastehende, Einbrechen edelster Erze durch einige Monate mit einem Gehalte von 3125 g Gold in der Tonne...“ (zitiert von M. v. WOLFSKRON, 1895). H. WURZINGER (1933) und B. BAUER (1940) schließlich berichten über einen Bergsturz im Jahre 1912 anlässlich des Baues der Gerlosstraße, durch den eine von den Alten nicht abgebaute Quarzlinse freigelegt wurde, die ungekuttet in 14,635 t Quarzit 1947,51 g, also 133 g/t, und etwas Silber, nämlich 97,863 g, das entspricht 6,7 g/t, enthalten haben soll. W. VENATOR (1913) erwähnt 827,39 g Feingold in 5.338 kg Erz, was 155 g Au/t entspricht.

Um aber nicht durch Au-Gehalte ausgewählter Gesteinsstücke und ganz lokaler Erz-linsen falsche Hoffnungen zu wecken, wird auf die kritische Betrachtung von J. K. BAUER (1980) aufmerksam gemacht, woraus sich vernünftige Vorstellungen über die bisherigen Erfolge, Ursachen von Mißerfolgen entnehmen und die Aussichten für zukünftige Unternehmungen unter Berücksichtigung der neu dargelegten geowissenschaftlichen Grundlagen vage abschätzen lassen.

Der positiven Beurteilung der Lagerstätte durch mehrere Gutachter (A. BRAND, 1900, M. ISSER 1917, H. WURZINGER, 1933, J. EDER, 1935, B. BAUER, 1940 a, 1940 b, O. SCHMIDEGG, 1940) können wir uns nach Berücksichtigung unserer neu erarbeiteten Erkenntnisse anschließen und sehen zur Erkundung der Abbauwürdigkeit zunächst folgende Aufschließungen für günstig an:

a) Die anscheinend nur geringmächtigen Quarzitlager im Hainzenberg sollten beidseits, nach W soweit nicht schon erfolgt, vor allem aber nach E ausgefahren werden, um über ihre durchschnittlichen Au-Gehalte und ein eventuelles Anreicherungsschema Informationen zu erhalten.

b) Das Gebiet östlich der Scheibenwände stellt einen wichtigen Hoffnungsraum dar. Hier könnte zunächst vor allem das Friedrichslager, das in den Gerlosberg hineinstreicht, durch einen Stollen aufgeschlossen und untersucht werden. In der weiteren Fortsetzung nach Osten sollten die begonnenen Detailkartierungen am Gerlosberg fortgesetzt werden, zumal sich bei der Untersuchung der Bachsedimente schon einige Erfolge eingestellt haben. In der Schwermineralfraktion einiger Bachläufe konnten Spuren von Freigold nachgewiesen werden.

c) Das Sumpfen und die Wiedergewältigung des Hauptschachtes (ein tonnlägiger, 75° S fallender Blindschacht) brächte Einsicht in den aufgegebenen Grubenbau: Der Schacht war bis 34 m unter die 3. Gezeugstrecke abgeteuft worden. Hier könnte in 440 m ü. d. M. das Friedrichslager nach W zu aufgeschlossen werden, man könnte den dort durchziehenden

Friedrichvorschub weiter verfolgen und nach E den vermutlich zum Schacht heranreichenden Brunnstollenvorschub untersuchen.

Ein besonderer Verwurf in der Felssohle des Zillertales ist nach derzeitigen Informationen nicht zu erwarten, und es müßte daher eine Fortsetzung der Goldquarzitlager weiter nach W gegeben sein.

Frühere Gutachter halten allerdings das Abteufen eines neuen Vertikalschachtes für eine Weiterführung der Gewinnungsarbeiten für unbedingt erforderlich, doch könnte die vorher unumgängliche Exploration vor dem Abteufen eines neuen Schachtes, vom wiedergewältigten tonnlägigen Schacht aus erfolgen.

Neue Aufschließungen im Bereich der Reviere Tannenberg, Alt- und Neu-Rohr halten wir zunächst nicht für vertretbar.

Doch wäre über Tage die Suche nach den Lagererien auf der westlichen Zillertal-Seite bei Laimach und am Zellberg durch Detailkartierung und Beprobung empfehlenswert, um die umstrittene W-Fortsetzung der Lagerstätte zu erkunden.

Eine Wiederinbetriebnahme des Bergbaues Zell wird freilich von positiven Ergebnissen der Exploration vor allem in mehreren Teilbereichen des Reviers Hainzenberg abhängen. Nach früheren und auch heutigen Aspekten stellt die Goldlagerstätte Zell a. Z. ein für die Aufschließung empfehlenswertes Objekt dar.

Die Arbeit wurde im Rahmen des Forschungsschwerpunktes S 21/1 (O. SCHULZ) der Österreichischen Rektorenkonferenz durchgeführt.

#### Literaturverzeichnis

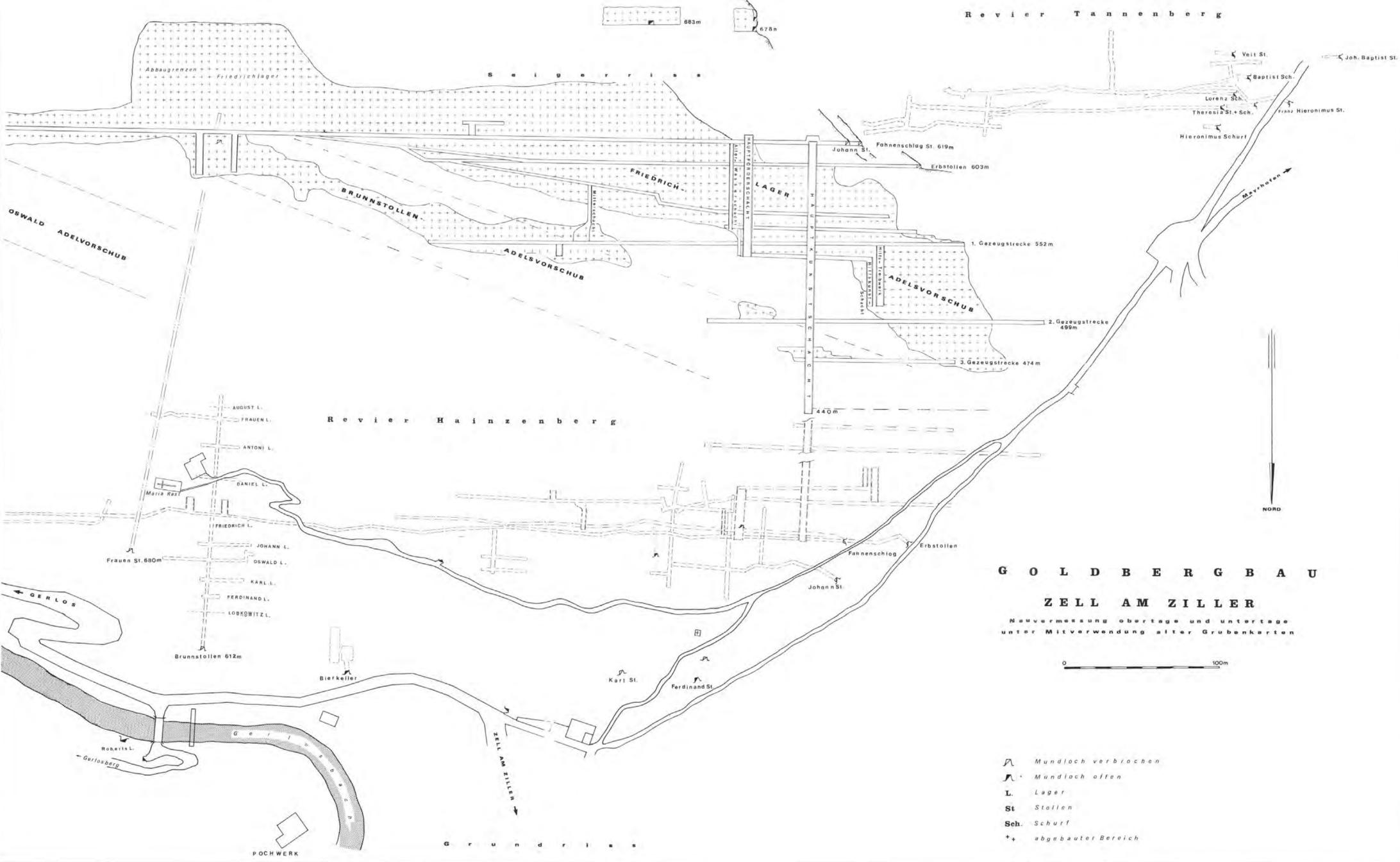
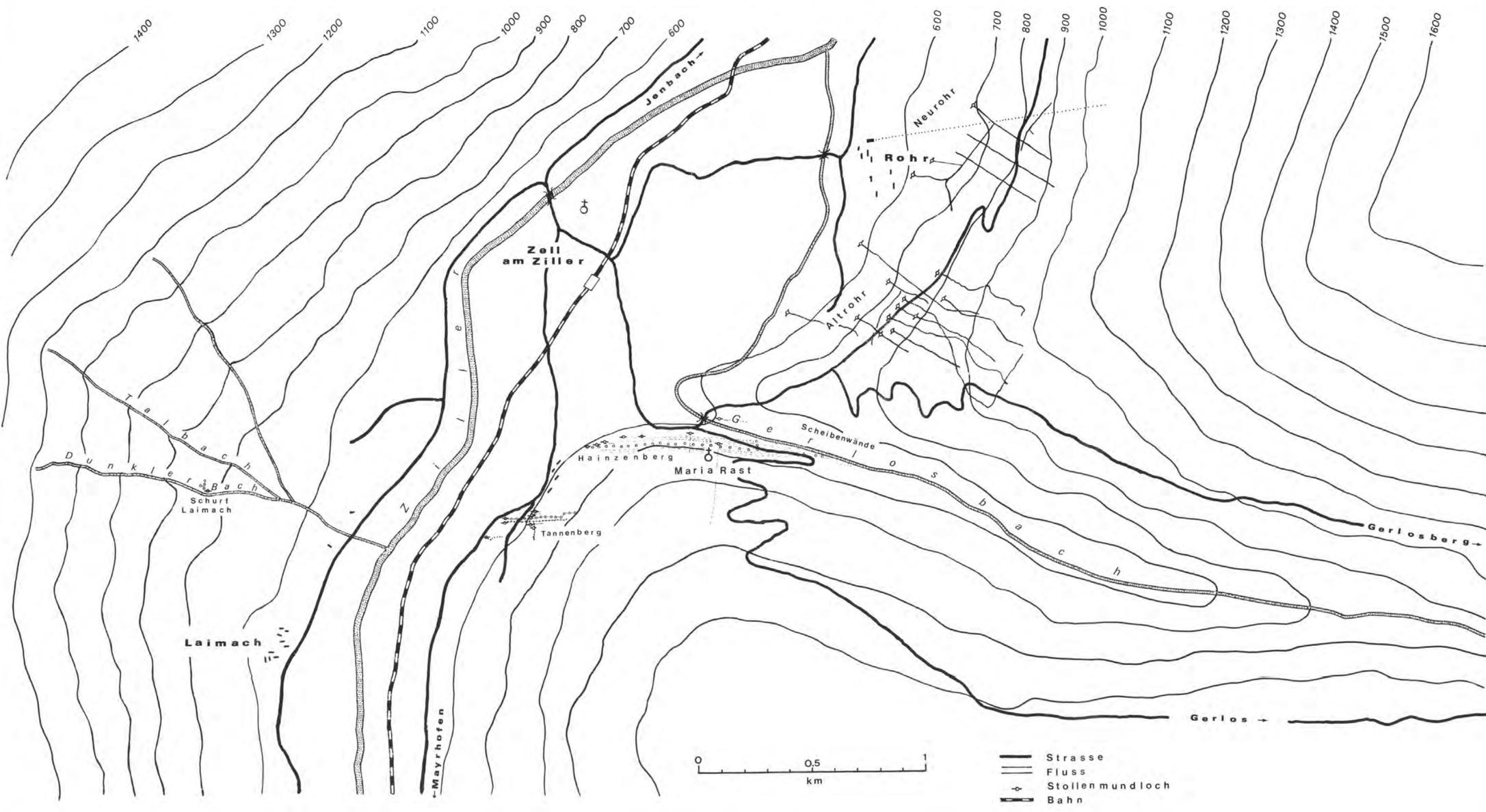
- BAUER, B.: Bericht an das Oberbergamt für die Ostmark in Wien. – 6 S., 27. Mai 1940. Nicht veröffentlicht. Solbad-Hall 1940 a. Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck.
- BAUER, B.: Bericht an das Oberbergamt für die Ostmark in Wien. – 4 S., 18. Juni 1940. Nicht veröffentlicht. Solbad-Hall 1940 b. Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck.
- Bauer, J. K.: Der Goldbergbau Zell am Ziller, Tirol. Eine historische Betrachtung. – Jb. Geol. B. A, 1, S. 143–168, Wien 1980.
- BRAND, A.: Gutachten über das Goldvorkommen bei Zell am Ziller und über die Wiederaufnahme des Betriebes daselbst. – 9 S., Gross-Lichterfelde/Berlin 1900.
- EDER, J.: Bericht. – 4 S., Wien 1935. Nicht veröffentlicht. Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck.
- HÖLL, R. u. MAUCHER, A.: Genese und Alter der Schneelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Nat. Kl, S. 1–11, München 1967.
- HÖLL, R. u. MAUCHER, A.: The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. – In: K. H. WOLF (Ed.) Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. 1–36, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam 1976.
- ISSER, M. v.: Der Goldbergbau in Zell am Ziller. – 7 S., Hall in Tirol, 1917. Nicht veröffentlicht. Archiv der Berghauptmannschaft in Innsbruck.
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. – Verlag Gebr. Borntraeger, Berlin 1935.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 18. Bd., S. 89–150 (1967), Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck, Bd. 86, (1973), S. 237–266, Innsbruck 1974.
- MOSTLER, H.: Innsbrucker Quarzphyllit bzw. unterostalpinen Mesozoikum und Altkristallin an der Brenner-Bundesstraße und Ellbögener Straße. – Exkursionsführer zur Herbsttagung Öst. Geol. Ges., S. 2–4, Innsbruck 1978.
- OHNESORGE, Th.: Österreichische geologische Spezialkarte 1: 75.000, Blatt Rattenberg. – Geol. Reichsanst. Wien 1918.

- PICOT, P. u. JOHAN, Z.: Atlas des minéraux métalliques. – Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières N° 90, Paris 1977.
- POŠEPNÝ, F.: Archiv für praktische Geologie. – Band I, Wien 1880.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – Akademie-Verlag, Berlin 1975.
- REH, A.: Pro memorial über die goldführenden Lagerstätten der Umgebung von Zell am Ziller. – Unveröff. Bericht 1881, 28 S., Archiv der Geol. B.-A., Wien.
- SANDER, B.: Neuere Arbeiten am Tauernwestende aus dem Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Innsbruck. – Mitt. der Reichsstelle für Bodenforschung, Bd. 1, H. 2, S. 121–138, Wien 1940.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper I. – Springer-Verlag, Wien 1948.
- SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper II. – Springer-Verlag, Wien 1950.
- SCHMIDEGG, O.: Bericht über Untersuchungen am Goldvorkommen von Hainzenberg (Zell a. Z.). – 5 S. Unveröff. Bericht, Archiv Geol. B. A., Wien 1940.
- SCHMIDEGG, O.: Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit für die Umgebungskarte Innsbruck 1 : 25.000. – Verh. Geol. B. A., 1, A 121, Wien 1978.
- SCHMIDEGG, B.: Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit für die Umgebungskarte Innsbruck 1 : 25.000. – Verh. Geol. B. A., 1, Wien 1979.
- SCHMIDT, A. R.: Goldbergbau zu Zell am Ziller. Hauptkarte vom Hainzenberg und einen Theil v. Tannberg. – 1840. M = 1 : 720. Unveröff. Bericht. Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck.
- SCHMIDT, A. R.: Die Bergbaue im Unterinnthale. – Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., 27. Jg., Nr. 2, S. 10 f.; Nr. 7, S. 53–55; Nr. 8, S. 61 f., Leipzig 1868.
- SCHULZ, O.: Beiträge zur Metallogenese in den Ostalpen. – Verh. Geol. B. A., 2, S. 235–262, Wien 1979.
- UYTENBOGAARDT, W. u. BURKE, E. A. J.: Tables for Microscopic Identification of Ore Minerals. – Elsevier Publishing Comp., Amsterdam, London, New York, 1971.
- VENATOR, W.: Gold in den österreichischen Alpen. – Montan-Zeitung, 20. Jg., S. 51, Graz 1913.
- VOHRZYKA, K.: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – Jb. Geol. B. A., 111, S. 3–88, Wien 1968.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks. – Springer Verlag, Berlin etc. 1974.
- WOLFSKRON, M. v.: Zur Geschichte des Zeller Goldbergbaues. – Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 43. Jg., Nr. 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34; Wien 1895.
- WURZINGER, H.: Gutachten über das Goldvorkommen bei Zell a. Ziller in Tirol. – 13 S., Innsbruck 1933. Unveröff. Bericht. Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. 2. 1980

# L A G E P L A N

B E R G B A U R E V I E R E U M Z E L L A M Z I L L E R





# Der Goldbergbau Zell am Ziller, Tirol

## Eine historische Betrachtung

Von JOHANNES KARL BAUER\*

Mit 4 Abbildungen und 16 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000  
Blatt 150

*Schlüsselwörter*  
Ostalpen  
Innsbrucker Quarzphyllit  
Goldbergbau  
historischer Bergbau

### INHALT

|   |     |
|---|-----|
| Zusammenfassung .....   | 143 |
| Summary .....   | 144 |
| 1. Einleitung .....   | 144 |
| 2. Werkschronik .....   | 146 |
| 3. Betriebstechnische Verhältnisse – Förderung, Wasserhaltung, Aufbereitung ..... | 150 |
| 3.1. Bergbau Hainzenberg (Heinzenberg) .....                                      | 150 |
| 3.2. Bergbaue Scheibenwände, Rohrberg, Tannenbergl .....                          | 153 |
| 3.3. Erzaufbereitung .....  | 154 |
| 4. Produktionsergebnisse .....  | 156 |
| 4.1. Gebaute Erzlagerstätten .....  | 156 |
| 4.1.1. Hainzenberg .....  | 157 |
| 4.1.2. Rohrberg und Tannenbergl .....   | 159 |
| 4.2. Aufbereitungs- und Verhüttungsprodukte .....                                 | 159 |
| 4.3. Ausbringen und Verlustursachen .....   | 159 |
| 4.4. Goldgehalt des Friedrichlagers .....   | 160 |
| 4.5. Produktionsübersicht des Zeller Bergbaues .....                              | 165 |
| 5. Anhang .....   | 166 |
| 5.1. Umrechnung alter in metrische Einheiten .....                                | 166 |
| 5.2. Erklärung der Abkürzungen .....  | 166 |
| Literaturverzeichnis .....  | 166 |

### Zusammenfassung

In der Umgebung von Zell im Zillertal treten im Innsbrucker Quarzphyllit Serien von stoffparallelen Goldquarzlagerstätten in steiler Stellung auf (O. SCHULZ u. H. WENGER, 1980).

Nach Entdeckung dieser Erzlagerstätten vor 1630 setzte ein ununterbrochener Bergbaubetrieb von zweieinhalb Jahrhunderten Dauer ein. Im Laufe des 18. Jh. erforderliche, in ihrem Beginn bisher nicht genauer datierbare Tiefbauarbeiten stellten die damaligen Bergleute vor bedeutende Wasserhaltungsschwierigkeiten und erreichten nur im Bergbau Hainzenberg größeren Umfang, der stets das bedeutendste Revier des Zeller Bergbaues war.

\* Anschrift des Verfassers: JOHANNES KARL BAUER, Institut für Mineralogie und Petrographie, Universitätsstraße 4, A-6020 Innsbruck.

Im ca. 850 m ausgerichteten Friedrichlager war die bauwürdige Vererzung an drei 50 m breite flach W einschubende Anreicherungszone gebunden. Die zwei westlichsten schütteten den größten Ertrag, sind tiefbaumäßig mit einem Blindschacht bis unter die Talsohle verfolgt und auf einer Seigerteufe von 200 m verhaut worden, ohne damit ihr Ende zu finden. Davon ist als edelstes Erzmittel überhaupt der ganz im W liegende Friedrichsvorschub von Tag aus ununterbrochen abgebaut worden. 1869 mußte wegen Erschöpfung der vorgerichteten Erzvorräte und des nicht mehr bewältigbaren Wasserzuflusses der Tiefbau aufgegeben werden. Der Feingoldgehalt im Friedrichlager belief sich je Tonne Lagermasse mindestens auf ca. 7 g im Brunnstollenvorschub und 13 g im Friedrichsvorschub<sup>1</sup>.

Die Ausbeute des Zeller Bergbaues von ca. 1600–1870 betrug ca. 300.000 t Roherz zu ca. 7 g Feingold je t mit einem Inhalt von mindestens 2,2 t Feingold. Davon wurden aber durch Aufbereitung und Verhüttung nur 1,1 t gewonnen. Als Nebenprodukt brachte man etwa 0,1 t Feinsilber aus.

Der Verfasser dankt Herrn Univ.-Prof. Dr. O. SCHULZ für die stete Förderung dieser historischen Untersuchung, Herrn Berghauptmann Dipl.-Ing. Dr. jur. J. P. MERNIK und Herrn Univ.-Prof. Dr. F. DÖRRER für die freundliche Unterstützung bei den Arbeiten im Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck bzw. dem Tiroler Landesarchiv.

### Summary

*In the area around Zell a. Z. in the Zillertal a series of material-parallel gold quartzite deposits with a steep inclination may be found within the Innsbruck quartz phyllite (O. SCHULZ and H. WENGER 1980).*

Following the discovery of these ore deposits before 1630 they were mined without interruption for two and a half centuries. In the course of the 18th century deep mining became necessary – its beginning has not been more precisely determined yet – which, at that time, brought about the considerable difficulties of mine pumping. Deep mining reached larger proportions only in the Hainzenberg mine, which has always been the most important district of the Zell mining complex.

In the "Friedrichlager" aligned 850 m the payable mineralization was restricted to three enrichment zones 50 m broad, protruding with a gentle inclination toward the west. The two westernmost had the best yield; they have been continued by deep mining along a blind shaft to below the valley bottom, and have been worked out at perpendicular depth of 200 m without coming to an end. From this deposit the very richest ore body has been mined without interruption at the surface, i.e. the Friedrich feed-off in the far west. In 1869 deep mining had to be abandoned because of exhaustion of the developed ore reserves, and because water inflow could not be managed any more. The fine gold content in Friedrichlager per ton of well effluent amounted to at least 7 g in the Brunnstollen-feed-off, and 13 g in the Friedrich-feed-off. Here 1,25 m thickness of the deposit is assumed (0,1 m quartzite plus adjacent phyllite), and output efficiency of 50%. If 40% is used, a more likely value under past conditions, the gold content increases correspondingly to roughly 9 or 16 g, respectively (CAVAL, 1920).

Total output of the Zell mining between roughly 1600 and 1870 amounted to ca. 300.000 tons of crude ore at roughly 7 g fine gold per ton, with a content of at least 2,2 tons of fine gold. From the latter only 1,1 tons were effectively obtained by dressing and smelting. As a by-product roughly 0,1 tons of fine silver were extracted.

## 1. Einleitung

Bisher erschienene Arbeiten über das Bergbaugesamt Zell geben eine Fülle einzelner, zusammenhangloser Daten an, die im Rahmen dieser Betrachtung es miteinander in Verbindung zu bringen gilt. Das traf sowohl für den historischen Teil engeren Sinnes als auch für den Bereich der bergwirtschaftlichen Produktionsergebnisse zu. Durch Auswertung möglichst vieler für die Beurteilung der stattgefundenen Gewinnung maßgebender Angaben gelang es, den Weg des Roherzes samt den daraus gewonnenen Aufbereitungsprodukten bis zum Feingoldgehalt der Lagerstätte zu verfolgen. Das Friedrichlager am Hainzenberg

<sup>1</sup> Unter Zugrundelegung von 1,25 m „Lagermächtigkeit“ (0,10 m Quarzit, dazu angrenzender Phyllit) und einem Ausbringen von 50%. Bei einem – wahrscheinlicheren – damaligen Ausbringen von nur 40% verbessern sich die Werte rechnerisch auf ca. 9 bzw. 16 g (CAVAL, 1920).

fand wegen seiner maßgebenden Rolle für das Ausbringen des gesamten Zeller Bergbaues, der umfangreichen bergmännischen Erschließung sowie der guten Quellenlage besondere Berücksichtigung.

Der ehemalige Goldbergbau Zell im Zillertal ging in E-W-streichenden, steil N als auch teilweise S fallenden Quarzitlagern in altpaläozoischen Schichten des unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllits auf mehreren Revieren um. Das bergmännisch wichtigste davon war der Hainzenberg, der die Gebirgsecke am orographisch linken Ufer des Gerlosbaches an seiner Ausmündung in das Zillertal bildet. Am rechten Bachufer baute der Bergbau in den Scheibenwänden die östliche Fortsetzung des Hainzenberger Lagerzuges. Unter den quarzitären Ablagerungen des Zillertales setzt der Lagerzug auch nach W fort, wo er an der gegenüberliegenden Talseite in Leimach schon den Alten bekannt war. Die dort im Bereich des „Dunklen Baches“ mehrmals durchgeführten Arbeiten kamen über das Schürfstadium nicht hinaus.

Etwa 1 km nördlich des Hainzenberges lag am Gehände des Rohrberges der Bergbau Alt-Rohr, der in seiner Bedeutung diesem am nächsten stand. An seiner Nordgrenze schloß der nur kurzfristig betriebene Bergbau Neu-Rohr an. Das Bergbaurevier Tannenberg, 300 m südlich des Hainzenberges, erlangte ebenfalls keine größere Bedeutung.

Zu Beginn des 17. Jahrhunderts entdeckte man die Goldführung im Zeller Gebiet, worauf sowohl der Staat als auch private Unternehmer (Gewerken)<sup>2</sup> eine rege Tätigkeit entfalteten.

Während der ersten Jahrzehnte seines Betriebes litt der Bergbau unter den andauernden Streitigkeiten zwischen Tirol und Salzburg um die Beteiligung an der Ausbeute, die schließlich durch einen Vertrag beendet wurden. Dieser bestimmte, daß sowohl Ausbeute als auch Betriebskosten und Verluste zwischen beiden Parteien gleichmäßig geteilt werden sollten.

Nach der Säkularisierung des Werkes im frühen 19. Jh. und der bayrischen Besatzungszeit führte der österreichische Staat (Montanärar) den Zeller Bergbau bis um die Mitte dieses Jahrhunderts fort. Inzwischen sank der Beitrag der alpinen Goldbergbaue zur beachtlichen österreichischen Produktion – hauptsächlich aus Ungarn und Siebenbürgen stammend – zu völliger Bedeutungslosigkeit herab. Daher wünschte der Staat diese verlustträchtigen Gruben zu veräußern. Aus konfessionellen Gründen entschlossen sich die Bischöfe von Salzburg und Brixen zum Ankauf des Bergbaues Zell mit gleichzeitiger Gründung einer Gesellschaft. Diese verfügte jedoch nicht über ausreichende Mittel zur notwendigen Reorganisation des Bergwerkes. Danach wiederholt tätige Gesellschaften (Gewerkschaften) waren ebenfalls nicht in der Lage, die großen Kosten zur Neuaufnahme des Abbaues im höffigsten Teil – dem Tiefbaurevier im W des Hainzenberger Friedrichlagers – aufzubringen. Deshalb beschränkten sich alle Versuche im späten 19. und der ersten Hälfte des 20. Jh. auf die Verarbeitung früher zurückgelassener Armerze sowie kurzfristiger Beschürfung tagnaher Lagerstättenteile, ohne damit andauernden Erfolg zu erzielen.

Die damals bescheidenen technischen Hilfsmittel reichten für eine Beherrschung der auftretenden Schwierigkeiten auf längere Sicht nicht aus. Hohe Verluste der Aufbereitung, ständige Sorgen mit dem zunehmenden Wasserandrang in den Tiefbaufeldern am Hainzenberg, das Fehlen einer an Ort und Stelle tätigen Betriebsleitung beeinflussten die Wirt-

2 Alter Terminus wird stets eingeklammert nachgesetzt.

schaftlichkeit des Unternehmens häufig sehr nachteilig. Über lange Zeitperioden hindurch konnten daher oft nicht einmal die auflaufenden Kosten erwirtschaftet und das Werk allein aus sozialen Gründen weitergeführt werden.

## 2. Werkschronik

1533 bestimmte ein Vertrag zwischen Ferdinand I. und dem Erzbischof von Salzburg, Kardinal Matthäus Lang von Wellenburg, die Teilung in Hälften von Ausbeute und Nutzung aller Bergwerke auf salzburgischem Gebiet (WOLFSKRON, 1895).

1630 erste urkundliche Erwähnung von bereits in Betrieb stehenden Bauen am Hainzenberg, Gerlosberg (Scheibenwände), Rohrberg, Zellerberg. Ein besonders reicher Erzbruch am Rohrberg führte zum Streit: Salzburg weigerte sich, den Vertrag von 1533 anzuerkennen und beanspruchte die ganze Goldgewinnung für sich. Die folgende militärische Intervention Salzburgs im Bergbaubezirk verschärfte die Lage zur Kriegsgefahr. Außer Tirol und Salzburg bauten auch private Gesellschaften (WOLFSKRON, 1895).

1633 beschäftigte der Zeller Bergbau 73 Personen. Ein Pochwerk arbeitete am Hainzenberg („Klammpocher“), drei am Alt-Rohr (WOLFSKRON, 1895).

1647 gelang die Beilegung der Meinungsverschiedenheiten zwischen Tirol und Salzburg: die Erzeugung des Werkes wurde in zwei Hälften geteilt. Es kam zur alternierenden Besetzung der Werksleiterstelle durch beide Länder (WOLFSKRON, 1895).

1673 untersuchte eine salzburgisch-tirolische Kommission die Ursache der hohen Aufbereitungsverluste in Zell (WOLFSKRON, 1895).

1681 arbeiteten bei den Bergbauen Alt-Rohr und Hainzenberg 70 Mann, zusätzlich 40 Mann bei den Pochwerken (WOLFSKRON, 1895).

1684 wurde zur Unterfahrung der Verhaue auf dem Friedrichlager die weitere Auffahrung des bisher nur 50 m langen Brunnstollens (= Wasserlösungsstollen) beschlossen. Dieser Unterbau war von einer Gewerkschaft begonnen, aber wieder eingestellt worden (WOLFSKRON, 1895).

1686 erste Erwähnung des Bergbaues Tannenberg, der mit einer Belegung von 3 Mann aufscheint (WOLFSKRON, 1895).

1699 drohte wegen langjährigen Defizits (Verbauen, Zubeße) die Einstellung des Zeller Werkes. Die Gruben Hainzenberg und Rohr bauten mit 65 Mann, die zugehörigen Pochwerke benötigten 33 Personen (WOLFSKRON, 1895).

1713 entstanden bedeutende Goldverluste durch die Verwendung von schadhafte Amalgamiergefäßen. Früher wurden nur „Quarz“ und „Modererze“ verpocht, die nun übliche Verarbeitung großer Mengen von Nebengestein drückte den Durchschnittsgehalt des Roherzes an Gold beträchtlich (WOLFSKRON, 1895).

1735 fiel der ausgedehnte Bergbau in den Scheibenwänden samt dem zugehörigen Pochwerk einem Murbruch zum Opfer (POŠEPNÝ, 1880).

1736 eroberte man vom Bergbau Alt-Rohr die größte Jahresproduktion an Mühlgold während seines gesamten Bestehens mit 7,226 kg (POŠEPNÝ, 1880).

1748 verfügte der Bergbau Hainzenberg über bauwürdige Erzvorräte im Friedrichlager von 9.547 m<sup>2</sup> Lagerfläche (WOLFSKRON, 1895).

1753 gestattete man die Verwendung der 1757 eingeführten Stoßherde in der Aufbereitung (WOLFSKRON, 1895).

1756 erschrotoete man im Hainzenberg gute Erzanbrüche. Hinderlich für den Abbau war hier das harte Gestein bei geringer Mächtigkeit der Erzmittel. Der Rohrberg war in schlechtem Zustand (WOLFSKRON, 1895).

1764 ersäufte ein Ausbruch des Gerlosbaches das Antoni-Gesenk; richtete Schaden an Triebwasserleitungen (Rinnwerke) an (WOLFSKRON, 1895).

1765 betrug die jährliche Goldgewinnung des Zeller Bergbaues jener Zeit höchstens 14 kg bei einer Mannschaft von 80 Arbeitern (SPERGES, 1765).

1784 begannen Schurfarbeiten im Gebiet des „Wassergrabens“ am Leimacher Berg. Die zwei Jahre dauernden Arbeiten schlossen mehrere unbauwürdige Lager auf. Der zunehmende Wasserandrang im Tiefbau des Hainzenberges löste diese Tätigkeit aus (A. MAYR, 1822).

1786 kam es mehrmals – wie zuletzt 1759 – zu Einbrüchen in die Aufbereitung. Entwendet wurde ein stark angereichertes Vorkonzentrat (Au 750g/t), das zur „Amalgamation“ bestimmt war. Es wurde deshalb für Ergreifung oder Angabe der Täter eine Belohnung von 100 fl. ausgesetzt. Der k. k. Commissär Walcher aus Schladming sollte in Zell die Bornsche Amalgamation einführen (WOLFSKRON, 1895).

1787 erfuhr der Bau der von Schichtenmeister Sennhofer vorgeschlagenen Wasserhebmachine die Genehmigung. Der Erzverhieb im Friedrichlager erfolgte bereits unterhalb der Erbstollensohle des Hainzenberges. Nach einem Inventar bestanden im Zeller Grubenbezirk drei Pochwerke mit je zwei nachgeschalteten Stoßherden. Zwei Werke befanden sich am Rohrberg, eines am Hainzenberg (WOLFSKRON, 1895).

1788/89 wurde zur Wasserhebung im Friedrich-Abendfeld des Hainzenberges eine „Stangenkunst“ eingebaut. Das Friedrichlager war von der Talsohle bis zum Tag gänzlich verhaut (A. MAYR, 1822).

1790 endete der Betrieb im Oswald-Schacht, der den östlichsten Teil des Hainzenberger Grubenfeldes erschloß (PLATTER, 1883).

1791 begann die Auffahrung des Emanuelstollens in den Scheibenwänden zur Untersuchung eines bekannten Erzausbisses (A. MAYR, 1822).

1793/95 gelangten verschiedene Verbesserungen bei der Aufbereitung zur Durchführung. Neu war die Einführung der „Amalgamation“ in Fässern. Am Jahresende 1795 betrug der Personalstand 91 Mann. Der Rohrberg war nahezu gänzlich eingestellt, nur mehr ein Waschwerk in Betrieb (WOLFSKRON, 1895).

1797/98 schlug man mit dem Verhieb im Hainzenberg auf dem „Brunnlager“ (wohl Friedrichlager) zu Tag durch. Damit war die Verlegung von Luttenrohren im Brunnstollen – der Vortrieb desselben litt unter Wettermangel – bis vor Ort möglich (A. MAYR, 1822).

1799 stellte man den Bau am Tannenberg ein: Das Theresialager war nahezu 300 m im Streichen verfolgt worden, ohne bauwürdiges Erz zu erreichen (POŠEPNÝ, 1880).

1803 endete die Beteiligung des Erzbischofs von Salzburg am Zeller Goldbergbau durch Säkularisierung des Werkes infolge gänzlicher Übernahme durch das österreichische Ärar (A. R. SCHMIDT, 1883).

1805 erreichte der Mitterschacht im Hainzenberg im Zuge der Teufarbeiten das Niveau der 1. Gzstr., ohne bauwürdige Erze erschlossen zu haben. Untersuchungen des Liegenden blieben ergebnislos, ebenso eine von hier aus durchgeführte Abkreuzung des Antonilagers, das 1806 angefahren wurde. Im Fördergut dieses Jahres zeigte sich der höchste bekannte

Mühlgoldgehalt des Zeller Bergbaues mit durchschnittlich 42 g/t Pochgang. Der nördliche Teil Tirols fiel durch den Frieden von Preßburg an Bayern, das Zeller Werk übernahm der bayrische Staat (A. MAYR, 1822; POŠEPNÝ, 1880).

1808 entdeckte ein Suchhauer am Gerlosbach in den Scheibenwänden zwei Lagerausbisse und einen alten Stollen. Die weiteren Untersuchungen ergaben keine bauwürdigen Erze (A. MAYR, 1822).

1811–14 baute die bayrische Regierung mit einem Personal von 41 Mann. Der Großteil des verpochten Fördergutes stammte aus dem Friedrichlager, ein Teil aus dem Frauenlager im Hainzenberg, ferner aus dem Johann-Baptisten-, Theresia- und Laurenzilager im Tannenberglager. 1812 schloß mit einem Reingewinn von ca. 2.800 fl. ab. Eine Gewerkschaft nahm den verlassenen Bau in den Scheibenwänden und teilweise auch am Rohrberg ab 1811 wieder auf. Zur tieferen Aufschließung der Vererzung im Gebiet der Scheibenwände wurde mit staatlicher Hilfe der eingestellte Emanuelstollen erneut vorgetrieben. Am Rohrberg gestattete die Aufbereitung der Erze das alte, wieder hergestellte Pochwerk (WOLFSKRON, 1895).

1815 kehrte das Land Tirol unter österreichische Herrschaft zurück. Der Zeller Bergbau wurde als ärarisches (staatliches) Werk gebaut, das beschränkte Gedinge für die folgende staatliche Betriebsperiode eingeführt. Darunter verstand man eine Regelung, wonach kein Akkordarbeiter (Lehenhäuer) seinen Schichtlohn um mehr als ein Drittel überschreiten durfte. Damit drückte man die Produktivität beträchtlich (A. BRAND, 1900; WOLFSKRON, 1895).

1821 zerstörte das Hochwasser des Gerlosbaches das Wehr mit dem Rinnwerk zur Wasserversorgung der Kunst für den Tiefbau im Hainzenberg. Das Unglück verschuldete die Ertränkung des Blindschachtfeldes (A. MAYR, 1822).

1824 begannen am Jahresende die Sumpfarbeiten im ertränkten Tiefbau des Hainzenberger Westfeldes, die nach einem Jahr beendet waren. Mit Anfang 1826 konnte der Verhieb des Friedrichlagers unterhalb der 1. Gzstr. wieder aufgenommen werden. Vor Ende der Sumpfung mußten arme Haldenerze verarbeitet werden, um das Pochwerk ausreichend zu versorgen (A. K. 875).

1828 nahm eine zehn Jahre lang bauende Gewerkschaft den Bergbau Neu-Rohr auf. Die Ausbeute während dieser Zeit stellte einen Wert von 9.267 fl. dar, der Verlust stieg auf ca. 1.000 fl. Ende 1837 stellte die Gesellschaft den Betrieb ein (A. R. SCHMIDT [?], 1841).

1838 verdrängten zwei Drahtseile für den Hainzenberger Tiefbau die früher zur Förderung verwendeten Hanfseile. Es handelte sich um die ersten im österreichischen Bergbau für diesen Zweck eingesetzten Drahtseile; ihre Lebensdauer währte 6 Jahre (A. R. SCHMIDT, 1868).

1840 forderte ein Antrag die weitere Auslängung des Hainzenberger Friedrichlagers in Richtung des Friedrichvorschubes. Der später von der 2. Gzstr. aus angegriffene Vorschlag fuhr im Jahr 1857 eine wasserführende Kluft an; mit Rücksicht auf die beschränkte Leistungsfähigkeit der Wasserhebung eingestellt (A. R. SCHMIDT, 1868).

1845 befahl eine amtliche Verordnung die Regulierung des Zeller Bergbaues. In den folgenden Jahren wurde der Hauptschacht von 95 m auf 159 m abgeteuft (A. R. SCHMIDT, 1840, 1868).

1848 Um dieses Jahr kreuzte ein Schurfbau am Leimacher Berg die westliche Fortsetzung der Hainzenberger Lager querschlägig ab. Die nur in geringem Umfang ausgeführten

Arbeiten – lediglich das vermeintliche Friedrichlager wurde ein Stück ausgelängt – führten nicht zum Erfolg (A. R. SCHMIDT, 1868).

1854 ergab sich beim Bergbau Hainzenberg ein Betriebsüberschuß von 144 fl., eine Goldgewinnung von 7,58 kg. Die nächsten drei Jahre schlossen jedoch wieder mit Verlust ab (A. R. SCHMIDT, 1868).

1857 bot das k. k. Finanzministerium die Bergbaue Böckstein, Rauris, Zell mit der Schmelzhütte in Lend samt allem Inventar zum Kauf an. Zum Zeller Werk gehörten 6 Grubenmaße, 2 Wohngebäude, 7 Wirtschafts- und Manipulationsgebäude, 7 Manipulationswerke und Maschinen mit 11.665 m<sup>2</sup> Grund, im gesamten einen Schätzwert von 14.911 fl. darstellend (Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenw., 1857).

1858 verkaufte der Staat um 10.000 fl. den Bergbau Zell an die Vincenzi-Gewerkschaft (Teilhaber: Bischöfe von Salzburg und Brixen sowie einige Private), gleichzeitig brach die Wasserhebemaschine zusammen. Der vormals ärarische Besitz bestand aus: 2 hölzernen Förderbahnen mit 500 m und 300 m Länge, 2 durch Wasserkraft betriebene Wasserhebemaschinen, 1 Pochwerk mit 40 Eisen, 6 Stoßherden und 40 Mühlläufern. Belegschaft 42 Mann (k. k. Finanzministerium, 1859; POŠEPNÝ, 1880; WOLFSKRON, 1895; Inn-Ztg., 1862).

1862 erwog die Gewerkschaft wegen der immer mehr steigenden Kosten – besonders durch den ständig vermehrten Wasserzufluß im Tiefbau – eine Einstellung des Werkes. Die Verluste wuchsen laut Stellungnahme der Geschäftsleitung im Laufe der ersten viereinhalb Jahre auf 24.000 fl. Der 52 Knappen zählenden Belegschaft wurde von den Eigentümern vermittelte Ersatzarbeitsplätze in Kitzbühel, Mitterberg oder Wolfsegg in Oberösterreich angeboten (Inn-Ztg., 1862; Tiroler Stimmen, 1862).

1864 schloß als erstes Betriebsjahr der Vincenzi-Gewerkschaft ohne Verluste ab. In den folgenden Jahren erbaute man steigende Überschüsse (A. R. SCHMIDT, 1883; WOLFSKRON, 1895).

1866 brachte die Aufbereitung des Bergbaues Hainzenberg 9,86 kg Mühlgold aus – eine vorher selten erreichte Jahresproduktion. Damit erwirtschaftete das Werk einen Reingewinn von 4.252 fl. mit einer Belegung von 50 Mann (A. R. SCHMIDT, 1868, 1883).

1869 Im letzten Quartal stellte man wegen der außerordentlich hohen Wasserhaltungskosten den Tiefbau am Hainzenberg ein. Das 44 Mann zählende Personal erfuhr eine Verminderung auf 24 Köpfe, um den Betrieb nur mehr in höheren Horizonten aufrechtzuerhalten. Die Entlassenen fanden Aufnahme im Schwazer Bergbau. 1.630 t Pochgänge konnten noch aufbereitet, 4,941 kg Gold ausgebracht werden (A. SCHAUENSTEIN, 1873; WOLFSKRON, 1895; Bote f. Tirol. u. Vgb., 1869).

1870 brachte man nur mehr 0,243 kg Gold aus (A. SCHAUENSTEIN, 1873).

1871 fanden am Jahresende beim Bergbau Hainzenberg nur mehr 8 Mann Arbeit, ohne ein Ausbringen zu erobern (A. SCHAUENSTEIN, 1873).

1879 übernahm eine amerikanische Gesellschaft das auflässige Bergwerk. Den Betrieb ermöglichte der neu angeschlagene Klammerstollen (= Robertsonstollen), der Tiefbau blieb unter Wasser. Die Belegschaft schwankte zwischen 13–60 Mann (PLATTER, 1883).

1882 erschrotoete der nördlich des Gerlosbaches angeschlagene Robertsonstollen bei Stollenmeter 40 das Annelager. Dieses richtete man 17 m nach E vor, wobei gute Erze beleuchtbar waren (A. BRAND, 1900; L. RAINER-STERNER, 1920; A. R. SCHMIDT, 1883).

1900 beabsichtigte eine Berliner Unternehmung die Wiedergewältigung des Zeller Bergbaues (Tiroler Grenzboten, 1900).

1905 wurde die Gewerkschaft Goldbergbau Zell a. Z. gegründet; sie bekam drei Grubenfelder verliehen. Der Robertsonstollen (jetzt Dr.-Rose-Stollen) war mit 3 Orten in Betrieb. Das tonnlägige Gesenke gegen SW hatte bereits eine flache Teufe von 36 m, was einer Seigteufe von 11 m unter Stollensohle entsprach. Dieses Gesenke führte gegen den Gerlosbach; man brach auch zur besseren Bewetterung zu Tage hoch. Bergbau und die mit elektrisch betriebenen Maschinen ausgerüstete Aufbereitung benötigten 16 Mann, dazu 1 Aufseher. Im Brunnstollen fand kein Betrieb statt (Fahrbuch A 20, A. d. B. I.).

1909 richtete man das Daniellager vom Brunnstollen her aus. Dazu wurde von der Danielstrecke nach W ein 10 m tiefes Gesenke abgeteuft, von dem man einen 3 m langen Querschlag nach S trieb. Vom Querschlag nach E und W begann das Auslängen, jedes Ort war mit 2 Mann belegt (Fahrbuch A 20, A. d. B. I.).

1917/18 stand die Gewerkschaft Goldbergbau Zell a. Z. vor dem Konkurs, es fanden sich keine neuen Geldgeber. Bei Kriegsende erwarb Ing. Reitlinger im Versteigerungsweg die Grube um 1.500 österr. Kronen (ISSER, 1917; WURZINGER, 1933).

1926 erstand A. Spörr den Goldbergbau, das umliegende Gebiet belegte Ing. Reitlinger weiter mit 30 Freischürfen. Der Bergsturz am 18. 5. zerstörte ein Haus am Hainzenberg. Fahnschlag-, Friedrich- und Robertsonstollen wurden auf Anordnung des Revierbergamtes durch Vollversatz abgesperrt (H. WURZINGER, 1933; Fahrbuch A 20, A. d. B. I.).

1935 führten Private Geländeaufnahmen und Probenahmen durch. Am Zellerberg stellte man S des Weindlbaches bei Klöpfelstaudach drei, N des Baches einen Ausbiß fest (J. EDER, 1935).

1939 ging der Bergbau Zell an Prof. Dr. E. Heinkel über (Fahrbuch A 20, A. d. B. I.).

1940 befürwortete das Revierbergamt Solbad Hall i. T. die Gewährung eines Reichszuschusses von 100.000–150.000 Reichsmark an den Bergbauinhaber E. Heinkel (Rostock-Marienehe) zur Sumpfung des Tiefbaues im Hainzenberg. Das Amt schlug die Anlage eines neuen Schachtes und eine Kapazität der Grube von 100 t/ta vor. Bis zum Schachtkopf des alten Tiefbaues war das Bergwerk wieder befahrbar; die noch gut erhaltene Zimmerung des Schachtes bestand aus sehr starkem Lärchenholz. Am 20. 4. kam es zur vorläufigen Einstellung des Werkes bis zum Eintreffen der Pumpen. Während der Kriegsjahre behinderte Mangel an Belegschaft und Material die Arbeit (Fahrbuch A 20, A. d. B. I.).

1943 waren Brunnstollen und Römerstollen befahrbar, der neue Heinkelstollen in den Scheibenwänden geplant. Das Bergamt Hall empfahl die Schurfaufnahme durch das Reichsamt für Bodenforschung (Fahrbuch A 20, A. d. B. I.).

### **3. Betriebstechnische Verhältnisse – Förderung, Wasserhaltung, Aufbereitung**

#### **3. 1. Bergbau Hainzenberg**

Nach dem Abbau der tagnahen Lagerstättenteile wurde zur Konzentration der Roherzförderung diese durch den das Ausgehende des Friedrichlagers um etwa 40 m unterteufenden Brunnstollen eingeleitet. Zur Entwässerung diente der im Lagerstreichen aufgefahrenene, ca. 10 m unter dem Brunnstollen gelegene Erbstollen. Im Laufe des 18. Jh. drang der Erzverhieb in größerem Maße unter die Talsohle vor; dies bedingte das Abteufen von tonnlägigen Blindschächten im Einfallen des Friedrichlagers.

Wegen des starken Wasserzuflusses konnten die tieferen Teile des Hauptblindschachtes im Hainzenberger Westfeld nur zur Zeit der trockenen Wintermonate belegt werden. Die Aufbereitung war wegen Wassermangel dann nicht in Betrieb, die sonst hier tätige Belegschaft für Grubenarbeiten verfügbar. Zur vollen Auslastung der Aufbereitung war deshalb ein Ausweichen des Verhiebes auf höhere, nahezu ausgebaute Bereiche unvermeidlich, womit ein starkes Abfallen der Roherzgülte einherging.

Tabelle 1

Wasserzufluß im Hainzenberger Tiefbau (A. MAYR, 1822; PRAXMARER, 1839; A. R. SCHMIDT, 1868; H. WURZINGER, 1933)

| Jahr | l/sec     |
|------|-----------|
| 1820 | 6,4       |
| 1839 | 6,6 - 7,3 |
| 1857 | 10,0      |
| 1867 | 11,2      |

Die Wasserhaltung im Zeller Bergbau geschah, wie in anderen Bergbauen auch, jahrhundertlang allein mit menschlicher Kraft. Als dieses Verfahren mit zunehmender Teufe des Tiefbaues im Westfeld des Hainzenberges nicht mehr ausreichte, außerdem zu hohe Kosten verursachte, begann man die Wasserhaltung 1788/89 durch Einbau einer „Stangenkunst“ zu mechanisieren. Das Friedrichlager war 1787 bis auf 20 m unter Erbstollensohle ausgebaut, die neue Wasserhebung auf eine Hubhöhe von ca. 50 m ausgelegt.

Diese unter Tag aufgestellte Maschine bestand aus einem hölzernen Wasserrad von 7,6 m Ø, das die im Kunstschaft übereinander eingebauten Pumpensätze betrieb. Die Kraftübertragung – das Wasserrad war nicht unmittelbar am Schacht aufgestellt – bewirkte ein vom Wasserrad betriebenes Feldgestänge von nahezu 230 m Länge. An der Hängebank des Schachtes lenkte ein „Kunstkreuz“ die horizontal wirkende Kraft in tonnlägige Richtung, um die Pumpensätze durch ein weiteres in den Schacht niedersetzendes Gestänge betreiben zu können. Eine Wehranlage am Gerlosbach mit einem anschließenden Rinnwerk bis zum Wassereinlaß-Stollen ermöglichte die Einleitung des Kraftwassers. In der Grube diente es zum Antrieb zweier Wasserräder, worauf es durch den Erbstollen wieder zu Tag ausfloß (A. MAYR, 1822).

Bis zum Horizont der 1. Gzstr. im Friedrichlager waren zur Wasserhaltung ein Kunst-, zur Erzförderung ein eigener Treibeschacht angelegt. Zwei auf gleicher Höhe aufgestellte Wasserräder versorgten beide Schächte mit der nötigen Kraft, weshalb das Aufschlagwasser geteilt werden mußte. Aus diesem Grund reichte es zur Wasserhebung nicht mehr aus.

Nach der Sumpfung 1824/25 des 1821 ersoffenen Tiefbaues wurde im Friedrichvorschub von der 1. Gzstr. (64,5 m)<sup>3</sup> aus niedersetzend je ein Hilfskunst- und Hilfsstriebe-

3 m Seigerteufe ab Hängebank am Schachtkopf im Fahnschlagstollen (POŠEPNY, 1880; H. SKALA, 1857).

schacht abgeteuft und bis in die 1840er Jahre benützt. Die mögliche Jahreskapazität der Fördereinrichtung bewegte sich zwischen 1.900–2.000 t Roherz (PRAXMARER, 1839).

Die nach 1845 aufgefahrene 2. Gzstr. (117 m) ersparte den bisherigen kostspieligen Betrieb der Hilfsschächte durch Unterfahrung. Gleichzeitig erfolgte Förderung und Wasserhaltung nur mehr vom früheren Hauptkunstschacht, den man ständig weiterteufte.

1857 fuhr man bereits die 3. Gzstr. (141,7 m) zur abermaligen Unterfahrung des Friedrichsvorschubes auf. Diese Arbeit setzte nach der Privatisierung des Werkes die Gewerkschaft fort. Nach dem Verhieb der damit vorgerichteten Erzmittel und einem schon 1867 bestehenden neuerlichen Unterwerksbau ersoff wegen des vermehrten Wasserrandranges der Tiefbau; zuletzt belief sich die Abbauzeit pro Jahr nur mehr auf zwei Monate. Eine noch tiefer begonnene 4. Gzstr. (ca. 155 m) erfaßte wegen zu geringer Länge den Friedrichsvorschub nicht mehr.

Zur Steigerung des Wasserzulaufes im Schachtbau trug auch der häufig schlechte, baufällige Zustand des Rinnwerkes unter Tage bei. Hier versickerndes Wasser floß über ausgezerte und versetzte Bereiche des Friedrichslagers unter der Stollensohle wieder dem Tiefbau zu. Auf gleichem Weg gelangten Regen- und Tauwässer durch zu Tage durchschlägige alte Baue in Grube und Schachtbau (A. MAYR, 1822).

Abbauverfahren: Die Vorrichtung des Lagers bewirkte eine Streichendstrecke, der „Vorbereitungsbaue“.

„Der Abbau geschieht gegen Morgen mittelst Vorbereitungsbaue wovon später die Fürsten und Sohlenstraßen nachgenommen werden, gegen Abend mittelst Sohlenbau, Vorbereitungsbaue und Fürstenstrasse“ (PRAXMARER, 1839).

Ein Aufriß des Bergbaues Hainzenberg von 1857 (H. SKALA) zeigt den Verhieb von Brunnstollen- und Friedrichsvorschub von Tag aus und detailliert für 1826–56/57. Danach verhaute man während dieser drei Jahrzehnte den Brunnstollenvorschub oberhalb der 1. Gzstr. durch Strossenbau. Ab 1845 wurde dieser Strossenbau mit zunehmender Annäherung an die in Auffahrung begriffene 2. Gzstr. in Form eines regelmäßigen Sohlenstrossenbaues geführt.

Das Auslaufen der erhaltenen Erze zu Tag besorgten Hunte auf hölzernen Schienen (Gestänge); die nach 1879 tätige Gewerkschaft verwendete schon eiserne Schienen. Dem gewerkschaftlichen Betrieb ab 1905 dienten ungarische Hunte auf Bretterläufen zur Streckenförderung, nur für den Robertsonstollen war die Einführung eiserner Schienen (Vignolschienen) in Vorbereitung (Fahrbuch A 20, A. d. B. I, PLATTER, 1883).

*Tabelle 2*

Flauerleistung pro Mann und Jahr (Roherz) (A. MAYR, 1822; A. R. SCHMIDT, 1868)

| Jahr | t    |
|------|------|
| 1822 | 27,9 |
| 1867 | 80,9 |



Abb.1: Typisch lagerförmiger Abbau einer steilstehenden Goldquarzitlage. Revier Hainzenberg. Aufn. H. WENGER, 1980.

### 3.2. Bergbaue Scheibenwände, Rohrberg, Tannenberg

waren stets Stollengruben ohne bedeutende Tiefbauarbeiten. Für die übrige technische Einrichtung gilt im wesentlichen das oben berichtete.

Im Revier Alt-Rohr bestanden zahlreiche Stollen, die auf mindestens zehn Lagern umgingen, von denen aber mehrere unbauwürdig waren. Den Bergbau Neu-Rohr betrieb man vom Goldmühlunterbaustollen, der sieben Lager erschloß, darunter drei bauwürdige. Davon wurde das Goldmühlager als wichtigstes nach oben bis zum Ausgehenden gebaut und dabei an zwei Stellen der alte Mann angefahren. Eine Ausrichtung der Teufe nach unterblieb wegen des Wasserzulaufes, nach E vertaubte es nach 54 m. Im Neuhoffnungs- und Josefilager kam es nur zur Anlage kleiner Verhaue (POŠEPNÝ, 1880; L. RAINER-STERNER, 1920; A. R. SCHMIDT [?], 1841).

Das Revier Tannenberg baute auf fünf Lagern, die parallel zu denen des Hainzenberges streichen und fallen. Jedes Lager wurde mit einem eigenen Tagstollen, tiefer mit dem Hieronymus-Unterbau erschlossen und auf bedeutende Erstreckungen ausgelängt. Dadurch gelang keine Erschließung ausgedehnterer Vererzungen (A. R. SCHMIDT, 1868).

### 3.3. Erzaufbereitung

Das gefördertete Roherz (Pochgänge, Grubengefälle) zerkleinerten und schieden Knaben mit langstieligen Handfäusteln in drei Sorten: „Quarz“, „Hauwerk“, „Schiefer“ (s. 4.1.1.).

Vor der Aufbereitung im Pochwerk brannte man den „Quarz“ in einem Ofen, um seine Festigkeit und damit den Verschleiß der eisernen Pochschuhe zu verringern. Am Boden wurden zuerst eine Lage „Hauwerk“ aufgeschichtet, die das allenfalls beim Brennen abtropfende Gold aufzufangen hatte. Es folgte eine Schicht Holz, darüber eine Quarzlage von max. 0,5 m Mächtigkeit. Der Brand dauerte neun Stunden, lieferte 10–30 t pochfertigen „Quarz“. Pro t verbrauchte man nahezu 1,5 Festmeter Holz. Der gebrannte „Quarz“ erfuhr eine neuerliche Zerkleinerung mit dem Handfäustel. Beschickt wurde der Pochtrog mit einer Mischung aus einem Gewichtsdrittel „Quarz“ und zwei Gewichtsdritteln armer „Schiefererze“, deren geringen Goldgehalt man durch gemeinsame Verarbeitung nutzen wollte. 1867 war die Aufbereitung für einen Jahresdurchsatz von 2.250 t Roherz ausgelegt (PRAXMARER, 1839; J. PÜHRINGER und F. SENNHOFER, 1816; A. R. SCHMIDT, 1868).

Die Feinzerkleinerung des Roherzes besorgten Naßpochwerke, die mit 16–20 Pochstempeln ausgestattet waren. In der ersten Betriebsperiode des Bergbaues reicherte man die Pochwerkstrübe auf Waschbrettern weiter an, danach nahm man die „Amalgamation“ des gewonnenen Konzentrates vor. Den Austrag der Trübe aus dem Pochtrog ermöglichten gelochte Kupferbleche (Senngitter) an der Vorderseite des Troges, die später durch eiserne Stangengitter ersetzt wurden. Dadurch vermied man eine zu weitgehende Zerkleinerung des Erzes, weil die Eisengitter im Gegensatz zu den Kupferblechen vom größeren Korn nicht verstopft wurden, daher den Ausfluß der Trübe begünstigten. Versuche ergaben beim Feinpochen („milde“) ein geringeres Ausbringen als beim Grobpochen („rösch“). Die Ursache bildete die damals übliche Entgoldung des Amalgams (s. unten; J. SENNHOFER, 1853, 1855, 1856).

Anfänglich „amalgamierte“ man das auf Waschbrettern gewonnene Konzentrat (Freigold, Sulfiderze, Feinberge) in einem mit Wasser und Quecksilber gefülltem Gefäß. Durch ständiges Umrühren mit einem Stab während einer Dauer von sechs bis sieben Stunden entgoldete man das aufgegebene Konzentrat (Schlich), das danach abgezogen wurde. Das Quecksilber wurde durch Wildleder gepreßt, wobei das ungelöste Gold die Lederporen nicht durchdringen konnte. Ein Gemenge von ungelöstem Gold und Goldamalgam blieb zurück, das anschließend auf frei brennender Kohle abdampfte. Einzelne Gewerken aus der ländlichen Bevölkerung betrieben eine derartige Arbeit bis um 1800; so auch an verschiedenen Orten am Pillberg (PRAXMARER, 1839; PÜHRINGER u. F. SENNHOFER, 1816; A. R. SCHMIDT, 1868, 1887; J. SENNHOFER, 1853, 1856; WOLFSKRON, 1895).

Mit zunehmender Menge des Fördergutes fanden die Bergbaue Hainzenberg und Rohr mit dieser einfachen Methode nicht mehr das Auslangen, sie mußten die Erzeugung eines „amalgamierfähigen“ Konzentrates rationalisieren. Dazu half ein unmittelbar vor dem Senngitter angebrachtes, ca. 25 cm breites Brett (Läutertreppe), über das die aus dem Poch-

trog strömende Trübe floß. Der auf dem Brett absitzende „Schlich“ mußte nach jeder halben Stunde entfernt, danach auf einer besonderen Mühle „amalgamiert“ werden. Daran schloß in einer vom Pochwerk getrennten Anlage die nochmalige Konzentrierung des „Schlichs“ auf Stoßherden zu einem sulfidischen Erzkonzentrat („Hinwurflich“; s. 4.1.) an. In Brixlegg gelangte dieses wegen seines Gehaltes an goldhaltigem Silber zur Verhüttung. Den „Köpflschlich“ der Stoßherde befreite die Hängsachse von Gold- und Amalgamresten.

Pochsand der nicht am Brett aufsaß, floß nacheinander über zwei Goldmühlen um das noch nicht erfaßte Metall auszubringen. Quick- oder Goldmühlen bestanden aus steinernen Gefäßen von ca. 25 cm Ø und 30 cm Höhe, über denen ein sich um seinen Mittelpunkt drehendes Kreuz montiert war. An diesem waren Stäbe angebracht, die bis ca. 1 cm über die Oberfläche des Quecksilbers niederreichten, das den Gefäßboden bedeckte.

Zur Zeit der bayrischen Besatzung 1805–14 wurde die „Faßamalgamation“ eingesetzt. Das Konzentrat kam zur Entgoldung während einer Manipulationsdauer von neun Stunden in das mittig geteilte Faß, um den „Schlich“ auf engerem Raum zu halten. Das „Herumpeitschen“ des Quecksilbers förderten Schlagleisten an der Innenwand des Fasses, um ein Liegenbleiben der Aufgabe am Boden zu verhindern. Die dadurch herbeigeführte feine Zerteilung des flüssigen Metalls verursachte bedeutenden Verlust an Quecksilber. Außerdem war die Sammlung des Quecksilbers und Amalgams nach beendeter „Amalgamation“ sehr zeitraubend.

Ursprünglich arbeiteten Goldmühlen nicht unmittelbar an den Pochsatz angehängt und somit diskontinuierlich. Erst die Anwendung der Bornschen Amalgamation in Zell nach 1814 erlaubte die sofortige Entgoldung der Trübe und verhinderte die früher häufige Entwendung hochwertiger Konzentrate. Fortan bestand der Nebenverdienst der Belegschaft nur mehr im Verkauf von unterschlagenen Freigoldstufen an Mineraliensammler im In- und Ausland (I. BORN und F. W. H. TREBRA, 1789 und 1790; A. BRAND, 1900; WOLFSKRON, 1895).

Wiederholte Versuche eines gänzlichen Verzichts auf die Läutertreppe erforderten die Nachschaltung von insgesamt 16 Mühlen – 8 je Pochsatz – und wesentlich erhöhten Quecksilbereinsatz und daher -verlust.

Alle vierzehn Tage nahm man das Amalgam aus den Mühlen und drückte es mit Hilfe eines Schraubstockes durch einen Lederbeutel, wie es auch in den anderen in- und ausländischen Goldbergbauen jener Zeit geschah. Damit gewann man nur grobkörnigeres Gold und beließ das gelöste „Staubgold“ im Amalgam, mit Ausnahme des ganz geringfügigen „Staubgold“-Anteiles, der im bereits durchgepreßten, zurückgebliebenen Amalgam enthalten, deshalb beim anschließenden Ausglühen mit ausbringbar war. Als Möglichkeit zur Gewinnung der feinkörnigen Freigoldfraktion blieb allein die Destillation des bisher nur mechanisch entgoldeten Amalgams. Erst die Entwicklung der Sennhoferschen Amalgamation<sup>4</sup> um die Mitte des 19. Jh., die das Amalgam beim Erreichen des Sättigungsgrades an Gold sofort der Destillation zuführte, schuf Abhilfe. Das größte Hindernis für die Einführung des neuen Verfahrens stellte jedoch die ablehnende Stellungnahme der meisten damaligen Fachleute dar (A. R. SCHMIDT, 1883, 1887; J. SENNHOFER, 1856; anonym, 1854, 1856).

4 Nach dem Erfinder J. SENNHOFER (Brixlegger k. k. Werksverwalter, danach Betriebsleiter der Vincenzi-Gewerkschaft).

Das im Leder zurückgebliebene Amalgam glühte man auf einer eigenen Schale, die unter einem umgestürzten und in Wasser getauchten Topf aufgestellt war, aus. Die Einlösung des Goldes erfolgte vor 1803 zu je einer Hälfte in Salzburg und bei der Münze in Hall, im staatlichen (ärarischen) Betrieb ab 1815 beim Hauptmünzamt in Wien (J. PÜHRINGER und F. SENNHOFER, 1816).



Abb. 2: Teile des ehemaligen Pochwerkes des Bergbaues Hainzenberg („Klammpocher“) am orographisch rechten Ufer des Gerlosbaches E Zell a. Z. Aufn. d. Verf., 1979.

## 4. Produktionsergebnisse

### 4. 1. Gebaute Erzlagerstätten

Unter den zahlreichen im Raum Zell auftretenden konkordanten „Lagergängen“ hatten nur einige wenige bergmännischen Wert. Der Abstand der einzelnen Lager eines Reviers untereinander beträgt in der Regel 10–20 m. Von den etwa zehn Lagern des Hainzenberger Reviers wurden nur zwei im E (Anton- und Johannlager) bedeutend verhauen, allein das Friedrichlager als wirtschaftlich wichtiges oberhalb der Sohle des Unterbaustollens durchgehend gebaut.

Die „Mächtigkeit“ der Quarzitlager einschließlich der sie begleitenden goldhaltigen Phyllite beträgt selten mehr als 1,0 m, der Gehalt an ausbringbarem Waschgold bewegte sich zwischen 1,5–3,1 g/t. Die Vererzung besteht aus Freigold, Arsenkies, Pyrit, akzessorisch treten Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Kupferglanz, Magnetkies, Gersdorffit, Kobaltglanz, Cubanit und Ullmannit (?) auf (A. MAYR, 1822; A. R. SCHMIDT, 1868; O. SCHULZ, 1977, 1979; O. SCHULZ und H. WENGER, 1980).

#### 4.1.1. Hainzenberg

Hier streicht das auf ca. 850 m ausgelängte Friedrichlager mit 85° und fällt 70° S gleich den übrigen Lagern des Hainzenberger Zuges; durchschnittliche Mächtigkeit 1,0–1,5 m. Streckenweise gabelt sich das Lager in zwei Trümmer mit einem dazwischenliegenden tauben Mittel (Phyllit) und erreicht damit Mächtigkeiten von fast 4,0 m. Die maximal angetroffenen Mächtigkeiten wurden mit 10 bzw. 13 m angegeben. Innerhalb des Lagers traten drei im Streichen 50–120 m aushaltende und mit 20–30° W fallende Erzfälle (Adelsvorschübe) auf. Durch taube Zwischenmittel von 40–100 m streichender Länge waren sie voneinander getrennt und wurden bevorzugt verhaut. Von E nach W folgten aufeinander Oswald-, Brunnstollen- und im äußersten W der Friedrichvorschub, den man vom Ausbiß auf 200 m Steigerteufe bis unter die 3. Gzstr. ununterbrochen verhaute. Die nächstbeste Vererzung, der Brunnstollenvorschub, erfuhr einen kontinuierlichen Verhieb bis unter die 1. Gzstr. Noch tiefer liegende einzelne Abbaue bis unter die 3. Gzstr. waren untereinander nicht mehr durchschlägig (ISSER, 1917; A. MAYR, 1822; L. RAINER-STERNER, 1920; R. R. v. SRBIK, 1929).

Die Adelsvorschübe führten bevorzugt bläulichtrüben Quarzit („Goldquarz“, „edler Quarz“) von durchschnittlich 10 cm Mächtigkeit, die sich bei den übrigen Hainzenberger Lagern auf 2–5 cm beschränkte. Gute Erzquarzite hielten im Gegensatz zum Phyllit sehr

Tabelle 3

Ausgebrachtes Gold und Zusammensetzung des Fördergutes aus dem westlichen Friedrichlager (A. MAYER, 1882; POŠEPNÝ, 1880; A. R. SCHMIDT, 1868; J. SENNHOFER, 1856; WOLFSKRON, 1895)<sup>6)</sup>

|                         | g/t                  | Gewicht-% |
|-------------------------|----------------------|-----------|
| "Quarz"                 | <u>62</u> ; 30 - 150 | 4,8 - 14  |
| "Hauwerk" <sup>5)</sup> | 4,7                  | 35 - 49   |
| "Schiefer"              | 1,6                  | 38 - 53   |
| Fördergut               | <u>5,0</u> ; 1 - 30  | 100       |

Tabelle 4

Ausgebrachtes Gold aus den Erzfällen im Friedrichlager (J. TRINKER, 1850)<sup>6)</sup>

|  | Johann-<br>=Friedrich-<br>g/t | Brunnstollen-<br>vorschub<br>g/t | Oswald<br>g/t |
|--|-------------------------------|----------------------------------|---------------|
| "Quarz"                                      | 49,8 - 62,2                   | 24,8 - 37,3                      | 3,1 - 6,2     |
| Lagermasse<br>(="Hauwerk"<br>und "Schiefer") | 1,6 - 2,3                     | 0,8 - 1,6                        | 0,2 - 0,4     |

<sup>5)</sup> Grubenklein aus „Quarz“ und Phyllit („Schiefer“);

<sup>6)</sup> Die alten Analyseergebnisse sind mit etwa gleich großen Verlusten belastet wie die Erzaufbereitung im großen (A. BRAND, 1900).

grobkörniges, mit freiem Auge sichtbares Freigold. Der im Hangenden und Liegenden dieses „Quarzitflözes“ anstehende goldhaltige Phyllit („Schiefer“) vertaubte allmählich ohne scharfe Grenze mit ansteigender Entfernung vom Quarzit. Mit zunehmender Erschließung des Friedrichlagers nach der Teufe wuchs die Mächtigkeit des anstehenden „Goldquarzes“, im Tiefbau erreichte sie ca. 13–24 cm, davon im westlichen Teil bis ca. 0,5 m (A. R. SCHMIDT, 1883; J. SENNHOFER, 1856; H. WURZINGER, 1933).

Haldenerze:

enthielten am Hainzenberg ca. 0,5–2,0 g Au/t und sind gelegentlich mit verarbeitet worden. Die großen Wände hielt man aus und verpochte nur kleinstückige Berge; einzigen Anhaltspunkt beim Auskuttan brauchbaren Haldenmaterials bildete der Gehalt an sulfidischen Kiesen (A. MAYR, 1822).

Tabelle 5  
Ausgebrachtes Gold aus Haldenerzen (Hainzenberg) (A. MAYR, 1822)

| Jahr | t   | g Au/t |
|------|-----|--------|
| 1817 | 243 | 1,3    |
| 1818 | 431 | 0,8    |
| 1819 | 288 | 1,6    |

Tabelle 6  
Ausgebrachtes Gold aus Aufbereitungsbergen (A. R. SCHMIDT, 1883; Fahrbuch A 20, A. d. B. I.)

| Aufbereitungsberge<br>t | Feingoldausbringen<br>kg | Feingold<br>g/t |
|-------------------------|--------------------------|-----------------|
| < 4.288                 | 7.00                     | > 1,6           |

Aufbereitungsberge:

aus den Betriebsjahren 1864–66 verarbeitete die 1881–83 tätige Gewerkschaft und gewann daraus ca. 8 kg Mühlgold (mind. 7 kg Feingold). 1864–66 betrug der Durchsatz der Aufbereitung 4288 t, woraus man ein Ausbringen von 24,15 kg Feingold erzielte (5,6 g/t). Das bei der Wiederaufbereitung zusätzlich gewonnene Feingold von 7 kg entsprach einem Gehalt von 1,6 g/t erstmaligem Durchsatz. Damit erhöht sich das Gesamtausbringen der 4.288 t Roherz auf 7,2 g/t Feingold (A. R. SCHMIDT, 1883; Fahrbuch A 20, A.d.B.I.).

#### 4.1.2. Rohrberg und Tannenberg

In diesen Bergbauen traten „Modererze“ auf; der vererzte Phyllit von ca. 30 cm Mächtigkeit war infolge der Verwitterung sulfidischer Kiese zu Eisenhydroxiden braun gefärbt – daher der Name. Goldgehalt (ausgebracht) nur etwa 2 g/t, lediglich vereinzelt auftretende Quarzpartien im Theresialager (Tannenberg) hatten ähnliche Gehalte wie der „Goldquarz“ des Friedrichlagers aufgewiesen (A. R. SCHMIDT, 1868; WOLFSKRON, 1895). 100 m südlich des Tannenberges erstreckte sich das Schurfgebiet Floryani mit drei erbauten Lagern; hier entnommene Proben ergaben für eines der Lager 0,5–20 g Au/t (A. REH, 1881).

Der langjährige Durchschnitt des Mühlgoldgehaltes in Alt-Rohr betrug 2,7 g/t. Im Revier Neu-Rohr lieferten die Fördererze aus dem Goldmühl- und dem Neuhoffnungslager 0,7–7,0 g Au/t, durchschnittlich 0,7–1,6 g/t (POŠEPNÝ, 1880; L. RAINER-STERNER, 1920; A. R. SCHMIDT, [?], 1841; A. R. SCHMIDT, 1868).

#### 4.2. Aufbereitungs- und Verhüttungsprodukte

Mühlgold: Durch „Amalgamation“ gewonnenes Gold mit einem Feingehalt von 875/1000–917/1000 (POŠEPNÝ, 1880). Feingold: Mühlgold x 0,875 (Tb. 15 und 16).

„Hinwurfschliche“: Durchschnittlich konnte aus 1000 t Pochgängen 2,5–3,0 t sulfidisches Erzkonzentrat mit 62–78 g/t goldhaltigem Silber (Feingehalt im Jahr 1822: <sup>483</sup>/<sub>1000</sub>; Rest Großteil Ag) naßmechanisch separiert werden. Daraus ist ein Feinsilberausbringen von 0,1 g/t Pochgang sowie ein Beitrag zum gesamten Feingoldausbringen von 0,1 g/t Pochgang errechenbar (A. MAYR, 1822; PRAXMARER, 1839; anonym 1854, 1856).

#### 4.3. Ausbringen und Verlustursachen

Die Aufbereitung beim Zeller Bergbau brachte 49,6%<sup>10</sup> aus. Auch in den Goldbergbauen der Hohen Tauern beschränkte sich das Ausbringen auf 47,1% (K. IMHOF, 1934; ISSER, 1917).

a) Der erreichte Kornaufschluß reichte nicht aus, das Gold war noch von anderen Mineralen überzogen (s. 3.3).

b) Die Goldkörnchen waren mit einer dünnen Hülle aus Eisenhydroxiden überzogen („Modererze“); verhinderten die Amalgamation auch bei Anwendung des Destillationsverfahrens (S. JANKOVIĆ, 1967).

Tabelle 7

Durchsatz und Ausbringen zweier Jahre am Hainzenberg (A. R. SCHMIDT, 1868; H. WURZINGER, 1933)

| Jahr               | Durchsatz<br>t<br>% | "Quarz"<br>t<br>% | "Hauwerk"<br>t<br>% | "Schiefer"<br>t<br>% | Mühlgold |     |
|--------------------|---------------------|-------------------|---------------------|----------------------|----------|-----|
|                    |                     |                   |                     |                      | kg       | g/t |
| 1857 <sup>7)</sup> | 1.309,7<br>100      | 62,4<br>4,8       | 528,2<br>40,3       | 719,1<br>54,9        | 4,50     | 3,4 |
| 1866 <sup>8)</sup> | 1.528,5<br>100      | 205,4<br>13,4     | 698,0<br>45,7       | 625,1<br>40,9        | 9,86     | 6,5 |

<sup>7)</sup> Förderung stammte aus dem Verhieb des Brunnstollenvorschubs im Bereich Hauptblindschacht – 3. Gzstr. (H. SKALA, 1857)

<sup>8)</sup> Förderung zur Gänze aus dem Friedrichvorschub oberhalb der 3. Gzstr. (A. R. SCHMIDT, 1868)

Tabelle 8  
Ausbringen der Vincenzi-Gewerkschaft 1858 – 1866 (A. R. SCHMIDT, 1883)

| Jahr     | Roherz<br>t<br>Grube | Durchsatz<br>t<br>Aufbereitung | Ausbringen kg       |                     | Feingold<br>g/t |
|----------|----------------------|--------------------------------|---------------------|---------------------|-----------------|
|          |                      |                                | Feingold            | Feinsilber          |                 |
| 1858     | 533 <sup>9)</sup>    | 1.256                          | 4,254 <sup>9)</sup> | 0,125 <sup>9)</sup> | 3,4             |
| 1859     | 1.547                | 1.756                          | 6,730               | 0,019               | 3,8             |
| 1860     | 1.567                | 1.567                          | 3,438               | 0,088               | 2,2             |
| 1861     | 1.640                | 1.736                          | 6,079               | 0,165               | 3,5             |
| 1862     | 1.217                | 1.217                          | 4,145               | 0,095               | 3,4             |
| 1863     | 1.271                | 1.257                          | 4,530               | 0,118               | 3,6             |
| 1864     | 1.427                | 1.441                          | 6,692               | 0,151               | 4,6             |
| 1865     | 1.319                | 1.319                          | 8,223               | 0,104               | 6,2             |
| 1866     | 1.594                | 1.528                          | 9,236               | 0,158               | 6,0             |
| $\Sigma$ | 1.115                | 13.077                         | 53,327              | 1,023               | 4,1             |

c) In Zell durchgeführte Versuche bewiesen eine Sättigung des Quecksilbers mit feinkörnigem Gold („Staubgold“) zu Goldamalgam bei einem Gehalt von 77,8 g Au in 100 kg Quecksilber (s. 3.3.) (A. R. SCHMIDT, 1887; anonym, 1854, 1856)<sup>i)</sup>.

d) Die „Hinwurschliche“ mußten bis zum Erreichen eines schmelzwürdigen Metallgehaltes wiederholt naßmechanisch gereinigt werden. Die anschließende Verhüttung bedingte weitere Metallverluste durch Verflüchtigung (anonym, 1854, 1856).

#### 4.4. Goldgehalt des Friedrichslagers

Im Schrifttum werden immer wieder sehr hohe Goldgehalte bis zu einigen 100 g/t angegeben. Dabei handelt es sich ausschließlich um Posten von ausgeschiedenen Reicherzen („Goldquarze“) und nicht um den durchschnittlichen Gehalt der gesamten Lagermasse oder gar dem des Fördergutes (Hauwerksverdünnung) (A. BRAND, 1900; ISSER, 1917; WOLFSKRON, 1895; H. WURZINGER, 1933).

9 Gewerkschaftliche Förderung ab 1.5. d. J. Davor brachte der Staatsbetrieb noch 1,124 kg Gold aus, wodurch sich das Jahresausbringen auf 5,378 kg Feingold erhöhte (k. k. Finanzministerium, 1859).

10- Allein der vorübergehende Einsatz der Destillation steigerte das Ausbringen an Mühlgold um 27% (früheres Ausbringen = 100%). Dazu wurden vier Posten („Hauwerk“ und „Schiefer“) von je 93 t mit ca. 2,5 g/t (ausbringbares Mühlgold) verarbeitet und das erhaltene Amalgam destilliert, wodurch diese Verbesserung eintrat. Nur dieses Verfahren darf als Amalgamationsprozeß bezeichnet werden (anonym, 1854, 1856).

11 So konnte bei der Aufbereitung von 900 t Haldenerzen (Phyllite) durch die herkömmliche Behandlung des Amalgams kein Gold gewonnen, durch Destillation aber ein Ausbringen von 1,124 kg Mühlgold (1,2 g/t) erzielt werden (A. R. SCHMIDT, 1887).

1825 entnahm man 30 Schlitzproben über die gesamte Mächtigkeit des Lagers im Abstand von je 4 m von E nach W (s. Tab. 9). Damit war ein arithmetisch ermittelter durchschnittlicher Feingoldgehalt des westlichen Friedrichlagers von 9,5 g/t, im Adelsvorschub<sup>12</sup> von 12,9 g/t feststellbar (POŠEPNÝ, 1880; WOLFSKRON, 1895).

Die beprobte Mächtigkeit des Lagers wurde dabei nicht festgehalten, daher bestand die Möglichkeit, daß reiche, aber geringmächtige Erze den durchschnittlichen Goldgehalt scheinbar erhöhten<sup>13</sup>.

Tabelle 9

Feingold g/t von Schlitzproben aus dem westlichen Friedrichlager (POŠEPNÝ, 1880; WOLFSKRON, 1895).

|  |
|--|
| 0,2; 0,2; 0,4; 0,2; 0,2; 0,8; 0,6; - 5,8; 2,4; 0,5;  |
| 3,4; 3,0; 7,4; 10,9; 7,4; 8,4; 6,1; 5,8; 35,3; 7,1;  |
| 13,8; 51,0; 27,5; 23,9; 10,0; 15,7; - 2,6; 4,0; 5,7; |
| 10,0;  |

Tabelle 10

Dichte des Haufwerkes der Bergbaue Hainzenberg und Tannenberg (WOLFSKRON, 1895)

| Jahr     | verhauter Raum<br>m <sup>3</sup> | Haufwerk<br>t |   |
|----------|----------------------------------|---------------|---|
| 1811     | 864,0                            | 2.289,6       | $\rho$ = Dichte<br>M = Masse t<br>V = Volumen m <sup>3</sup><br>$\rho = \frac{M}{V} = 2,65$ |
| 1812     | 1.096,5                          | 2.904,9       |   |
| 1813     | 861,0                            | 2.280,2       |   |
| $\Sigma$ | 2.821,5                          | 7.474,7       |   |

Die Gehaltsangaben der Tab. 9 stellen Mindestwerte dar, weil nennenswerte Probiervverluste damals unvermeidlich waren. Die letzten vier Zahlen bezogen sich auf eine am Adelsvorschub aufsetzende Störung und blieben seinerzeit bei der Berechnung des Durchschnittsgehaltes unberücksichtigt, ebenso wurden die ersten sieben Zahlen für die Ermittlung des Gehaltes im Friedrichvorschub nicht herangezogen, da sie offenbar nicht mehr dem Vorschub angehörten.

12 = Friedrichvorschub.

13 Bei veränderlichen Werten für Mächtigkeiten und Metallgehalte ist es deshalb unzulässig, erst die Mächtigkeiten, dann die Metallgehalte arithmetisch zu mitteln und diese zwei Werte als durchschnittlich zu betrachten. Vielmehr muß die Haufwerksschüttung im Einflußbereich jeder Probe errechnet, danach die gesamte Metallmenge durch die gesamte Haufwerksmenge dividiert werden (W. C. PETERS, 1978; W. E. PETRASCHECK, 1961; A. A. PETROW, 1963).

Durchschnittlich betrug der Quarzgehalt von Lagermasse und Pochgut aus dem Friedrichlager 9,4 Gewicht-%. Aus einer Quarzdichte von 2,7 errechnet sich bei einer Dichte des gesamten Fördergutes von 2,65 die Dichte des Phyllits mit 2,6.

Der Aufriß von H. SKALA (1857) gibt für das Friedrichlager die jährlich verhaute Flächen im Brunnstollen- und Friedrichvorschub sowie die daraus ausgebrachten Feingoldmengen für den Zeitraum 1826–1856/57 an. Mit Berücksichtigung der Tonnlage des Lagers von 70° verhaute man während der drei Jahrzehnte in beiden Vorschüben zusammen 5.741,0 m<sup>2</sup> Lagerfläche (tonnläufig), woraus 57.736 t Pochgänge (POŠEPNÝ, 1880; nach HOCHEDER) gewonnen sowie 153,650 kg Feingold ausgebracht wurden.

Für den Raum beider Advorschübe resultiert die Pochgangschüttung 10,06 t/m<sup>2</sup> bei 3,80 m verhaute Lagermächtigkeit. Im Hauptgoldträger „Quarz“ zeigte sich in der durchschnittlichen Goldführung in g/t ein konstantes Verhältnis (arithmetische Mittel aus Tab. 4):

$$\varnothing \text{ Goldgehalt g/t: } \frac{\text{Brunnstollen-}}{\text{Friedrich-}} \text{ vorschub} = \frac{31,1}{56,0} = \frac{1}{1,8}$$

Tabelle 11

Bergwirtschaftliche Parameter des westlichen Friedrichlagers 1826–1856/57 (J. K. BAUER)

| Zeit | Jahre | LF. m <sup>2</sup> | LM. m | Roherz t | FG. kg  | Ausbringen |                  |            |                  |
|------|-------|--------------------|-------|----------|---------|------------|------------------|------------|------------------|
|      |       |                    |       |          |         | Brunn. g/t | g/m <sup>2</sup> | Fried. g/t | g/m <sup>2</sup> |
| 1826 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| -    | 5     | 881                | 3,15  | 7.348    | 35,068  | -          | -                | 4,8        | 39,8             |
| 1830 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| 1831 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| -    | 10    | 2.051              | 4,27  | 23.230   | 62,382  | 1,6        | 17,9             | 2,9        | 32,6             |
| 1840 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| 1841 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| -    | 9     | 1.714              | 3,51  | 15.957   | 33,158  | 1,5        | 13,6             | 2,7        | 24,7             |
| 1849 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| 1850 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| -    | 7     | 1.095              | 3,86  | 11.201   | 23,042  | 1,2        | 12,7             | 2,3        | 23,1             |
| 1856 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| 1826 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |
| -    | 31    | 5.741              | 3,80  | 57.736   | 153,650 | 1,4        | 14,2             | 3,1        | 31,4             |
| 1856 |       |                    |       |          |         |            |                  |            |                  |

LF. = verhaute Lagerfläche LM. = Verhaumächtigkeit  
 FG. = ausgebrachtes Feingold  
 Brun. bzw. Fried. = Brunnstollen-, Friedrichvorschub

Aus diesen Daten kann für jeden einzelnen der zwei Vorschübe die von ihm stammende ausgebrachte Feingoldmenge aus dem bekannten Gesamtausbringen beider errechnet werden. Es schließt die Ermittlung des Goldgehaltes im Lager (ohne Hauwerksverdünnung) an (Abb. 3; Tab. 12 u. 13).

Unter Einbeziehung der Aufbereitungsverluste von wenigstens 50% (s. 4.3.) ergeben sich für das Friedrichlager folgende endgültige Werte:

Um die Ergebnisse der Tb. 12 und 13 zu überprüfen, wird das überlieferte Ausbringen von 1826–56 (Tab. 11) zum Vergleich herangezogen und der Versuch unternommen, es auf Grund Tab. 4 abzuleiten.

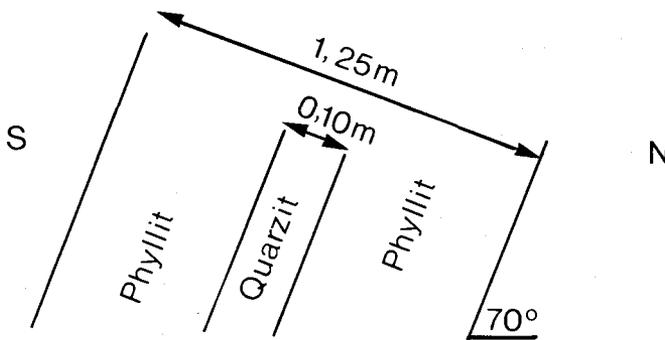


Abb. 3: N-S-Schnitt durch das Friedrichlager (ISSER, 1917; L. RAINER-STERNER, 1920)

Tabelle 12  
Feingoldausbringen aus dem Fördergut des westlichen Friedrichlagers

|                 | A      | B                   |      | C    | D                | E                                |      | F                   |     |
|-----------------|--------|---------------------|------|------|------------------|----------------------------------|------|---------------------|-----|
|                 | Dichte | g Au/t<br>Bru. Fri. |      | L. m | t/m <sup>2</sup> | g Au/m <sup>2</sup><br>Bru. Fri. |      | g Au/t<br>Bru. Fri. |     |
| Quarz           | 2,7    | 31,1                | 56,0 | 0,10 | 0,27             | 8,4                              | 15,1 |                     |     |
| Phyllit         | 2,6    | 1,2                 | 2,0  | 1,15 | 2,99             | 3,6                              | 6,0  |                     |     |
| Lager-<br>masse | 2,65   |                     |      | 1,25 | 3,26             | 12,0                             | 21,1 | 3,7                 | 6,5 |

B = aus Tb. 3 u. 4

D = A x C

E = B x D

$$F = \frac{E}{D}$$

Bru., Fri. = Brunnstollen-  
Friedrichvorschub (Tb. 12 u. 14)

Tabelle 13  
Feingoldgehalt im westlichen Friedrichlager

| g Au/m <sup>2</sup> Lagerfläche |      | g Au/t Lagermasse |      |
|---------------------------------|------|-------------------|------|
| Bru.                            | Fri. | Bru.              | Fri. |
| 24,0                            | 42,2 | 7,4               | 13,0 |

Tabelle 14  
Vergleich Ausbringen 1826–1856 mit Tab. 4 (Erklärung der Abkürzungen s. Tab. 12)

|                 | A                | B                     |      | C    | D                | E                                  |      | F                     |     |
|-----------------|------------------|-----------------------|------|------|------------------|------------------------------------|------|-----------------------|-----|
|                 | Dichte<br>$\rho$ | g Au/t<br>Bru.   Fri. |      | L.m  | t/m <sup>2</sup> | g Au/m <sup>2</sup><br>Bru.   Fri. |      | g Au/t<br>Bru.   Fri. |     |
| Quarz           | 2,7              | 31,1                  | 56,0 | 0,10 | 0,27             | 8,4                                | 15,1 |                       |     |
| Phyllit         | 2,6              | 1,2                   | 2,0  | 3,70 | 9,62             | 11,5                               | 19,2 |                       |     |
| Lager-<br>masse | 2,65             |                       |      | 3,80 | 9,89             | 19,9                               | 34,3 | 2,0                   | 3,5 |

Drei Resultate der Tab. 14 liegen um 10–15%, nur ein Wert für den Brunnstollenvorschub um 40% höher, als dem Ausbringen entspricht. Technische Gründe (s. 3.1.) zwangen zum Verhieb bedeutender Mengen armen Nebengesteins, was die nachweisbare Verhau-mächtigkeit von 3,80 m beweist. Das im Vergleich zur Berechnung niedrigere Ausbringen findet daher seine Erklärung im bereits beträchtlichen Einfluß der Hauwerksverdünnung. Daraus folgt für die Gültigkeit der Tab. 4: sie gibt nur für das unmittelbare Nebengestein des „Quarzes“ (s. 4.1.1.) zutreffende Goldgehalte an. Aus diesem Grund dürfen die Tab. 12 und 13 für das Friedrichlager (Abb. 3) als wirklichkeitsnah für die Festlegung der Größenordnung der Goldführung angesehen werden. Auch die Schlitzbeprobung (s. Tab. 9) ergibt trotz ihrer Unzuverlässigkeit ähnliche Werte.

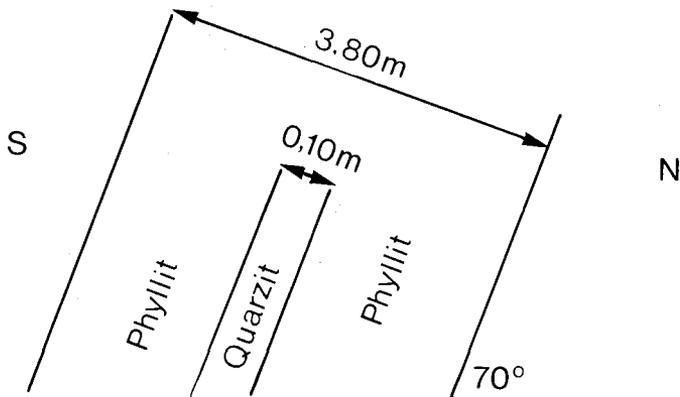


Abb. 4: N-S-Schnitt durch das 1826–1856 verhaute Friedrichlager

4.5. Produktionsübersicht des Zeller Bergbaues  
(POŠEPNÝ, 1880; A. R. SCHMIDT, 1868, 1883; WOLFSKRON, 1895)

Tabelle 15  
Produktion 1660–1866

| Zeit  | Hainzenberg |             |            | Rohrberg <sup>14)</sup> |             |            | Zusammen    |             |            |
|---|-------------|-------------|------------|-------------------------|-------------|------------|-------------|-------------|------------|
|   | Roherz<br>t | Fein.<br>kg | Fe.<br>g/t | Roherz<br>t             | Fein.<br>kg | Fe.<br>g/t | Roherz<br>t | Fein.<br>kg | Fe.<br>g/t |
| 1660<br>–<br>1713   |             |             |            |                         |             | 15)        | 51.075      | 53,6        | 1,1        |
| 1714<br>–<br>1819   | 82.944      | 625,7       | 7,5        | 63.300                  | 148,8       | 2,4        | 146.244     | 774,4       | 5,3        |
| 1820<br>–<br>1857   | 67.704      | 188,6       | 2,8        | 7.001                   | 6,7         | 1,0        | 74.705      | 195,2       | 2,6        |
| 1858<br>–<br>1866   | 13.077      | 53,3        | 4,1        | –                       | –           | –          | 13.077      | 53,3        | 4,1        |
| 1660<br>–<br>1866   | 163.725     | 867,6       | 5,3        | 70.301                  | 155,5       | 2,2        | 285.101     | 1.076,5     | 3,8        |
| Fein.= Fe. = Feingold. Daten für 1660 – 1819 nach ALBERTI in POŠEPNÝ (1880), 1820 – 57 nach HOCHEDER in POŠEPNÝ (1880), 1858 – 66 nach A.R. SCHMIDT (1883). |             |             |            |                         |             |            |             |             |            |

Tabelle 16  
Gesamtproduktion Zells von ca. 1600–1870

| Zeit              | Roherz t | Feingoldaus-<br>bringen kg | Feingoldinhalt<br>g/t | Feingoldaus-<br>bringen g/t |
|-------------------|----------|----------------------------|-----------------------|-----------------------------|
| 1600<br>–<br>1870 | >300.000 | >1.100                     | 7,6                   | 3,8                         |

<sup>14)</sup> 1793 letztes Betriebsjahr Alt-Rohr. Neu-Rohr 1828–1837;

<sup>15)</sup> 1660 – 1722 gewann man von Alt-Rohr 85,56 kg Mühlgold ohne Angabe der verarbeiteten Roherzmenge oder des Goldgehaltes in g/t, die in diese Tabelle nicht Eingang fanden (POŠEPNÝ, 1880).

## 5. Anhang

### 5.1. Umrechnung alter in metrische Einheiten

1 Wiener Klafter (Lachter) = 6 Fuß = 72 Zoll = 1,897 m

1 Wiener Zentner = 100 Pfund = 200 Mark = 56,27 kg

1 Mark = 16 Lot = 281 g

1 Lot = 4 Quintl (Quentl) = 16 Denär = 17,5 g

1 Münzpfund = 1 Mark 12 Lot 2 Quintl = 499,75 g

(E. J. FRITZ, 1971; A. R. SCHMIDT, 1868; Bunsenamt für Eich- u. Vermessungswesen Innsbruck Zl. 353/79.)

### 5.2. Erklärung der Abkürzungen

fl. = florin = Gulden

g = Gramm, kg = Kilogramm, t = Tonne

Gzstr. = Gezeugstrecke = Tiefbausohle

l = Liter

m<sup>3</sup>, m<sup>2</sup>, m = Kubik-, Quadratmeter, Meter

s. = siehe

sec = Sekunde

ta = Tag

Tab. = Tabelle

Ø = Durchmesser oder Durchschnitt

Σ = Summe

### Literaturverzeichnis

BAUER, J. K.: Die Ermittlung bergwirtschaftlicher Parameter am Beispiel des verlassenen Goldbergbaues Zell im Zillertal (im Druck).

BORN, I. und TREBRA, F. W. H. (Hrsg.): Bergbaukunde. I. u. II. Bd, Leipzig 1789 u. 1790.

BRAND, A.: Gutachten über das Goldvorkommen bei Zell am Ziller und über die Wiederaufnahme des Betriebes daselbst.- 9 S. Gross-Lichterfelde/Berlin 1900.

CANAVAL, R.: Das Goldfeld der Ostalpen und seine Bedeutung für die Gegenwart.-Berg- u. Hüttenmänn. Jb., 68. Bd, S. 67-110, Wien 1920.

EDER, J.: Bericht. - 4 S., Wien 1935, A. d. B. I.

Finanzministerium, k. k. (Hrsg.): Die Verwaltungs-Berichte der k. k. Berghauptmannschaften über Verhältnisse und Ergebnisse des österreichischen Bergbaues im Verwaltungsjahre 1858. - Wien 1859.

FRITZ, E. J.: Alte Berg- und Bergbaurechte in der Herrschaft Kitzbühel, Tirol. - Österr. Berg- und Hüttenkalender 1972, S. 94-106, Wien 1971.

IMHOF, K.: Das Adelsgesetz für das Goldfeld der Hohen Tauern im Sonnblickmassiv.- Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb., 82. Bd, H. 1, S. 1-16, Wien 1934.

ISSER, M. v.: Der Goldbergbau in Zell a./Ziller. 7 S., Hall in Tirol 1917, A. d. B. I.

JANKOVIĆ, S.: Wirtschaftsgeologie der Erze. - Springer-Verlag, Wien - New York 1967.

MAYR, A.: Operat über den Goldbergbau im Zillertal. - 1822. A. K. 875.

PETERS, W. C.: Exploration and Mining Geology. - John Wiley & Sons, New York - Chichester - Brisbane - Toronto 1978.

PETRASCHECK, W. E.: Lagerstättenlehre. - 2. Auflage, Wien 1961.

PETROW, A. A.: Über die Unanwendbarkeit der Methode des Wägens bei der Berechnung des Durchschnittsgehaltes. - Zeitschr. f. angewandte Geologie, Bd. 9, H. 7, S. 345-348. - Berlin 1963.

- POŠEPNÝ, F.: Archiv für practische Geologie. – Bd. I, Wien 1880.
- PRAXMARER: Kurze Beschreibung von dem K. K. Goldbergbau Zell am Ziller in Tyrol. – 6 S., Zell 1839. A. K. 875.
- PÜHRINGER, J. u. SENNHOFER, F.: Commissions Protocoll. – 1816. A. K. 875.
- RAINER-STERNER, L.: Plan zur Beschürfung der Goldlagerstätten bei Zell am Ziller (Tirol). – 4 S., Natters 1920.
- REH, A.: Pro memorial über die goldführenden Lagerstätten der Umgebung von Zell am Ziller. Unveröff. Bericht 1881, Archiv der Geol. B.-A. Wien.
- SCHAUENSTEIN, A. (Hrsg.): Denkbuch des österreichischen Berg- u. Hüttenwesens. – Verlag des k. k. Ackerbau-ministeriums, Wien 1873.
- SCHMIDT, A. R.: Goldbergbau zu Zell am Ziller, Hauptkarte vom Heinzenberg und einen Theil v. Tannberg. – 1840. M = 1: 720. A. d. B. I.
- SCHMIDT, A. R. (?): Bericht über den gegenwärtigen Zustand und die künftigen Aussichten des gewerkschäftlichen Goldbergbaues zu Rohr bei Zell im Zillerthale. – 6 S., Hall 1841. A. K. 875.
- SCHMIDT, A. R.: Die Bergbaue im Unterinntale. – Berg- u. Hüttenmänn. Ztg., 27. Jg., Nr. 2, S. 10 f.; Nr. 7, S. 53–55; Nr. 8, S. 61 f., Leipzig 1868.
- SCHMIDT, A. R.: Beiträge zur Geschichte der tirolischen Bergbaue. – Österr. Zeitschrift f. Berg- und Hüttenwesen, 31. Jg.; Nr. 5, S. 64–65, Wien 1883.
- SCHMIDT, A. R.: Vom Goldausbringen durch Quecksilber. – Bote für Tirol und Vorarlberg, S. 1389 u. 1397. Innsbruck 1887.
- SCHULZ, O.: Zusammenstellung der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe in Nord-, Ost- und Südtirol. – Tiroler Heimat, Jb. für Geschichte und Volkskunde, 41. Bd., Innsbruck 1977.
- SCHULZ, O.: Die Lagerstätten Nord-, Ost- und Südtirols. – Erzmetall, Bd. 32, H. 1, S. 12–17, Stuttgart 1979.
- SCHULZ, O. und WENGER, H.: Die Goldlagerstätte Zell am Ziller, Tirol. Eine lagerstättenkundliche Betrachtung. – Jb. d. Geol. B.-A., S. 113–141, Wien 1980.
- SENNHOFER, J.: Über Amalgamazion von Erzen. – Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1. Jg., Nr. 21, S. 165–167, Wien 1853.
- SENNHOFER, J.: Gold-Amalgamations-Versuche in Zell vom k. k. Verwalter Sennhofer in Brixlegg. – Zell 1855. W 5614, 25; L. F.
- SENNHOFER, J.: Versuche und daraus hervorgegangene Erfahrungen bei der Aufbereitung göldischer Zeuge in Zell am Ziller. – Österr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen, 4. Jg., S. 283 ff., Wien 1856.
- SKALA, H.: Karte vom k. k. Goldbergbau Zell am Ziller. – 1857. M = 1: 720, Nr. 759 do 1857, A. d. B. I.
- SPERGES, J. v.: Tyrolische Bergwerksgeschichte. – Wien 1765.
- SRBIK, R. R. v.: Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. – Berichte des naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines in Innsbruck, XLI. Bd. 1924/25 bis 1928/29, Innsbruck 1929.
- TRINKER, J.: Der Adelsvorschub am Heinzenberg und Kleinkogl. – Jb. der geologischen Reichsanstalt, 1. Jg., S. 213–220, Tafel V, Wien 1850.
- WOLFSKRON, M. v.: Zur Geschichte des Zeller Goldbergbaues. – Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 43. Jg., Nr. 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34; Wien 1895.
- WURZINGER, H.: Gutachten über das Goldvorkommen bei Zell a. Ziller in Tirol. – 13 S., Innsbruck 1933. A. d. B. I.
- anonym: Sennhofer's verbesserte Goldamalgamations-Methode. – Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 2. Jg., Nr. 5, S. 34–35, Wien 1854.
- Resultate des Sennhofer'schen und des Urbas'schen Amalgamir-Verfahrens. – Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 4. Jg., S. 285–287, Wien 1856.
- Fahrbuch A 20 Zell am Ziller. – A. d. B. I.
- (Feilbietung der staatlichen alpinen Goldbergbaue). – Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen, 5. Jg., Nr. 21, S. 167 f., Wien 1857.

#### Zeitungen:

- (Einstellung des Zeller Goldbergbaues). – Inn-Zeitung, Nr. 156, S. 907; Nr. 157, S. 911, Innsbruck 1862.
- (Auflassung des Goldbergwerkes zu Zell). – Tiroler Stimmen, Jg. 1862, S. 958, Innsbruck 1862.
- (Ersäufung des Hainzenberger Tiefbaues bei Zell). – Bote für Tirol und Vorarlberg, 55. Jg., Nr. 251, S. 1283 f., Innsbruck 1869.

PLATTER, J. C.: Das Goldbergwerk bei Zell a. Z. – Bote für Tirol und Vorarlberg, S. 1489 f, 1497, 1589, Innsbruck 1883.

Das Zeller Goldbergwerk. – Tiroler Grenzboten, 30. Jg, Nr. 6, S. 4, Kufstein 1900.

Anmerkung zur Quellenlage:

L. F. = Landesmuseum Ferdinandeum in Innsbruck.

A. d. B. I. = Archiv der Berghauptmannschaft Innsbruck (Unveröffentlichte Berichte und Gutachten).

A. K. 875 = Archivkarton Nr. 875 (Goldbergbau betr. 1815–1858 Varia) laut „Repertorium 163 Montanistika“ des Tiroler Landesarchivs in Innsbruck.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. 2. 1980.

|                    |                |                  |            |                      |
|--------------------|----------------|------------------|------------|----------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 1 | S. 169-229 | Wien, September 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|------------|----------------------|

# Conodontenstratigraphie am Steirischen Erzberg (Nördliche Grauwackenzone)

Von Hans Peter SCHÖNLAUB, Gerd FLAJS und Friedrich THALMANN\*



Mit 11 Abb., 7 Phototafeln und 1 Tafel (= Beilage 4)

Österreichische Karte 1:50.000  
Blatt 101

Ostalpen  
 Nördl. Grauwackenzone  
 Eisenerz  
 Stratigraphie  
 Altpaläozoikum  
 Conodonten

## INHALT

|  |     |
|--|-----|
| Zusammenfassung  | 169 |
| Abstract   | 170 |
| Einleitung (H. P. SCHÖNLAUB)   | 170 |
| Dank   | 171 |
| Rückblick (G. FLAJS)   | 172 |
| Die Schichtfolge des Erzbergs (H. P. SCHÖNLAUB)  | 177 |
| Oberordoviz: Schichten unter dem Porphyroid; Blasseneck-Porphyrroid, „Übergangsporphyroid“ | 178 |
| Silur: Schwarzschiefer   | 180 |
| Devon- und Unterkarbonkalke  | 181 |
| Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“)  | 195 |
| Präbichlschichten  | 197 |
| Conodontenstratigraphie im Devon und Unterkarbon (H. P. SCHÖNLAUB)                         | 197 |
| Erhaltung der Conodontenfauna (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB)                                 | 201 |
| Tektonik (F. THALMANN)   | 203 |
| Vergleich mit den Nachbargebieten (H. P. SCHÖNLAUB)  | 206 |
| Schlußfolgerung (H. P. SCHÖNLAUB)  | 210 |
| Literatur  | 211 |

## Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit behandelt die conodontenstratigraphische Datierung der nichtvererzten karbonatischen Schichtfolgen des Paläozoikums am Steirischen Erzberg in der Nördlichen Grauwackenzone. Conodonten liegen vor aus dem oberordovizischen „Übergangsporphyroid“-Niveau, aus dem Unterdevon (Lochkov- bis Daleje-Stufe), weiters mit Vorbehalt aus dem Mitteldevon (Eifel) sowie dem älteren Oberdevon. Dieser Zeitabschnitt ist zusammen mit Unterkarbon an mehreren Stellen auch in Umlagerungsprodukten (Spaltenfüllungen und Kalkbrekzien mit Mischfaunen) nachgewiesen. In der Regel liegen die Resedimente reliefartig über jüngerem Unterdevon.

\* Adressen der Autoren: Dr. Hans P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Postf. 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien, Österreich; Dr. Gerd FLAJS, Institut für Paläontologie, Universität, Nußallee 8, D-53 Bonn; Dr. Friedrich THALMANN, VÖEST-Alpine AG, Hauptverwaltung Leoben, Peter-Tunner-Straße 15, A-8700 Leoben, Österreich.

Daraus resultiert eine maximale Schichtlücke vom jüngsten Unterdevon bis in das Visé. Der entsprechende Zeitabschnitt ist in den Komponenten der Brekzien vertreten. Diese Feststellung läßt den Schluß zu, daß während dieser Zeit fortlaufend Sedimentation bis in die Visé-Stufe stattfand. Die Brekzienbildung wird mit synorogenen Bewegungen im Visé erklärt. Sie leitet die Transgression der klastischen Eisenerzer Schichten ein, die dementsprechend über einem Relief der älteren und zumeist unterdevonischen Unterlage folgen.

Das zuerst am Erzberg erkannte Phänomen von Schichtlücken wird durch Neubefunde in der Umgebung ergänzt und gestützt. Die abgeleiteten geodynamischen Vorgänge stimmen mit der in anderen Gebieten der Ost- und Südalpen gefundenen Ereignisfolge zu Beginn des variszischen Umbruchs in auffallender Weise überein.

Der Erhaltungszustand des überlieferten Conodontenmaterials wird ausführlich analysiert und abgebildet. Die durch die Metamorphose(n) hervorgerufenen Veränderungen betreffen hauptsächlich Farbe, Körnigkeit der Oberfläche und Mineralneubildungen. Die thermische Einwirkung auf die conodontenführenden Kalke dürfte den Wert von 300° weit überschritten haben.

### Abstract

The paper deals with conodont biostratigraphy from Lower Paleozoic rocks of the iron mine of the Styrian Erzberg. The limestone succession not altered into siderite or ankerite has yielded conodont faunas of Upper Ordovician to Lower Carboniferous ages. Main emphasis has been drawn on Lower Devonian strata which dominate the whole sequence ("Sauberg Limestone"). Within the Sauberg Lst. conodonts belonging to the Lochkovian, Pragian, Zlichovian and Dalejan stages have been recognized. Middle Devonian conodonts may be present too; however, stage of preservation does not permit any exact identification. This is also true for conodonts presumably as old as Frasnian.

The Devonian sequence mentioned above is unconformably overlain by rocks of Carboniferous age, with a limestone breccia at its base and clastic rocks above ("Eisenerzer Schichten"). The breccia contains reworked and mixed conodonts representing a continuous series of Frasnian to Dinantian strata. The youngest fauna incorporated in the breccia suggests a Lower Viséan age for the formation of this unit and thus indicates an early event of the Variscan orogenic cycle.

Additional information has been derived from Devonian rocks in the surroundings of the iron mine which supports the data and conclusions drawn in this report. Also, they are in good agreement with data from other regions of Lower Paleozoic in the Eastern and Southern Alps, e. g., the Graz Paleozoic, the Karawanken Alps, and the Carnic Alps.

Stage of preservation of the conodont fauna is described and illustrated. The main alteration caused by metamorphism and temperatures of more than 300° degrees affects color, recrystallization of the conodont surface and formation of new minerals, which presumably are feldspar and quartz.

## Einleitung

(H. P. SCHÖNLAUB)

Seit den Anfangszeiten der geologischen Erforschung Österreichs waren der Steirische Erzberg und seine Umgebung aufgrund ihrer Eisenerzlagerstätten bevorzugte Untersuchungsgebiete. Der Raum um Eisenerz zählt deshalb wohl zu den am häufigsten bearbeiteten Bereichen der Ostalpen. Neben seiner wirtschaftlichen Bedeutung ist dieses Gebiet aber auch wegen seiner für den Ostabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone scheinbar geringen metamorphen Überprägung der Gesteine und den dadurch überlieferten Fossilien seit rund 130 Jahren ein „locus classicus“ für die Erforschung der Stratigraphie und der Tektonik des ostalpinen Paläozoikums. Diese Tatsache wurde jedoch in der Vergangenheit nicht von allen Seiten erkannt und entsprechend genützt. F. HERITSCH, 1931: 138, bemerkte dazu:

„Die Untersuchungen des Erzberges nach dem Jahre 1866 haben sich zwar mit der Frage der Genesis des Erzlagers und mit dem tektonischen Bau beschäftigt, ohne auch nur den Versuch zu machen, stratigraphisch und damit auch tektonisch die Bedeutung der bekannten Versteinerungen auszunützen – ganz in Verkenning der Tatsache, daß eine gesicherte Stratigraphie die einzig mögliche Grundlage einer gesunden Tektonik sein kann.“

Die Kritik von F. HERITSCH sehen wir heute zwar in einem anderen Licht, im Grunde ist sie aber auch nach fast 50 Jahren noch berechtigt.

Entgegen den Erwartungen der Stratigraphen glückten nämlich in den Eisenerzer Alpen kaum weitere Funde von Makrofossilien, auf denen die Stratigraphie in diesem Segment der Grauwackenzone aufbauen konnte. Der Hauptgrund für diese Versteinerungsarmut liegt in der intensiven Durchbewegung sämtlicher Gesteinsglieder während der variszischen und alpidischen Orogenesen, durch die die Schiefermassen zu Phylliten umgewandelt wurden und die Karbonate zu Bänderkalken und sogar zu Marmoren deformiert und umkristallisiert wurden.

Sosehr die frühen Fossilfunde daher Bewunderung verdienen – sie genügen aufgrund ihrer unzureichenden Erhaltung nicht den Ansprüchen, die die moderne Biostratigraphie für eine präzise Auswertung an sie stellt! Dazu kommt, daß in keinem Fall eine exakte Lokalisierung der Fundpunkte mehr möglich ist, worauf bereits D. STUR, 1865, hinwies. Dieser Mangel wiegt umso schwerer, da der Erzberg von zahlreichen Brüchen zerlegt wird und nur mit Hilfe stratigraphischer Leithorizonte die komplizierte Tektonik aufgelöst werden kann.

Als ein weiteres Problem am Erzberg ist die Gleichförmigkeit der karbonatischen Schichtfolgen zu nennen, die kaum eine vertikale Gliederung und zuverlässige Korrelation einzelner Schichten über mehrere Etagen hinweg erlaubt.

Erschwerend ist schließlich auch, daß die Spatvererzung mindestens zwei Drittel der am Erzberg vorhandenen Karbonate erfaßt und stratigraphische Untersuchungen daher auf den nichtvererzten Restanteil beschränkt bleiben müssen.

Diese Schwierigkeiten zusammen sind also bei allen Forschungen am Erzberg zu berücksichtigen, gleichgültig, ob der Genese der Lagerstätte, der Tektonik oder dem Alter des Gesteins nachgegangen wird. Es lag daher nahe, am Erzberg conodontenstratigraphische Untersuchungen durchzuführen, zeichneten sich doch in letzter Zeit durch den Einsatz dieser Methode überraschende Erfolge in solchen Gebieten ab, in denen entweder Makrofossilien sehr selten vorkommen und/oder die Gesteine von einer Metamorphose betroffen wurden.

Die in den folgenden Abschnitten auf der Basis der neuen Untersuchungsmethodik mitgeteilten bisherigen Ergebnisse weichen verständlicherweise von den bisherigen Vorstellungen erheblich ab.

#### Dank

Für das Interesse an dieser Arbeit und die Förderung dieser Untersuchungen danken die Autoren Herrn Vorstandsdirektor Bergtrat h. c. Dipl.-Ing. H. Juvancic und Bergdirektor Bergtrat h. c. Dipl.-Ing. Manfreda von der VÖEST-ALPINE AG; bei der Probenahme waren Herr Obersteiger Lenz und Herr Pucher, beide Eisenerz, überaus wertvoll. Der Geologischen Bundesanstalt sei für die Bereitstellung großer Mengen von Chemikalien und Laborhilfskräften (Herr Zagler) besonders gedankt. Die Arbeiten erfolgten im Zusammenhang mit der geologischen Neuaufnahme des Paläozoikums von Blatt 101, Eisenerz. FLAJS dankt dem Institut für Paläontologie der Universität Bonn für die Erlaubnis zur Benützung der Laboreinrichtungen.

Die mitgeteilten Untersuchungsergebnisse sind ein Beitrag zum Projekt „Ecostratigraphy“.

## Rückblick

(G. FLAJS)

Bereits in der ersten Bearbeitung des Erzberges und seiner Umgebung beschrieben V. I. R. v. PANTZ & A. J. ATZL, 1814, alle – auch nach heutiger Kenntnis – vorliegenden Gesteine und die Grundzüge ihrer Lagerung. Über dem „Urgebirge“ im Bereich von Vordernberg folgt das „Übergangs“- oder „Grauwackengebirge“, bestehend aus „Übergangs-Thonschiefern“ (den heutigen Feinschichtigen Grauwackenschiefern), „Übergangs-Kiesel-schiefern“, „eine(r) Art Übergangsporphyr und porphyrtigen Trappgesteins von mächtiger Verbreitung“ (dem heutigen Blasseneck-Porphyr) sowie hauptsächlich aus „Übergangskalkstein“. Den Abschluß der Schichtfolge bildet das „Flötzgebirge“ mit dem „Flötzgypsgebirge“ sowie den bunten Konglomeraten und Sandsteinen der Präbichlschichten.

Auch was die Genese der Lagerstätten betrifft, wurden bereits in dieser Frühzeit alle Möglichkeiten der Entstehung diskutiert (P. TUNNER, 1847: „im heissflüssigen Zustand emporgedrungen“; A. v. MORLOT, 1850: Abscheidung aus Quellen; M. v. LIPOLD, 1854 (Salzburger Grauwackenzone), A. v. SCHOUPPÉ, 1854: sedimentäre Entstehung; F. v. ANDRIAN, 1862: durch eine „metamorphe Action“ nach Ablagerung der Kalke und der Präbichlschichten). Schon früh wurden auch die ersten geologischen Karten des Erzberges angefertigt (F. v. FERRO, 1847; A. v. SCHOUPPÉ, 1854; fide E. SPENGLER, 1926 im Archiv der GBA).

Die von V. I. R. v. PANTZ & A. J. ATZL beschriebene Abfolge wurde von F. v. FERRO, 1847, bestätigt. Er rechnete allerdings den Blasseneck-Porphyr als klastisches Gestein, als „Körnige Grauwacke“ (erstmalig? H. J. ANKER, 1835) zu den „Älteren Grauwackenschiefern“ (im Unterschied zu den „Jüngeren Grauwackenschiefern“ = Präbichl- und Werfener Schichten). Dieser Deutung als Sedimentgestein schlossen sich in der Folge alle Autoren an (z. B. F. v. HAUER & F. FÖTTERLE, 1855, A. MILLER, 1864, D. STUR, 1871, F. v. HAUER, 1872, G. STACHE, 1884), wobei sich noch F. BECKE, 1887, aufgrund petrographischer Untersuchungen für diese Interpretation aussprach.

Einen großen Fortschritt gegenüber den bisherigen Altersgliederungen brachte die von D. STUR, 1865 a, b, 1866 a, b, erstmals beschriebene, teilweise von E. SUESS und J. BARRANDE bestimmte kleine Trilobiten-, Brachiopoden-, Cephalopoden- und Korallenfauna des Sauberger Kalkes am Erzberg, die von F. HERITSCH, 1931, und F. CZERMAK, 1931, neu beschrieben wurde. D. STUR, 1871, faßte die bis dahin vorliegenden Befunde zusammen und parallelisierte sie mit den Etagen E, F und G der böhmischen Gliederung. Bis zu den nächsten Fossilfunden sollten noch weitere rund 50 Jahre vergehen, und schon M. VACEK, 1886 b, beklagte die „notorische Petrefactenarmuth“ des Eisenerzer Raums.

G. STACHE, 1884, gelangte – auch anhand fazieller Vergleiche mit den Karnischen Alpen – zu einer analogen Gliederung: Über den am Erzberg nicht vorhandenen Phylliten und „krystallinen Kalken“ im W folgt „Normales Untersilur“ (bis zum unteren Llandovery = Feinschichtige Grauwackenschiefer), darüber (nicht am Erzberg) schwarze Schiefer und Orthocerenkalk des „Normalen Obersilurs“, die der „Wenlock- und Ludlow-Gruppe“ zugerechnete Körnig-Schiefrige Grauwacke und die dem „Subdevonischen Übergangs- oder Obersilur“, zugehörige „Erzberger Riffkalk-Gruppe“.

Der Blasseneck-Porphyroid, die „Körnige Grauwacke“, erfuhr 1886 eine weitere Umdeutung durch H. v. FOULLON, 1886, der sich aufgrund chemischer Analysen für eine Gneis-Natur dieses Gesteins aussprach. Diese Ansicht beeinflusste in den folgenden Jahren in starkem Maße die Vorstellungen über den Bau des Erzberges und der Nördlichen Grauwackenzone insgesamt. Vor allem M. VACEK vertrat in zahlreichen Arbeiten (u. a. 1886, 1900, 1906, H. VACEK & E. SEDLACZEK, 1903, vgl. Abb. 1) seine Auffassung eines basalen alten Blasseneck-„Gneiss-Kernes“, der in mehreren Aufbrüchen zutage tritt und an den die weiteren Schichtglieder, das Hangende jeweils unkonform über dem Liegenden, angelagert

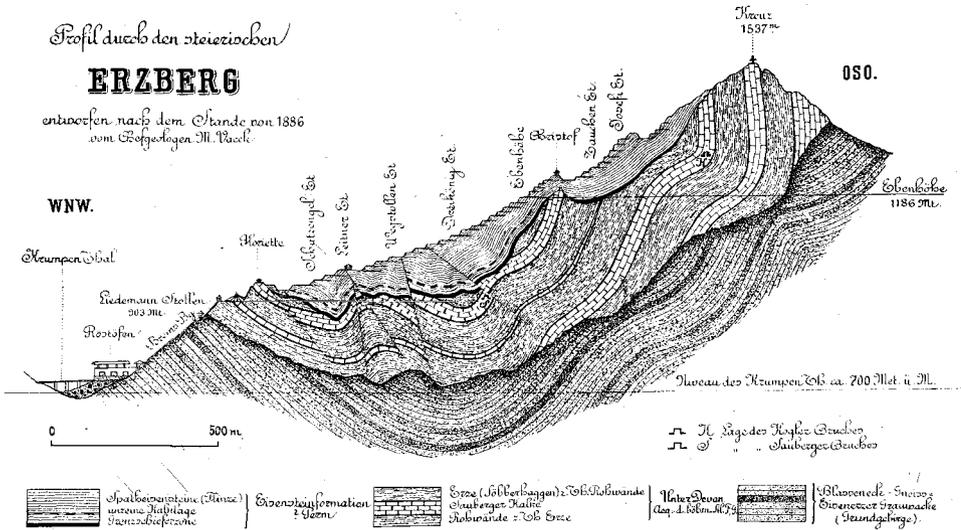


Abb. 1: Geologisches Profil durch den Steirischen Erzberg mit dem eingemuldeten Blasseneckgneis (= Blasseneck-Porphyroid) als alter Unterlage. Nach M. VACEK 1900.

seien: die Kieselschiefer und Orthocerenkalke des Obersilurs (nicht am Erzberg ausgebildet); das Unterdevon des Sauberges Kalkes und die liegenden Rohwandvorkommen; die „Eisensteinformation“ mit Flaserkalken, die wegen ihrer Position immer unmittelbar unter der Trias, der faziell abweichenden Ausbildung des sicheren Devons und Karbons sowie aus Vergleichen mit dem Rotliegenden und dem englischen Unterperm als wahrscheinlich permischen Alters angesehen wurde (aufgrund der Position unter den Präbichlschichten nahm bereits A. MILLER, 1864, ein triadisches Alter des Erzes an). Die Grauwackenschiefer faßte er mit den Phylliten weiter westlich zusammen und stellte sie ins Hangende des „Blasseneck-Gneises“. M. VACEK & E. SEDLACZEK, 1903, beschrieben erstmals ausführlich den „Grenzschiefer“ (Zwischenschiefer bzw. heute Eisenerzer Schichten), der die beiden unkonformen Einheiten des Unterdevons (Sauberges Kalk) im Liegenden und des Haupterzlagers trennt.

Dieser Zwischenschiefer, der die den Kern der Erzbergmulde bildenden Kalke in einen Liegend- und Hangendanteil trennt, spielte in der Folge eine entscheidende Rolle für die Vorstellungen über den Bau des Erzberges, je nach der Zurechnung zu den Feinschichtigen Grauwackenschiefern der Erzberg-Unterlage (z. B. J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922, die bereits Vorkommen von Porphyroid im Zwischenschiefer erwähnen, ebenso wie K. A. REDLICH, 1923, 1931; W. PETRASCHKEK, 1932; F. ANGEL, 1939), seiner Einstufung in das Silur (E. SPENGLER, 1925, E. SPENGLER & J. STINY, 1926), in das Karbon (E. HABERFELNER, 1933, 1937) oder sogar – im Vergleich mit den Werfener Schiefen – in die Trias (u. a. K. A. REDLICH, 1916, F. HERITSCH, 1922). A. KERN, 1927, G. HIESSELEITNER, 1929, F. HERITSCH, 1943, und zuletzt H. HAJEK, 1966, betrachteten den Zwischenschiefer als primär-sedimentär den Kalken eingelagert.

Die Porphyroid-Natur des Blasseneck-Porphyroids wurde von T. OHNESORGE, 1905, für den westlichen, von K. A. REDLICH, 1907, für den östlichen Abschnitt der Grauwackenzonen nachgewiesen. Infolge der weiten Verbreitung dieses Ergußgesteins (F. ANGEL, 1918: Quarzkeratophyr; nach H. MOSTLER, 1970, als Ignimbrit gedeutet) wurde er seitdem als markanter Leithorizont angesehen. Lediglich E. HABERFELNER, 1935, 1937, verließ die Deutung als Ergußgestein zugunsten einer oberkarbonen oder permischen Porphyroid-Intrusion längs der Überschiebungsfläche der „Riffkalk-Decke“ (u. a. Erzberg) über die Schiefer des Unterkarbons (= Feinschichtige Grauwackenschiefer). Seine stratigraphische Einstufung war allerdings beträchtlichen Schwankungen unterworfen: Anfangs wurde er fast allgemein als jungpaläozoisch angesehen (Ober-)Karbon oder Perm: u. a. K. A. REDLICH, 1908, 1916; F. HERITSCH, 1910 b, 1911, 1922; F. ANGEL, 1939). Seit E. SPENGLER, 1925, setzte sich jedoch die Vorstellung eines altpaläozoischen Alters durch (R. SCHWINNER, 1927, 1929 u. a., F. HERITSCH, 1932, 1943, H. R. v. GAERTNER, 1934, K. METZ, 1951, H. P. CORNELIUS, 1941 usw.), wozu vor allem die Beschreibung der dem Porphyroid auflagernden „Caradoc“-Fauna der Polsterquarzite durch F. HERITSCH, 1927 a, beitrug (eine umfassende Darstellung der unterschiedlichen Einstufung sowie der tektonischen Gliederungen findet sich bei H. P. CORNELIUS, 1952, vgl. auch F. THALMANN, 1975).

Die biostratigraphische Gliederung des Eisenerzer Raumes wurde nach 1900 durch eine Reihe von Fossilfunden in der Umgebung des Erzberges präzisiert. F. HERITSCH, 1905, 1907, 1910 a, b, 1918, 1927 b, beschrieb mehrere Korallenfunde aus den devonischen Kalken sowie 1927 a die „Caradoc“-Fauna der Polsterquarzite (Neubeschreibung durch A. v. SCHOUPPE, 1950, vgl. auch G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die von F. HERITSCH, 1931 b, und E. HABERFELNER & F. HERITSCH, 1932, aus den Kieselschiefern des dem Erzberg benachbarten Sauerbrunn- und Weiritzgrabens beschriebenen Graptolithen, die die Zonen 4, 8–10, 12, 19–24 und 33 belegen sollten, sind allerdings nach H. JAEGER, 1969, größtenteils als anorganische Strukturen anzusehen, der Rest ist unbestimmbar.

Eine ganz erhebliche Komplizierung des Baues des Eisenerzer Raumes erbrachte die (im Vergleich mit dem Hochwipfelkarbon vorgenommene) lithostratigraphische Einstufung der Gesamtheit der Tonschiefer und Sandsteine unter dem Porphyroid in das Karbon (F. HERITSCH u. a. 1910 a, 1911, 1932; E. HABERFELNER, 1935, 1937). Diese Auffassung setzte sich nicht durch und wurde bald wieder verlassen (vgl. u. a. R. SCHWINNER, 1937) und für die Feinschichtigen Grauwackenschiefer allgemein ein tiefaltpaläozoisches, meist kambroordovizisches Alter vermutet, wobei jedoch einige Autoren Anteile karbonischen Alters in diesem Schichtkomplex nicht ausschlossen (F. ANGEL, 1939, K. METZ, 1951).

Ab 1926 erschienen neben einer ganzen Reihe anderer in rascher Folge vier Arbeiten, die zu den wesentlichsten über den Eisenerzer Raum gehören. 1926 faßte E. SPENGLER in den Erläuterungen zum Blatt Eisenerz (E. SPENGLER & J. STINY) die Ergebnisse seiner Aufnahmsarbeiten zu folgender stratigraphischen Gliederung zusammen: die Feinschichtigen Grauwackenschiefer stellte er in das Kambrium und „Untere Silur“, die dunklen Ton- und Kieselschiefer sowie den Porphyroid in das „Obersilur“. Die stratigraphische Reichweite der „Erzführenden Kalke“ gab er mit oberem Silur bis Mitteldevon an.

A. KERN, 1927, 1942, beschrieb in seiner außerordentlich detaillierten Aufnahme des Erzberges erstmals den „Übergangsporphyroid“, einen während der Transgression über den Porphyroid gebildeten Aufarbeitungshorizont aus Porphyroiddetritus und Kalk. Nach A. KERN transgredieren die Kalke mit schwacher Diskordanz von SE nach NW. Diese Untersuchung erbrachte keine neuen stratigraphischen Ergebnisse, ebenso wie die vorzügliche Aufnahme des Erzberges und seiner Umgebung durch G. HIESSLEITNER, 1929, der die gesamte Schichtfolge in das „Silurdevon“ einordnete. Die Stratigraphie E. HABERFELNERS, 1937, mit der Einstufung der Schiefer in das Unterkarbon und des Porphyroids in das Oberkarbon oder Perm wurde bereits oben erwähnt.

Erst in den letzten 15 Jahren konnte die Stratigraphie des Eisenerzer Raumes durch umfangreiche Conodontenuntersuchungen auf eine wohlfundierte Basis gestellt werden (G. FLAJS, 1964, 1967 a, b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973, 1976, H. P. SCHÖNLAUB, 1977). Wenngleich diese Untersuchungen vorwiegend in dem Erzberg benachbarten Gebieten (Tulleck-Donnersalm, Polster, Radmer) durchgeführt werden, erbrachten sie durch die Einstufung der obersten Partien der Feinschichtigen Grauwackenschiefer in den Grenzbereich Caradoc/Ashgill, des Porphyroids in denselben Bereich, durch die Datierung der Polsterquarzite als Ashgill, durch den Nachweis unterschiedlicher Faziesräume im Silur, das teils mit vollständiger Schichtfolge vom Ashgill an, teils mit Schichtlücke bis ins hohe Silur dem Porphyroid auflagert, sowie durch die Datierung der hangenden Kalkkomplexe vom hohen Silur über Unter- und Mittel- bis Oberdevon, auch für den Erzberg selbst grundlegende Erkenntnisse. H. P. SCHÖNLAUB, 1977, gelang auch der Nachweis kalkigen Unterkarbons am Erzberg und dessen sedimentären Übergangs in die Eisenerzer Schichten, zu denen im Raum der Galleiten W des Erzberges auch dunkle Lydite gehören.

Ebenso wechselvoll wie die Geschichte der Stratigraphie war die der Tektonik des Eisenerzer Raumes. Die grundsätzliche Zweiteilung der Nördlichen Grauwackenzone in Veitscher und Norische Decke war bereits sehr früh erkannt worden: bereits das von F. v. LIDL, 1853, beschriebene Profil von den Seckauer Tauern in die Radmer zeigt die Lagerung der „Grauwackenzone“ über den Tonschiefern mit Graphit bei Kalwang (vgl. auch das Profil von Kraubath zum Reiting bei D. STUR, 1883). F. v. HAUER & F. FÖTTERLE, 1855, erkannten bereits das Abtauchen der Kalke des Eisenerzer Reichensteins unter den Porphyroid der Erzbergunterlage, wenngleich die jeweiligen Interpretationen noch unbefriedigend bleiben mußten.

Nachdem die den Kern der gegen N überkippten Erzbergmulde bildenden Kalke seit den Fossilfunden von D. STUR in ihrer Altersstellung  $\pm$  fixiert waren, bedingten unterschiedliche Einstufungen, v. a. des Porphyroids, der Feinschichtigen Grauwackenschiefer, seiner Unterlage und des Zwischenschiefers (s. oben), höchst unterschiedliche tektonische Konzepte. Die Ansichten M. VACEKs wurden bereits oben angeführt. Zwischen 1910 und ca. 1925 gelangte F. HERITSCH (1910 a, 1911, 1922, auch K. A. REDLICH, 1916) durch die Gleichsetzung des Zwischenschiefers und der Schiefervorkommen am Kamm Reichen-

stein-Linseck mit den Werfener Schiefen (und durch die Einstufung des Porphyroids in das Oberkarbon/Perm) zur Vorstellung eines alpidischen Deckenbaues mit engen Beziehungen zur Weyrer Tektonik. Entsprechend den Verhältnissen im Gebiet des Zeiritzkampl unterschied er die untere (Reichenstein-Linseck) und die obere (u. a. Erzberg) „Blasseneck-Schuppe“. Die Prägung der N-S-streichenden Querstrukturen um Eisenerz im Zusammenhang mit der Weyrer Tektonik wurde auch von O. AMPFERER, 1931, und zuletzt von E. CLAR, 1965, angenommen, wenngleich die Mehrzahl der Autoren (u. a. G. HIESSELEITNER, 1931, R. SCHWINNER, 1929, 1933, J. STINY, 1931, K. METZ, 1940, 1951, 1953) eben diese Strukturen als Relikte variszischer Prägung deuteten. Daß variszische Bewegungen stattgefunden haben mußten, war seit der Beschreibung der klassischen Winkeldiskordanz zwischen Altpaläozoikum und Präbichschichten, nahe der Leobener Hütte am Polster, bekannt (K. OESTREICH, 1899). K. A. REDLICH sprach sich wiederholt für variszische und alpidische Bewegungen aus, und dieser Ansicht schlossen sich fast alle späteren Autoren an, beispielsweise K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: Überschiebung der Kalke + Zwischenschiefer = variszisch, Formung der Erzbergmulde = alpidisch; H. R. v. GAERTNER, 1934, F. ANGEL, K. METZ, 1951, 1953, u. a.

J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922, parallelisierten den (porphyroidführenden) Zwischenschiefer mit den Feinschichtigen Grauwackenschiefern und gelangten dadurch ebenfalls zu einer tektonischen Zweiteilung des Erzberges, wogegen A. KERN, 1927, eine ungestörte Abfolge annahm. Durch die Auffindung des „Übergangsporphyroids“ stellte er die normal-sedimentäre Auflagerung der Kalke auf dem Porphyroid sicher, nachdem der Kontakt (auch noch später!) als Überschiebungsbahn von Devon über karbonischen bzw. permischen Porphyrroid gedeutet wurde (F. HERITSCH, 1911, 1922, 1932, W. HAMMER, 1924, K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930, F. ANGEL, 1939). Nach A. KERN ist die Ausbildung der Muldenform des Erzberges und deren Verwerfung längs des N-S-streichenden Christof-Hauptverwurfs, der sich nicht in die Permotrias fortsetzt, variszischen Alters, während sich die alpidische Tektonik auf zahlreiche kleinere Störungen beschränkt.

Zuvor gelangten E. SPENGLER, 1925, und E. SPENGLER & J. STINY, 1926, zur Vorstellung eines weiträumigen variszischen Falten- und Überschiebungsbau mit Schubrichtung gegen W bis SW, dessen Achsen sich im darüberliegenden Mesozoikum nicht abbilden. Im engeren Erzbergbereich wurden drei, jeweils durch Silurschiefer (z. T. + Porphyroid) getrennte, tektonische Einheiten unterschieden, deren Internbau durch flachwellige alpidische Faltungen überprägt wurde.

G. HIESSELEITNER, 1929, gelangte wie A. KERN zu dem Ergebnis, daß der Erzberg eine einheitliche, nicht tektonisch zweigeteilte Schichtfolge aufweist. Die variszische Tektonik beschränkt sich auf flachwelligen Faltenbau, während die Hauptprägung – die endgültige Formung der Erzbergmulde, der Schuppenbau zwischen Erzberg und Reichenstein, die Überschiebungen am Kressenberg – alpidischen Alters ist, hervorgerufen durch eine SE-NW-Bewegung der Porphyroid-Kalk-Abfolge unter der Auflast der Kalkalpen. Aufgrund seiner Aufnahmeergebnisse in der Radmer 1931 revidierte er diese Ansicht zugunsten eines vortriadischen Schuppenbaues (Radmer-Störung; vgl. auch G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973), wogegen O. AMPFERER, 1931, gerade diese Ergebnisse als Resultat alpidischer Bewegungen interpretierte.

F. HERITSCH, 1932, unterschied zwei große tektonische Einheiten: eine liegende aus Graptolithenfazies des Silurs + Hochwipfelkarbon, die hangende aus Porphyroid/Caradoc + Erzführender Kalk. Das Alter des Deckenbaues rechnete er der sudetischen (ev. bretoni-

schen) und der saalischen Phase zu. In seinen Arbeiten 1935 und 1937 gelangte E. HABERFELNER – in Analogie zu den Faziesdecken der Karnischen Alpen (auch F. HERITSCH, 1943) – zu einer Gliederung in vier Einheiten: als liegendste (W des Eisenerzer Raumes) Karbonschiefer mit Grüngesteinen; darüber die ebenfalls mit Karbon verschuppte „Graptolithengesteinsdecke“; darüber die „Flaserkalkdecke“; und als hangendste Einheit die „Riffkalkdecke“, der u. a. auch der Erzberg angehört, und die durch den karbonischen Zwischenschiefer in sich nochmals zweigeteilt ist. Das Alter des Deckenbaues gab er mit sudestisch oder erzgebirgisch an. Nach einer anschließenden Faltung der Deckenbahnen sei der Porphyroid längs der Überschiebungsbahnen während des Oberkarbons oder Perms intrudiert. Die alpidische Tektonik beschränkte sich auf die Ausbildung von Störungen.

Auch H. P. CORNELIUS und R. SCHWINNER zogen den Deckenbau nicht in Zweifel und vermuteten ein variszisches Alter. Dagegen beschränkten sich nach den Ergebnissen der gefügekundlichen Untersuchung des Erzberges durch W. FRITSCH, 1960, die variszischen Bewegungen auf einen schon synsedimentär angelegten flachwelligen Faltenbau, während sich alpidische Bewegungen in einer schwachen N-S-Einengung, die von einer kräftigen E-W-Einengung gefolgt wird, äußern.

Durch die schon oben erwähnten Condontenuntersuchungen konnten, im Gefolge der detaillierten stratigraphischen und faziellen Gliederung, auch die tektonischen Probleme einer Lösung nähergebracht werden. Die Vorstellung eines weiträumigen Schuppen- und Deckenbaues innerhalb des Paläozoikums wurde bestätigt, und sein variszisches Alter wahrscheinlich gemacht. Am Erzberg wurde durch den Nachweis des Karbon-Alters eines Teils der Kalke und der Zwischenschiefer die tektonische Zweiteilung ebenfalls bestätigt.

## Die Schichtfolge des Erzberges

(H. P. SCHÖNLAUB)

Die Schichtfolge am Steirischen Erzberg reicht vom Oberordoviz bis in das Perm. Im Variszikum überwiegen mengenmäßig bei weitem Devonkalke. Oberordoviz und an einer Stelle wenige Meter mächtiges Silur bilden die Unterlage der Lagerstätte; Karbon in einer geringmächtigen Kalkfazies und darüber in klastischer, bis 120 m mächtiger Ausbildung (= Eisenerzer Schichten, „Zwischenschiefer“), schließen die variszische Schichtfolge ab.

Die klastischen Präbichlschichten (mit der „Werfener Brekzie“ an der Basis) gehören dem postvariszischen Deckgebirge an, das allerdings nur mehr am Nordrand des Erzberges in Form von Erosionsresten erhalten ist. Sie überlagern hier transgressiv einen älteren Decken- und Schuppenbau (vgl. A. KERN, 1927, Abb. 6, u. a.). Gemeinsam mit ihrer älteren Unterlage wurden sie in alpidischer Zeit intensiv durchbewegt.



Abb. 2: Der Steirischer Erzberg/Luftaufnahme.

### **Oberordoviz-Schichten unter dem Porphyroid, Blasseneck-Porphyroid, „Übergangsporphyroid“**

Äquivalente der von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, von der Nordseite des Gerichtsgrabens beschriebenen Schiefer-Sandstein-Unterlage des Blasseneckporphyroids sind in der Lagerstätte nicht aufgeschlossen. Sie finden sich aber im Liegenden des Porphyroids in einem NNE-SSW verlaufenden Streifen, der vom Gerichtsgraben (alte Bundesstraße) über die Faistawiese-Plattenkreuz-Platte bis in den Erzgraben zieht. Fossilien fehlen daraus zwar generell, doch kann aus der sedimentären Einlagerung von Kalken, die z. B. über dem ersten Bahnviadukt der Prähichlbahn Condonten geliefert haben (G. FLAJS, 1964: 372), auf Altersgleichheit mit der oberordovizischen Gerichtsgraben-Gruppe (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976) geschlossen werden.

Detailuntersuchungen über die Abgrenzung dieser Entwicklung zu den östlich verbreiteten Kieselschiefern im Weiritzgraben und der Kalkfolge zwischen Plattenkreuz und Rössl stehen bisher noch aus.

Der Blasseneckporphyroid bildet, wie erwähnt, über weite Strecken die normale Unterlage der Siderit-Ankeritlager und der „Erzführenden Kalke“. Nach den geologisch-tektonischen Karten von K. A. REDLICH, 1923, A. KERN, 1927, G. HIESSLEITNER, 1929, E. HA-

BERFELNER, 1935, F. ANGEL, 1939, E. CLAR, 1948 (unpubl.), und F. THALMANN, 1975, formen der Porphyroid und seine Auflage eine Mulde, deren Achse NNE-SSW streicht und nach NNE abtaucht. Vorkommen von Porphyroid finden sich dementsprechend am Westrand der Lagerstätte im Krumpental sowie im Osten und Südosten im Hangenden der oben erwähnten Schiefer.

Im Gebiet des Erzberges dürften die maximal aufgeschlossenen Mächtigkeiten des Blasseneckporphyroids rund 400 m betragen (G. HIESSLEITNER, 1929). Es handelt sich um stark vergrünte, seltener graue Vulkanite in vorwiegend massiger Ausbildung, die nach ihrem Chemismus von Quarzkeratophyren abstammen. Nach Dünnschliffbeschreibungen vom Erzberg (F. ANGEL, 1919, 1929, 1939) führen sie Porphy Quarze, Plagioklas (Oligoklas), Glimmer und Chlorit als Einsprenglinge in einer aus Quarz, Serizit und Feldspat (zu Kaolin umgewandelt) bestehenden Grundmasse. Die Porphy Quarze sind stark korrodiert, ihre Kanten und Ecken gerundet. Plagioklas ist kaolinisiert und serizitisiert, der Glimmer weitgehend baueritisiert.

Neuanalysen des Porphyroids vom Erzberg und Präbichl (H. HEINISCH, 1978, schriftl. Mitt.) zeigten im Vergleich zu anderen Vorkommen von Porphyroid in der Nördlichen Grauwackenzone abweichende Werte mit deutlich geringeren  $\text{SiO}_2$ -Gehalten und höheren  $\text{Al}_2\text{O}_3$ - und  $\text{CaO}$ -Gehalten. Danach könnte im Raum um Eisenerz ein ehemaliger Rhyodacit-Vulkanismus vermutet werden. Diese Sonderstellung der Porphyroide ist jedoch wenig wahrscheinlich. Eher hat eine sekundäre Stoffzufuhr, die im ursächlichen Zusammenhang mit der Vererzung der devonischen Kalkmassen stehen dürfte, den Chemismus der Porphyroide verändert (vgl. auch Exk. Führer Nördliche Grauwackenzone 1977 : 36).

Die von J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922, K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930, E. HABERFELNER, 1935, F. ANGEL, 1939 a, b, und H. HAJEK, 1966, aus dem Zwischenschiefer bzw. den Sauberger Kalken (H. HAJEK) erwähnten geringmächtigen Porphyroid-Vorkommen sind sicher jünger als der Blasseneckporphyroid, der die „Erzformation“ schlüsselförmig unterlagert. Ihr Alter wird an anderer Stelle diskutiert (vgl. S. 196).

Unter der Bezeichnung „Übergangsporphyroid“ wurden von A. KERN, 1927: 28, am Erzberg die obersten Partien des Blasseneckporphyroids verstanden, die „durch Austausch von Kieselsäure gegen basisch wirkende Minerale, wie Kalk, Dolomit, Ankerit und Spateisenstein, verändert worden sind“. A. KERN unterschied „verkalkte oder dolomitisierte Übergangsporphyroide“, „vererzte Übergangsporphyroide“, „dichte Quarzite sowie sehr saure, mit kleinen Quarzkriställchen gespickte Erze und Rohwände“. Die Übergänge führte er (l. c., S. 24) als Beweis für die Annahme der autochthonen Auflagerung der „Erzformation“ (A. KERN, 1927) über dem Porphyroid an (vgl. dagegen K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: 232 ff.).

F. ANGEL, 1939: 289 hielt die Übergangsporphyroide für „wiederverfestigten Porphyrgus der Erzbergunterlage“.

Kennzeichnende Aufschlüsse von „Übergangsporphyroiden“ finden sich auf den Etagen „Rosina“ und „Eva“ (eine Reihe weiterer, bei A. KERN, 1927, genannter „typischer“ Stellen sind heute nicht mehr vorhanden). In den beiden genannten Vorkommen ist die Grenze zwischen dem Porphyroid und seiner Auflage scheinbar unscharf. So ist der „Übergangsporphyroid“ auf der Etage „Eva“ 6–8 m mächtig und als Wechsel von dm-dicken hellen Karbonatpartien und grünlichen quarzitischen Lagen ausgebildet. In einem allmählichen Übergang folgen nach oben vermehrt ankeritische Einschaltungen, während Sandlagen zurücktreten. Schließlich stellen sich plattige, braun verwitterte Ankerite ein.

Auf anderen Etagen (z. B. „Kogel“) ist der Kontakt Porphyroid/Kalk eine Störungsfläche mit einer schmalen Mylonitzone. Unmittelbar darüber schließen vererzte Kalke an.

Die erwähnten Kalklagen des „Übergangsporphyroid“ lieferten auf der Nordseite der Etage „Hell“ und auf der Etage „Rosina“ Conodonten des jüngsten Ordoviz (*Ambalodus triangularis*, *Amorphognathus* sp., *Plectodina* sp.). Damit wird die, im Gelände schon aufgrund der lithologischen Kennzeichen vermutete Äquivalenz mit den von G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, am nahe gelegenen Polster beschriebenen Cystoideenkalken bestätigt. Letztere folgen an der Lokalität „Knappensteig“ über den Polsterquarziten, die ihrerseits den Blasseneckporphyroid überlagern. Gleiche Verhältnisse finden sich auf dem, dem Polster im Osten benachbarten Bergzug der Rotschütt nördlich Vordernberg.

Das im Hangenden des Porphyroids faziell vom Polster abweichende Bild am Erzberg hat seine Ursachen primär vermutlich in Mächtigkeitsschwankungen des oberordovizischen Porphyroids (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, H. JAEGER, 1978); sekundär mag dazu vielleicht auch eine tektonische Zerlegung der starren Porphyroidplatte beigetragen haben (H. MOSTLER, 1970). Welche Annahme sich immer auf bessere Evidenzen stützen kann, sie führen zur Schlußfolgerung, daß am Ende des Ordoviz die Oberfläche des Porphyroids eine unterschiedliche Topographie aufwies und je nach Hochlage (und Entfernung vom Liefergebiet) sich verschiedenen mächtige Sedimenthüllen absetzten. Der „Übergangsporphyroid“ am Erzberg nimmt dabei eine vermittelnde Stellung zwischen der gut gliederbaren, nahezu vollständigen Entwicklung am Polster und der lückenhaften Ausbildung in den übrigen Eisenerzer Alpen ein.

Die faziellen Gegensätze im Oberordoviz verstärkten sich zu Beginn des Silurs und führten zu einer weiteren Differenzierung der Ablagerungsräume. Auch dabei kam dem Vulkanismus eine entscheidende Bedeutung zu. (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

### Silur: Schwarzschiefer

Am Erzberg fehlen Fossilien, die diesen Zeitabschnitt biostratigraphisch exakt beweisen. Dennoch ist eine teilweise Vertretung von Silur, zumindest auf Etage I, sehr wahrscheinlich. Dafür sprechen

a) die Position, die Schwarzschiefer mit eingelagerten Kalkknollen zwischen Oberordoviz (Porphyroid) und conodontenführendem Unterdevon einnehmen,

b) wenige Bruchstücke von Conodonten, die zwar als Durchläufer von Silur bis in das Unterdevon aufzufassen sind, nach unserer langjährigen Beobachtung aber im Obersilur dominieren (Teile des Conodontenapparates *Ozarkodina e. excavata*) und schließlich

c) der Vergleich mit benachbarten datierten Silurgesteinen, die mit dem Vorkommen am Erzberg eine auffallende lithologische Übereinstimmung erkennen lassen (z. B. Sauerbrunngraben, Kressenberg, Donnersalpe, Beresbach, Radmer, Wildfeld etc., vgl. G. FLAJS, 1967 a, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973, 1976, H. P. SCHÖNLAUB et al, 1977, 1979).

Die stärkstens deformierten, größtenteils ausgewalzen, schwarz abfärbenden Kiesel-schiefer mit eingelagerten dm-großen Karbonatknollen sind im Tagbau nur an einer Lokalität, die dem westlichen Muldenflügel der Liegendescholle angehört, großflächig bekannt. Im Bereich des Großbrechers 2 auf Etage I überlagern sie mit einer Mächtigkeit von 3–5 m den Blasseneckporphyroid.

Die frischeren Aufschlußverhältnisse untertags zeigen, daß diese Liegendenschiefer in einer Kalk-Schiefer-Wechsellagerung ziemlich horizontbeständig etwa 5–10 m hangend der Porphyroid-Oberkante auftreten.

Die von F. HERITSCH, 1910 b, ausgesprochene Vermutung, daß aus tektonischen Gründen am Erzberg Silur in einer reinen Kalkfazies fehle (vgl. dazu K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: 235, 237, F. HERITSCH, 1931 b: 140, F. ANGEL, 1939: 303), konnte durch unsere Untersuchungen nicht geklärt werden. Neben einer Kenntnislücke aufgrund unzureichend aufgeschlossener Profile im Liegenden des Devons kommt auch ein primäres Fehlen von großen Teilen des Silurs in Frage. In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, daß in den letzten Jahren in der Umgebung von Eisenerz an verschiedenen Stellen unterschiedlich lange Schichtlücken zwischen Oberordoviz und Obersilur erkannt wurden. So überlagern z. B. auf der Rotschütt, nordöstlich der Handlalm und an der Südseite des Polster Äquivalente des Mittel- und Oberludlow den Porphyroid (vgl. G. FLAJS, 1967 b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Dies könnte auch am Erzberg der Fall sein, ja, die Lücke sogar bis an die Silur/Devon-Grenze reichen!

## Devon- und Unterkarbonkalke

### a) Devon (Abb. 3)

Über erste Fossilfunde am Erzberg berichtete A. v. SCHOUPPÉ, 1854: 399, der im Grauwackenkalkstein auf der „Gottfried- und Cäcilia Erzrechte“ Crinoidenstiele fand. Im Jahre 1860 glückten J. HAIGL, k. k. Schichtmeister in Eisenerz, und J. HABERFELNER, Beamter des III. Radwerkes in Vordernberg, im Steinbruch „Sauberg“ am oberen SSW-Gehänge des Erzberges (knapp über der Etage „Zauchen“) und auf der sogenannten „Gloriette“ (J. HAIGL) Funde von Korallen, Trilobitenfragmenten, Brachiopoden und Cephalopodenresten. Sie wurden von E. SUESS und J. BARRANDE bestimmt und von D. STUR, 1895, 1866, beschrieben. Die ursprünglichen Bestimmungen wurden später von G. STACHE, 1879, revidiert und ins Unterdevon gestellt. F. HERITSCH, 1931 b, und F. CZERMAK, 1931, führten eine umfangreiche Neubearbeitung durch. Danach umfaßt die Fauna, zusammen mit der bei E. HABERFELNER, 1935, von den Etagen „Josef“ und „Kogel“ genannten Aufsammlung, folgende Fossilien (vgl. F. HERITSCH, 1943: 427):

*Favosites bohemicus* BARRANDE  
*Petraia belatula* POCTA  
*Cyrtina heteroclyta* v. BUCH  
*Rhynchonella* sp. ?  
 Gastropodenschnitte  
 Bivalvenschnitte

Nautilide  
 „*Orthoceras*“ sp.  
 „*Cyrtoceras*“ sp.  
*Scutellum paliferum* BEYRICH  
*Scutellum formosum* BARRANDE  
*Scutellum cognatum* BARRANDE  
*Scutellum* sp.

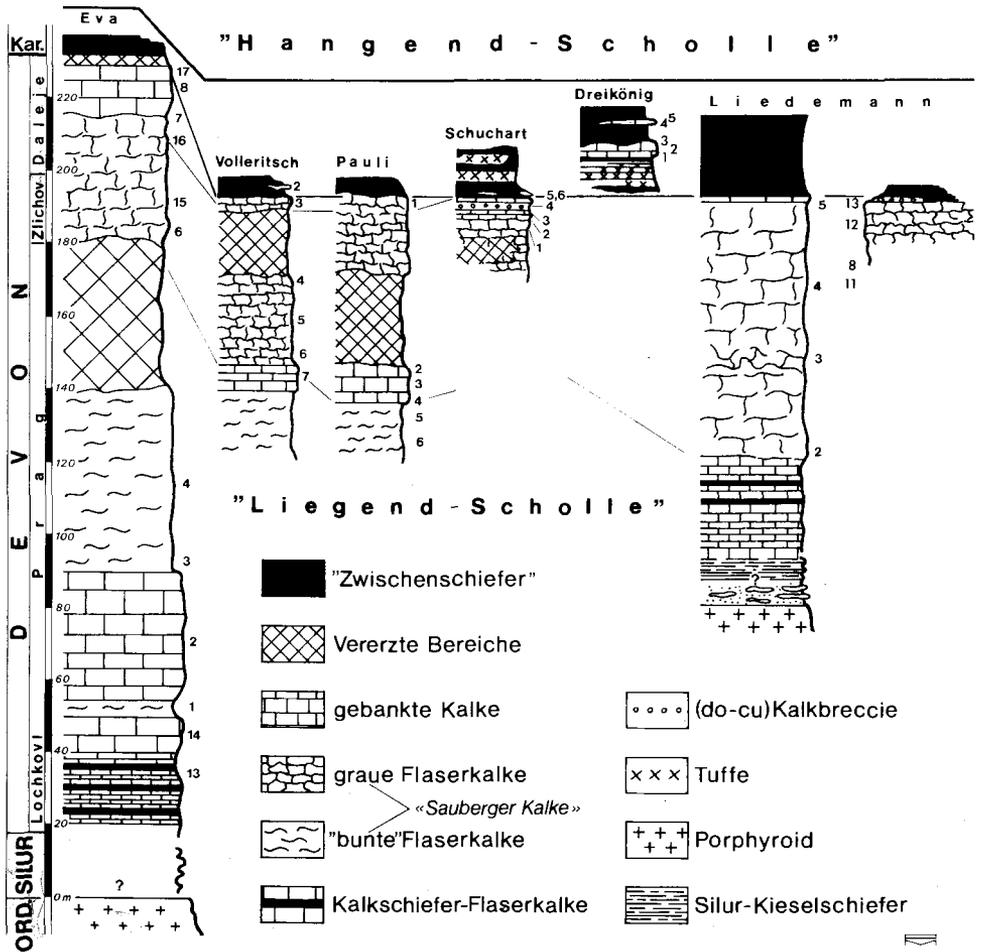


Abb. 3: Die Ordoviz- bis Karbon-Schichtfolge der Liegend-scholle am Erzberg.

Die Letztbearbeiter stuften diese Fauna in das „höhere Unterdevon, mit Übergängen in das Mitteldevon“, ein (F. HERITSCH, 1943: 426).

Unsere conodontenstratigraphischen Ergebnisse basieren auf über 230 Proben, die von folgenden Etagen stammen:

Rosina 2  
Eva 18  
Volleritsch 7  
Pauli 18  
Zauchen 13  
Elisabeth 2  
Maschin 9

Mariahilf 4  
Christof 7  
Rothballer 3  
Hell 10  
Schuchart 16  
Kübeck 3  
Dreikönig 9

Ignazi 5  
Vorauer 2  
Wegstollen 6  
Leitner 6  
Elias 9  
Schiller 2  
Antoni 20  
Liedemann 16

Palmer 6  
Oberegger 5  
Etage-III 9  
Etage I 3  
Peter Tunner 2  
Etage 800 3  
Sybold 3  
Etage-III 10

Weitere Proben wurden untertags von den Etagen Elias und Schiller entnommen (ca. 10).

Zweck der zahlenmäßig umfangreichen Beprobung des relativ kleinen Raumes war es, möglichst alle nichtvererzten Kalke gleichmäßig zu erfassen und – wenn möglich – zu datieren. An geeigneten Stellen wurden zusätzlich einzelne Spezialprofile aufgenommen (Eva, Pauli, Volleritsch, Liedemann, Dreikönig, Schuchart, Antoni). Dabei zeigte sich, daß am Erzberg offensichtlich nur auf der Südwestseite der Etage Liedemann ein geschlossenes, ungestörtes und nicht vererztes Karbonatprofil vorliegt. Die Schichtfolge im Devon reicht hier aber nur bis an die Grenze Unter-/Mitteldevon.

Dieses unerwartete Ergebnis wurde im Verlaufe unserer Untersuchungen auch auf anderen Etagen bestätigt (vgl. Karte). Danach kann zusammenfassend festgestellt werden, daß

- die überwiegende Mehrzahl der Conodonten dem Unterdevon angehört und den Zeitraum vom oberen Lochkov bis in die Daleje-Stufe vertritt;
- diagnostische Mitteldevon-Conodonten nirgends gefunden werden konnten;
- Oberdevonkalke auf den Etagen Eva, Volleritsch (?), Liedemann in kleinen Resten vorhanden sind. In Spalten bzw. in Kalkkomponenten der Unterkarbon-Brekzie ist dieser Zeitabschnitt indirekt durch umgelagerte Conodonten, die zusammen mit Elementen des Unterkarbons Mischfaunen bilden, auf den Etagen Liedemann, Antoni, Eva, Schuchart und Dreikönig nachgewiesen.

Zur Kennzeichnung der devonischen Schichtfolgen am Erzberg werden im folgenden Profile beschrieben und stratigraphisch wichtige Conodonten angeführt. Für die Erstellung eines Normalprofils wurden entsprechend gering vererzte und wenig gestörte Bereiche ausgewählt. Der durch die Metamorphose verursachte schlechte Erhaltungszustand erlaubt in vielen Fällen keine „artliche“ Bestimmung der Mikrofauna.

#### Etage „Eva“

Das Profil beginnt an der NE-Seite des Erzberges gegen den Gerichtsgraben und verläuft in Etagenhöhe nach Südwesten.

Zuunterst folgen ca. 30 m über dem Porphyroid in der Umgebung des Stollen-Mundlochs graue Kalkschiefer und dünnplattige Kalke; sie lieferten keine Conodonten.

Eva 13: 20 m über Mundloch. Graue Flaserkalke mit hellbraunen Tonhäuten (ss 60/50 NW).

Gen. et sp. indet.

Eva 14: Etwa 12 m über Probe 13. Dunkelgraue, stromatoporenführende Crinoidenkalke, ca. 10 m mächtig.

*Pandorinellina steinbornensis*

*Polygnathus* cf. *debiscens*

*Belodella* sp.

Eva 1: 76 m über dem Mundloch (Distanz entlang Sohle!). Graue Flaserkalkeinschaltung im obersten Teil der Crinoidenkalke.

*Hindeodella* sp.

Eva 2: 80 m über dem Mundloch. Dunkelgraue, schwach gebänderte crinoidenführende Flaserkalke, ähnlich Probe 14.

Gen. et sp. indet.

Eva 3: 128 m über dem Mundloch am Beginn der bunten (rosa-violetten) Flaserkalke bis Kalkschiefer.

Ab 140 m über dem Mundloch biegt die Etage nach SW um.

Eva 4: Etwa 25 m über Probe 3, d. h. 203 m vom Mundloch entfernt. Bunte tentakulitenführende Flaserkalke, in die sich graue, schieferreiche Partien einschalten. Nach 30 m folgt geschichteter Erzkörper, der hier 40 m mächtig ist.

Gen. et sp. indet.

Eva 6: 320 m über dem Mundloch, unmittelbar hangend zum Erzlager. Graue Flaserkalke mit Tentakuliten.

*Polygnathus* sp.

*Icriodus* sp. (häufig, jedoch unbestimmbar).

Eva 15: Etwa 12 m über Probe 6. Graue, gebankte und gebänderte Flaserkalke.

*Polygnathus* cf. *debiscens* vel *Pol. gronbergi*.

Eva 16: Etwa 15 m über der Probe 15. Graue gebänderte Flaserkalke, die nach wenigen Metern Zwischenschaltung von bunten Kalken folgen.

*Polygnathus* sp.

Eva 7: Etwa 8 m über Probe 16 bzw. 10–11 m im Liegenden der Eisenerzer Schichten. Hellgraue, gut gebankte Flaserkalke, die mit größeren Kalken im dm-Bereich wechsella-gern.

*Polygnathus serotinus* (Taf. 6, Fig. 8, häufig)

*Ozarkodina* sp. (Taf. 2, Fig. 6, 7).

Ergänzungsprobe, wenige dm von Probe 8 entfernt, lieferte einen schlecht erhaltenen Conodonten, der der Formgattung *Ancyrodella* gleicht. In derselben Probe fanden sich außerdem:

*Polygnathus linguiformis* ssp.

Polygnathenreste mit schmaler Plattform

*Icriodus* sp. (*I.* cf. *alternatus*).

Eva 17: 4 m über Probe 8. Gleicher Typus wie bei Probe 8.

*Polygnathus* sp.

Hangend folgen 4 m mächtiger Erzkörper und anschließend stark zerwalzte und deformierte Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“), die hier maximal 1,5 m mächtig sind.

Eva 9: Probe von der Basis der tektonisch über den Eisenerzer Schichten folgenden „Hangendscholle“.

*Palmatolepis* sp. (Taf. 6, Fig. 17)

*Polygnathus linguiformis* ssp.

Eva 18: An der Südwestseite der Etage im oberen Teil des „Übergangsporphyroids“, der hier ca. 6–8 m mächtig ist und dm-dicke hellgraue Lagen vom Typus der Cystoideen-

kalke einlagert. Sie gehen nach oben in dunkelgraue bis braune ankeritische Partien über, darüber folgen wenige Meter braune, plattige Ankerite. Aus den Kalklagen stammen ein Exemplar von *Amorphognathus* sp.<sup>?</sup> und einzählige Conodonten.

Entfernung von Eva 10 zu Eva 18 etwa 70 m.

Die Schichtfolge über dem Blasseneckporphyroid kann demnach wie folgt gegliedert werden:

Hangend: Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer)

4 m Erzkörper

15 m graue Bänderflaserkalke, im oberen Teil brekziös

35 m graue Flaserkalke

Störung

40 m Erzlager

50 m bunte Flaserkalke mit Tentakuliten

35 m dunkelgraue crinoidenführende Flaserkalke

5 m graue Flaserkalke

10 m graue Crinoidenkalke

40 m Kalkschiefer und dünnplattige Kalke

Liegend: Porphyroid + Übergangsporphyroid.

#### Etage „Volleritsch“

Das Kurzprofil auf der unter „Eva“ folgenden Etage liegt im Mittelteil der Etage an der nach NW gerichteten Seite. Die Beprobung konzentrierte sich auf die Umgebung der Eisenerzer Schichten, die auf dieser Etage etwa 8 m mächtig sind.

Volleritsch 1: Etwa 20 m über dem Niveau der Schiefer, d. h. aus der Hangendscholle. Tieferer Teil ist vererzt. Dunkle massige crinoidenführende Kalke.

*Ozarkodina remscheidensis* sp. indet.

Volleritsch 2: Probe aus einer mächtigen Kalklinie, die den Eisenerzer Schichten (tektonisch) eingelagert ist.

*Polygnathus* sp. indet.

Volleritsch 3: 3–4 m im Liegenden der Eisenerzer Schichten aus einer 3 m mächtig entwickelten Kalkbrekzie.

*Palmatolepis* sp.

*Polygnathus* sp.

Volleritsch 4: 26 m unter Probe 3. Zwischen beiden Proben ca. 20 m Vererzungszone in gebankten Kalken, die grünliche Schiefer bis 1 m Mächtigkeit einschalten. Hellgraue Flaserbänderkalke.

*Polygnathus* cf. *linguiformis*

*Polygnathus* sp.

Volleritsch 5: 10–12 m unter 4. Dünnbankige, feinkristalline, hellgraue Tonflaserkalke.

*Pandorinellina steinbornensis* (Taf. 2, Fig. 15, 16)

*Polygnathus* sp.

Volleritsch 6: Etwa 10 m liegend zu Probe 5. Basisprobe der hellgrauen Flaserkalke. Die Probe führt indeterminate Bruchstücke.

Volleritsch 7: 3–4 m unter Probe 6. Dunkle Plattenkalke, die insgesamt etwa 7 m mächtig sind und den Übergang zu der nach unten folgenden bunten Flaserkalkfolge vermitteln. Die Probe lieferte keine Conodonten.

## Etage „Pauli“

Das Profil liegt auf der NW- und SW-Seite der Etage. Es wurden Proben aus der Liegend- und Hangendscholle untersucht.

Pauli 1: Top-Probe aus der Liegendscholle unmittelbar unter den hier 4 m mächtigen Eisenerzer Schichten. Darunter folgen ca. 25 m graue Flaserkalke und anschließend ein ebenso mächtiger Erzhorizont.

*Polygnathus* sp.

Pauli 2: Top-Probe unter dem Erzhorizont. Dunkelgraue plattige Kalke, die insgesamt etwa 15 m mächtig sind und wie auf Volleritsch im Hangenden der bunten Flaserkalkfolge auftreten (Volleritsch 7). Ohne Conodonten.

Pauli 3: Aus dem Mittelteil der Plattenkalke.

*Polygnathus* cf. *debiscens* (Taf. 7, Fig. 7, 8).

Pauli 4: Von der Basis der Plattenkalke.

*Polygnathus* cf. *debiscens*

*Ozarkodina* sp.

Pauli 5–9: Innerhalb der folgenden bunten Flaserkalke vom Hangenden zum Liegenden.

Pauli 5: *Polygnathus* cf. *debiscens*

*Ozarkodina remscheidensis* ssp.

Pauli 9: *Polygnathus debiscens* (Taf. 7, Fig. 9)

*Pandorinellina steinhornensis* (Taf. 2, Fig. 10, 14).

Pauli 10–12: Graue Kalkschiefer im Liegenden der bunten Flaserkalke.

Pauli 10: *Belodella* sp.

*Ozarkodina remscheidensis* ssp.

Pauli 11: Indeterminable Conodonten-Bruchstücke.

Über den Eisenerzer Schichten folgen mit einer Mächtigkeit von 10 m in der Hangendscholle dunkelgraue bis schwarze Kalke, daran schließen nach SW bunte Flaserkalke (Sauerberger Kalke) an.

Pauli 18: Dunkelgraue bis schwarze, plattige Kalke an der Basis der Hangendscholle.

*Ancyrodelloides* sp.

*Belodella* sp.

*Ozarkodina* sp.

Pauli 17–13: Rote und violette, tentakulitenführende Flaserkalke im Hangenden.

Pauli 17: Conodonten-Apparat *Ozarkodina* exc. *excavata* (Taf. 1, Fig. 11, 19, 20; Taf. 2, Fig. 8, 9, 18, 19)

*Belodella triangularis* (Taf. 3, Fig. 9, 10, 15, 16)

*Belodella resima*.

Pauli 16: *Belodella resima* (Taf. 3, Fig. 13, 14)

*Belodella* sp. aff. *B. triangularis* (Taf. 3, Fig. 3, 4)

*Ozarkodina* sp.

Pauli 15: *Icriodus* sp.

*Belodella resima*

*Belodella triangularis*.

Pauli 14: *Belodella triangularis* (Taf. 3, Fig. 5, 6).

Pauli 13: Indeterminable Bruchstücke.

Auf der Etage Pauli spiegeln demnach die Conodonten die tektonische Zweiteilung der Schichtfolge wider: Während in der Liegendenscholle die normale Abfolge bis über die dehis-cens-Zone reicht und darüber die karbonischen Eisenerzer Schichten folgen, sind in der Hangenscholle Äquivalente des höheren Lochkovs (dunkle Kalke mit *Ancyrodelloides* sp.) und des Prags entwickelt. Kalke des Zlichovs (mit *Polygnathus debiscens*) konnten bisher nicht nachgewiesen werden.

#### Etage „Liedemann“

Das Profil auf der Etage Liedemann verläuft auf der nach Südwesten gerichteten Erzbergflanke. Dem Etagenverlauf folgend, biegt es im Bereich der Hangenscholle in nord-westliche Richtung um.

Über dem Porphyroid ist die Schichtfolge über mehrere Zehnermeter nicht auf-geschlossen. Den untersten Teil der devonischen Schichten bilden 40 m mächtige, tonreiche, rötlichgraue Tonflaserkalke bis Kalkschiefer.



Abb. 4: Gebankte Sauberge Kalkes auf der Etage Liedemann im Bereich der Conodontenproben 2–4.

Liedemann 1: Probe von der Basis der Kalkschiefer. Die Probe führte keine Conodonten.

Liedemann 2: 45 m über der Basis des aufgeschlossenen Kalkprofils am Übergang in grob gebankte, kompakte helle und rötliche tentakulitenführende Flaserkalke (Sauberge Kalkes), ss 35/40W.



Die ca. 60 m mächtige Abfolge im Devon zeigt vom Liegenden zum Hangenden die nachstehende Gliederung:

Antoni 1: Bunte, fleischfarbene bis dunkelgraue, örtlich verfaltete Kalkschiefer. Die Probe lieferte keine Conodonten.

Antoni 2: Heller bis weißer tonschieferarmer Kalk mit grünlichen Serizithäuten; örtlich gering verfaultet. Ohne Conodonten.

Antoni 3: Rötlich-weiß geflaselter, massiger Kalk („Sauburger Kalk“).

*Pandorinellina steinhornensis*

*Icriodus* sp.

Antoni 4: Hellgraue bis weiße, geflaserte Kalke im direkten Kontakt zum Erz. Ohne Conodonten.

Antoni 5: Hellgraue, nichtvererzte Kalkpartie. Ohne Conodonten.

Antoni 6: Rötlich bis hellgrauer, geflaselter kompakter Kalk.

*Palmatolepis* sp.

*Polygnathus linguiformis* ssp. (Taf. 6, Fig. 9)

*Polygnathus* sp. (Abb. 6 c, d)

*Hindeodella* sp.

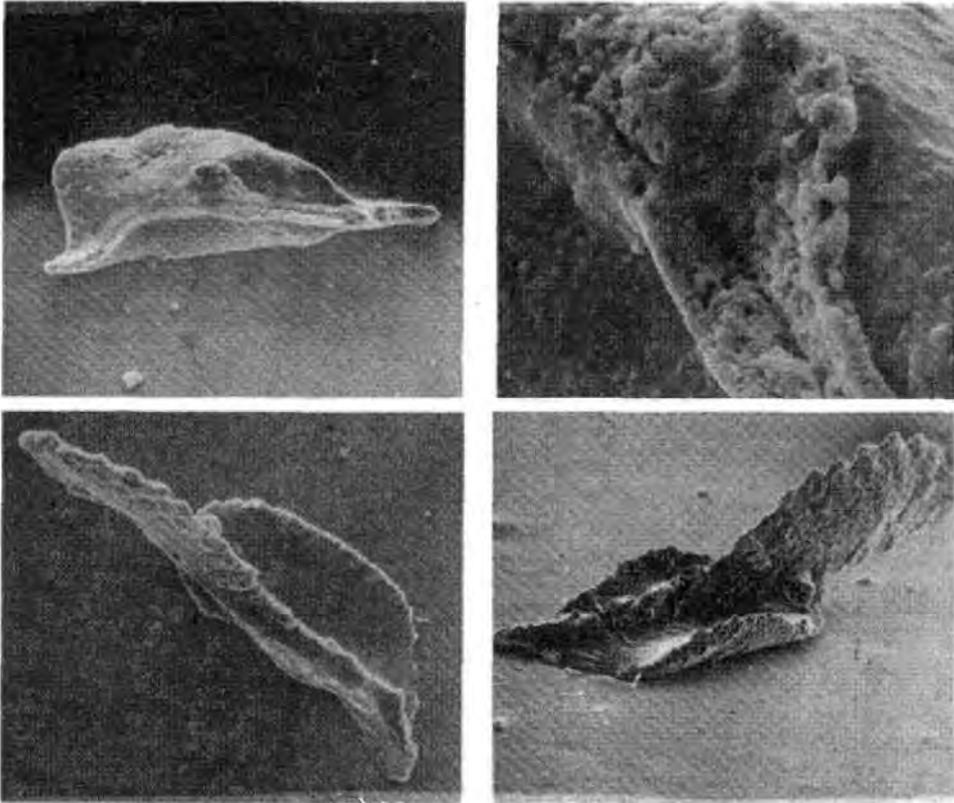


Abb. 6 a-d: a, b (oben): *Polygnathus serotinus* TELFORD. Unterseite des Conodonten mit charakteristischer asymmetrischer Basalgrube. Antoni 7; Vergr. a: X 114, b: X 800. c, d (unten): *Polygnathus* sp., Aufsicht. Antoni 6; Vergr. c: X 140, d: X 157.

Antoni 7: Lichtgraue und rötliche, dichte und crinoidenführende Flaserkalke (Sauburger Kalke) wie auf Etage Liedemann.

*Polygnathus serotinus* TELFORD (Abb. 6 a, b)

*Polygnathus linguiformis bultyncki* WEDDIGE (Taf. 7, Fig. 14, 23)

*Polygnathus* sp. (Taf. 7, Fig. 15)

*Ligonodina* sp. (Taf. 2, Fig. 1)

*Polygnathus* cf. *gronbergi*.

Antoni 8: 0,2 m über Probe 7. Grauer Kalk mit deutlich erkennbaren Crinoidenspat. Indeterminable Conodonten-Bruchstücke.

Antoni 9: Grauweißer Bänderkalk am Top der Kalkentwicklung unter den tuffführenden Eisenerzer Schichten.

Gen. et sp. indet.

Antoni 10: Rötlich geflammter Kalk.

„*Oneotodus*“ sp.

Antoni 11: Hellgrauer Kalk am Kontakt zur Rohwand.

*Belodella* cf. *devonica*

*Ozarkodina remscheidensis* ssp.

hindeodelliforme Elemente.

Antoni 12: Ankerit. Ohne Conodonten.

Antoni 14: Top der Kalke im störungsbedingt versetzten Parallelprofil.

*Polygnathus* sp. indet (non *P. debiscens*).

Die Überprüfung der Probenlokalität von Antoni 6 sowie Zusatzproben ergaben, daß 0,5 m liegend zur Probenentnahmestelle bisher von hier nicht bekannte Eisenerzer Schichten in einem nur wenige dm schmalen Band auftreten. Auf dieser Etage tritt also in der Liegendscholle eine tektonische Verdoppelung der Schichtfolge auf.

## b) Unterkarbon

Am Erzberg ist dieser Zeitabschnitt indirekt in Resedimenten nachgewiesen, die nach unseren bisherigen Untersuchungen an vier Stellen nahe der Obergrenze bzw. über den oben beschriebenen devonischen Kalken folgen (Etagen Schuchart, Dreikönig, Antoni, Liedemann). Die gleiche Position nehmen die kurz bei F. THALMANN 1975: 248 genannten Vorkommen von Unterkarbonkalken im Bereich der Etagen Maschin-Kogel ein.

Im folgenden werden die von uns gefundenen Vorkommen von Karbon beschrieben:

Etage Dreikönig: Auf dieser Etage folgen über der devonischen Kalkfolge die klastischen Eisenerzer Schichten. Als tektonische Späne treten darin zwei unterschiedlich mächtige Kalklinsen auf. Während die untere, 5,70 m mächtige Kalkrippe 1 m über der Basis der Eisenerzer Schichten folgt und aus dunklen, z. T. gebänderten, schlecht gebankten, crinoidenführenden Kalken besteht, ist die zweite Einschaltung bei 10,00 m über der Basis der Schiefer. Die obere 1,30 m mächtige Kalkrippe ist grau, im Bruch dicht, schwach geflaserter, undeutlich gebankt bis massig und führt selten Crinoiden. Lateral halten beide Kalkvorkommen nur wenige Meter aus.

Dreikönig 1: Basis der tieferen Kalklinse.

*Polygnathus linguiformis* ssp.

Dreikönig 2: Probe aus dem Mittelteil der Kalke lieferte keine Conodonten.

Dreikönig 3: Top der tieferen Kalklinse.

*Polygnathus* sp.

Dreikönig 4: 0,70 m über Basis der höheren Kalke.

*Polygnathus linguiformis linguiformis* gamma-Morphotyp.

Dreikönig 5: Probe vom Top der höheren Kalke.

*Palmatolepis* sp.

*Icriodus* sp.

*Pseudopolygnathus triangulus* ssp. (Taf. 5, Fig. 9),

*Pseudopolygnathus* cf. *trigonicus*

*Polygnathus* sp.

*Protognathodus* sp.?

*Gnathodus* sp.

*Siphonodella* sp. (Taf. 5, Fig. 15) u. a.

Datierung: Oberdevon, Unterkarbon. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes der Conodonten sind artliche Bestimmungen nicht möglich. Die generische Zuweisung einzelner Elemente reicht indessen aus, den Mischfaunen-Charakter zu erkennen.

Da die knapp unter der Mischfauna liegende Probe „Dreikönig 4“ offensichtlich unvermisches Mitteldevon anzeigt und beide Proben nicht durch eine Störung getrennt werden, erscheint es naheliegend, zwischen beiden einen erosiven Kontakt anzunehmen.

Diese Vermutung konnte leider nicht überprüft werden, da das Taubmaterial dieser Etage in Hinblick auf die angestrebte Tagbaugrenze kurzfristig abgebaut werden mußte.

Etage „Antoni“: Auch auf dieser Etage schalten sich im basalen Teil der hier 6–7 m mächtigen Eisenerzer Schichten Kalke ein. Es ist dies eine 0,25 m mächtige graue Bänderkalkbank, die sich den Schiefen 2,00 m über deren Basis einlagert (vgl. Abb. 7 a, b, Probe Antoni 13). Mikrofazill liegt eine Kalkbrekzie vor, in der die Kalkkomponenten in cm-Größe geplättet und durch Lösung innig verzahnt sind. Die Kalke lieferten folgende Conodontenfauna:

*Palmatolepis* sp.

*Palmatolepis gracilis* ssp.

*Bispatbodus* sp.

*Gnathodus* sp.

*Gnathodus texanus* ssp.

*Polygnathus* cf. *communis*.

Datierung: Wie auf Dreikönig, liegt eine Mischfauna mit Elementen des höheren Oberdevons und des Unterkarbons vor. Das Höchstalter der Kalkbrekzienbank ist nach jüngsten Komponenten der Mischfauna, nämlich *Gnathodus* sp. und *Gnathodus texanus* ssp., Visé (= Warnantien nach der belgischen Stufengliederung, VIII, vgl. R. CONIL et al. 1976). Die Eisenerzer Schichten und die ihnen eingelagerte Kalkbrekzie sind daher wahrscheinlich jünger.

Etage „Liedemann“: Kalkiges Unterkarbon erreicht auf dieser Etage eine Mächtigkeit von 30–50 cm. Es greift in einem Kalk-zu-Kalk-Kontakt reliefartig (vgl. Abb. 8) in die auf S. 188 beschriebenen obersten Partien der hellgrauen Kalke ein (Probe Liedemann 13), die dem Grenzbereich Unter-/Mitteldevon angehören.

Die feinkörnige Crinoidenkalkbrekzie der Probe Liedemann 13b führt folgende Conodonten:



A

Abb. 7a, b: Schliff-Foto der gebänderten Kalkbrekzienbank auf Etage Antoni (Probe 13).

*Palmatolepis minuta minuta* (Taf. 6, Fig. 15, 16)

*Ieriodus* sp. (Taf. 6, Fig. 18, 20, 21)

*Polygnathus* sp.

*Siphonodella* sp.

*Gnathodus punctatus* (Taf. 5, Fig. 1, 4, 12, 13)

*Spathognathodus* sp.? (Taf. 7, Fig. 19, 20)

Datierung: Oberdevon, Unterkarbon (Tournai).

Das Auftreten von *Gnathodus punctatus* in der Mischfauna gibt ebenfalls einen Hinweis zum Alter der im Hangenden folgenden Eisenerzer Schichten. Danach könnte der Sedimentationsumschwung von der Kalk- zur Schieferfazies frühestens im jüngsten Tournai erfolgt sein. Wie für die darüberliegende Etage „Antoni“ gezeigt werden konnte, setzten die klastischen Eisenerzer Schichten wahrscheinlich aber bedeutend später ein, und zwar im jüngeren Visé oder im Namur.

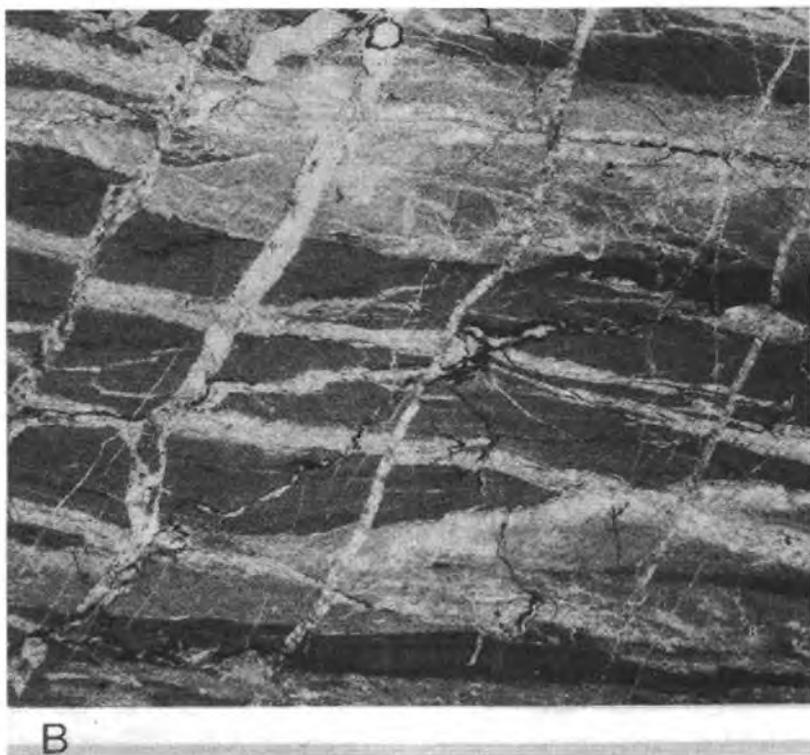


Abb. 8: Kontakt zwischen Sauburger Kalk und Crinoidenbrekzie (Unterkarbon) auf Etage Liedemann (Probenpunkt 13).

Etage „Schuchart“: Die nachfolgend mitgeteilten Beobachtungen basieren auf Geländeaufnahmen in den Jahren 1973–1974. Die Vorkommen von Unterkarbon sind in der Zwischenzeit abgebaut.

Schuchart 1: Profilbeginn im Mittelteil der NE-SW-verlaufenden Etage in grauen, grob gebankten, auch hellen Flaserkalken, die zum Großteil vererzt sind. Die Beziehung zum kalkigen Normalprofil ist nicht klar.

*Ozarkodina exc. excavata* (Taf. 1, Fig. 17, 18).

Schuchart 2: Basisprobe des 1,60 m mächtigen Kurzprofils im obersten Teil der Liegendscholle unter den Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer). Dünnbankige hellgraue Flaserkalke mit hellbraunen Tonhäuten und grünlichen Schieferpartings im oberen Teil.

*Ozarkodina cf. carinthiaca* (Taf. 1, Fig. 14)

*Pandorinellina steinhornensis* (Taf. 2, Fig. 2).

Schuchart 3: Probe aus Kalkbank, 32–26 cm unter dem Top.

*Polygnathus linguiformis* ssp.

*Polygnathus serotinus*

*Polygnathus cf. inversus*

*Ozarkodina cf. carinthiaca*.

Schuchart 4: Mit scharfer Grenze folgt über den grauen Kalken eine 1,80 m mächtige Kalkbrekzie, die vorwiegend aus Crinoidenschutt besteht und die bis dm-große dunkle Lithoklaste, lose eingestreut, in einer grauen Kalkmatrix führt.

*Bispathodus* sp. (Taf. 6, Fig. 11, 12, 13)

*Pelekysgnathus* sp. (Taf. 4, Fig. 13)

*Bispathodus stabilis* (Taf. 4, Fig. 9, 10, 11)

*Palmatolepis marginifera duplicata* (Taf. 4, Fig. 14)

*Siphonodella sulcata* (Taf. 4, Fig. 12)

*Siphonodella cooperi* (Taf. 5, Fig. 8, 10)

*Gnathodus punctatus* (Taf. 4, Fig. 1, 2, 3, 6; Taf. 5, Fig. 5, 6, häufig!)

*Gnathodus semiglaber* (Taf. 4, Fig. 7)

*Pseudopolygnathus triangulus* ssp. (Taf. 4, Fig. 4, 5)

*Pseudopolygnathus trigonicus* (Taf. 6, Fig. 1)

Gen. et sp. indet. (Taf. 1, Fig. 1)

*Polygnathus* sp. (Taf. 4, Fig. 8)

*Polygnathus communis* ssp.

*Polygnathus granulosis* (Taf. 6, Fig. 4, 5)

*Polygnathus nodocostatus* s. l. (Taf. 6, Fig. 10)

*Palmatolepis gracilis sigmoidalis* (Taf. 6, Fig. 2, 3)

*Palmatolepis glabra prima*

*Palmatolepis minuta minuta*

*Palmatolepis glabra pectinata*

*Palmatolepis* sp. aff. *P. triangularis*

*Palmatolepis* sp. (Taf. 6, Fig. 6, 7)

*Polygnathus l. linguiformis* (Taf. 7, Fig. 10, 11)

*Polygnathus cf. inversus* (Taf. 7, Fig. 13)

*Polygnathus* sp. (Taf. 7, Fig. 12)

*Icriodus* sp.

Diverse Astformen.

Datierung: Die Condonten-Mischfauna enthält Elemente, die den Zeitraum vom jüngsten Unterdevon (*Polygnathus* cf. *inversus*) bis in das Unterkarbon III (*Gnatbodus semiglaber*) belegen. Für das Mitteldevon und Frasné können aber aufgrund der vorliegenden langlebigen Formen keine Zonenangaben gemacht werden. Hingegen sind das Famenne und das Unterkarbon durch eine Anzahl kurzlebiger Leitconodonten vertreten, wie z. B. *Palmatolepis gracilis sigmoidalis*, *Pseudopolygnathus trigonicus* oder *Siphonodella sulcata*, die eine kontinuierliche Karbonatsedimentation über die Devon/Karbon-Grenze hinweg bis in das Visé beweisen.

Schuchart 5: Unmittelbar über dem Mischfaunen-Bereich der Kalkbrekzie an der Basis von 1,20 m mächtig entwickelten, hellgrauen, dichten Flaserkalken.

*Polygnathus linguiformis* ssp.

*Belodella* sp.

Schuchart 6: Probe vom Top der oben erwähnten Flaserkalke, die hangend im dm-Bereich in 8 m mächtige, grünliche Tuffite überleiten. Darüber schließen die „normalen“ Eisenerzer Schichten in einer Mächtigkeit von ca. 80 m an.

*Polygnathus linguiformis* ssp. aff. *P. l. bultyncki*.

## Die Eisenerzer Schichten

Am Steirischen Erzberg und seiner Umgebung bilden die klastischen Eisenerzer Schichten das jüngste Schichtglied der variszischen Abfolgen. Sie wurden früher als „Grenzschiefer“ (M. VACEK, 1903: 16) bzw. als „Zwischenschiefer“ (J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, 1922: 263) bezeichnet. Die verschiedenen Ansichten zum Alter und zur tektonischen Stellung wurden im historischen Teil (S. 176) erwähnt.

Mit der Petrographie der Eisenerzer Schichten beschäftigte sich zuerst M. VACEK, 1903. Nach ihm sind es teils licht-, teils dunkelgraugrüne, vielfach schmutzviolett gefärbte Tonschiefer mit reichlicher Glimmerführung, die nach oben allmählich in die Kalke und Erze der Hangendscholle übergehen. Sie lagern diskordant über der älteren Unterlage.

A. KERN, 1927: 24 und 1942, charakterisierte die gleichen Gesteine als meist graphitische tonreiche Quarzitschiefer, die „ohne Unterbrechung durch den Berg streichen“ und sich der Erzformation sedimentär einschalten. Dieser Auffassung folgte G. HIESLEITNER 1929.

Eine ausführliche Beschreibung der Eisenerzer Schichten gaben K. A. REDLICH & K. PRECLIK, 1930: 238–244. Sie verglichen sie mit den Gesteinen der Erzberg-Unterlage und schlossen aufgrund der petrographischen Übereinstimmung der älteren Gesteine mit den Eisenerzer Schichten auf eine tektonische Einschaltung vordevonischer klastischer Gesteine. Die Autoren erwähnten grobkörnige, polymikte, braun gefärbte Sandsteine, sandige und kalkige Schiefer, graue, phyllitartige Sandsteine und schwarze brekziöse Kieselschiefer mit Übergängen in schwarze graphitreiche Tonschiefer (vgl. F. ANGEL, 1929: 89, 1939: 279), die die Hauptmasse der Schieferentwicklung darstellen. Lokal schalten sich in sie grünliche Serizitschiefer ein, die als feinsten Porphyroiddetritus gedeutet wurden (lit. cit., p. 241).

Nach H. HAJEK, 1966: 26, 27, können die Eisenerzer Schichten des Erzbergs zweigeteilt werden, und zwar besteht der untere Teil aus ölgrünen, serizitisch-quarzitischen Schiefeln,

während den höheren Abschnitt graphitreiche Tonschiefer aufbauen, die seitlich in graue bis violettglänzende Schiefer übergehen können.

Diese Grobgliederung der bis 80 m mächtigen Eisenerzer Schichten, die von unseren Aufnahmen am Erzberg bestätigt wird, ist aber nur an wenigen Stellen zu beobachten (z. B. auf den Etagen Schuchart und Dreikönig). Meist sind die Schiefer tektonisch auf wenige Meter reduziert.

Auf der Etage Schuchart folgen über den erwähnten Kalken (S. 194) 8 m mächtige grünliche Schiefer. Sie gehen in graue, graphitische Schiefer über, die hier ca. 80 m mächtig sind. Im unteren Teil lagern sie bis 10 m mächtige violette Schiefer ein.

Die Eisenerzer Schichten der Etage Dreikönig führen bis 4 cm dicke sandige Lagen. Wie auf anderen Etagen, sind die Schiefer häufig laminiert. Sedimentstrukturen, z. B. convolute bedding, sind hier nicht selten. Haupttypen sind jedoch schwarze, stark graphitische Tonschiefer.

In der Vergangenheit wurden innerhalb der Eisenerzer Schichten wiederholt Porphyroid-ähnliche Einschaltungen erwähnt (J. JUNGWIRTH & H. LACKENSCHWEIGER, K. A. REDLICH & K. PRECLIK, F. ANGEL, E. HABERFELNER) und als Beweis für den Deckenbau am Erzberg herangezogen. H. HAJEK, 1966: 27, 28, schränkte jedoch ein, daß bisher an keiner Stelle der Eisenerzer Schichten eindeutige Porphyroide oder deren Abkömmlinge nachzuweisen waren; dennoch sei es denkbar, daß „Porphyroiddetritus und darunter auch Porphyroidquarkristalle mit an der Zusammensetzung des Zwischenschiefers beteiligt sind“.

Nach H. HAJEK, 1966, treten am Erzberg Porphyroide einmal im oberordovizischen Lagerstättenuntergrund und zum anderen – durch Bohrungen erwiesen – innerhalb der Erzformation in einem Horizont auf, der stets 80–120 m darüber liegt. In Begleitung von Porphyroiden, aber auch porphyrmaterialhaltigen Brekzien, Tuffen und Tuffiten fanden sich hier Tonschiefer und Roteisensteine. Ähnliche Verhältnisse beschrieb H. HAJEK aus der Hangendscholle, etwa 30 m über dem Niveau der Zwischenschiefer. Es handelt sich immer um isoliert auftretende Porphyroidlinsen bzw. max. 3 m mächtige Porphyroidlagen, die besonders im Vordernberger Revier verbreitet waren und im offensichtlich konkordanten Verband zu fossilführenden Kalken vom Typus der Sauberger Kalke standen. H. HAJEK vermutete daher eine syngenetische Erzzufuhr im Zusammenhang mit einem zweiten, jüngeren Quarzkeratophyr-Vulkanismus im Devon. Die von älteren Bearbeitern gemeldeten Porphyroide stammen daher wahrscheinlich aus den erzführenden Kalken und nicht aus dem Zwischenschiefer. Den Irrtum in der Fundortsangabe erklärte H. HAJEK damit, daß die echten Porphyroid-Vorkommen in den Kalken und die grünlichen Partien der Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer) im Gelände kaum unterscheidbar sind.

Die von H. HAJEK, 1966, mitgeteilten Vorkommen von „echten Porphyroiden“ sind in der Zwischenzeit der fortschreitenden Abbautätigkeit zum Opfer gefallen. Wir konnten daher ihre Position in den Kalkprofilen mittels Conodontenproben nicht überprüfen. Die Altersfrage der jüngeren Vulkanite muß aus diesem Grunde weiterhin offen bleiben.

Bisher ebenfalls nicht gelöst ist die Frage, inwieweit die grünen und violetten Schiefer in den basalen Eisenerzer Schichten Abkömmlinge von Vulkaniten sind. Die naheliegende Vermutung, es könne sich dabei um Tuff- bis Tuffiteinschaltungen handeln, ließ sich bisher nicht eindeutig beweisen.

Auf der anderen Seite kennen wir in der Umgebung des Erzbergs Vorkommen von echten Porphyroiden, die eine analoge Position innerhalb der Eisenerzer Schichten ein-

nehmen. Es sind dies die wenige Meter mächtigen Vorkommen in Verbindung mit Lyditen an der mittleren Forststraße am Lackenriedel westlich Eisenerz in Höhe 1100 m im Hangenden einer unterkarbonen Kalkbrekzie (H. P. SCHÖNLAUB et al, 1977: 31) bzw. Porphyroide im Hangenden von Oberdevonkalken an der Basis von sandigen Eisenerzer Schichten, die im Sattel von „Auf der Stang“ aufgeschlossen sind.

In diesem Zusammenhang ist weiters ein Zug massiger, bis 10 m mächtiger, grüner Porphyroide von Interesse, der die mächtige Kalkfolge des Linseck und der Hohen Lins zerteilt. Sie sind in Begleitung von Tonschiefern und dunklen Lyditen und ziehen vom Kamm bei Pkt. 1914 (= zwischen Linseck und Hohe Lins) nach Norden zu Pkt. 1824. Beim gegenwärtigen Kenntnisstand schließen wir nicht aus, daß es sich hier um eine sedimentäre Zwischenschaltung innerhalb unterdevonischer Kalke handelt. Dies gilt jedoch nicht für die Porphyroide, die den Kamm zwischen Platte und Rössl queren (vgl. Karte bei E. HABERFELNER, 1935).

Der Altersumfang der Eisenerzer Schichten läßt sich derzeit noch nicht befriedigend angeben. Sie beginnen nach den zur Verfügung stehenden conodontenstratigraphischen Daten aus der unmittelbaren Unterlagerung (Mischfaunen auf den Etagen Dreikönig, Schuchart und Liedemann) und der auf der Etage Antoni nahe der Basis der Eisenerzer Schichten eingelagerten gebänderten Kalkbrekzie, die ebenfalls Conodonten-Mischfaunen des Oberdevons und Unterkarbons führt, nicht vor dem jüngeren Visé (= Warnantien). Für die Obergrenze fehlt hingegen bisher jeder Altershinweis. Nach Analogieschlüssen mit dem Karbon der Veitscher Decke (zusammengefaßt zuletzt bei H. P. SCHÖNLAUB, 1979) und dem Karbon im Grazer Paläozoikum (F. EBNER, 1978) kann aber mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden, daß die graphitischen Anteile der Eisenerzer Schichten auch Oberkarbon umfassen.

### **Präbichlschichten**

Im Lagerstättenbereich bestehen die diskordant dem älteren Bau auflagernden und alpidisch zusätzlich eingemuldeten Präbichlschichten aus einer bis 40 m mächtigen Basisbrekzie, in der vorwiegend die unterlagernden Sauberger Kalke aufgearbeitet sind, aber auch Quarz-, Erz- und Rohwandgerölle vorkommen. Darüber folgen grünliche Sandsteine oder unmittelbar violette, glimmerreiche Sandsteine und Schiefer, die von den Lokalbearbeitern stets zu den Werfener Schiefen gerechnet wurden. Ältere Berichte erwähnten darin Einschaltungen von Kalkgeröllen und Lagen von Gips. Fossilien fehlen generell.

## **Conodontenstratigraphie im Devon und Unterkarbon am Erzberg**

(H. P. SCHÖNLAUB)

In Abbildung 9 sind die conodontenstratigraphischen Ergebnisse vom Steirischen Erzberg zusammengefaßt. Biostratigraphisch verwertbare Formen datieren hierbei den Zeitraum vom Oberordoviz bis in das obere Visé. Diese lange Zeit ist allerdings nur bis an die

| SILES                      |            | Namur                         |   |      |      |      |        |     |
|----------------------------|------------|-------------------------------|---|------|------|------|--------|-----|
| DINANT                     | Visé       | <i>nodosus</i>                |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>bilineatus</i>             |   |      | ● 13 | ● 13 |        |     |
|                            |            | <i>(beckmanni)</i>            |   |      | ~ 13 | ~ 13 |        |     |
|                            | Tournai    | <i>anchoralis</i>             |   |      |      |      | ● 5    | ● 4 |
|                            |            | <i>isosticha / crenulata</i>  |   |      |      |      | ● 5    | ● 4 |
|                            |            | <i>sandbergi</i>              |   |      | ?    |      | ● 5    | ● 4 |
| <i>duplicata</i>           |            |                               |   | ● 13 |      | ● 5  | ● 4    |     |
| <i>sulcata</i>             |            |                               |   |      | ● 5  | ● 4  |        |     |
| OBERDEVON                  | Famenne    | <i>costatus / praesulcata</i> |   |      |      | ● 13 | ● 4    |     |
|                            |            | <i>styriacus</i>              |   |      |      | ● 5  | ● 4    |     |
|                            |            | <i>velifer</i>                |   |      |      |      | ● 4    | ● 4 |
|                            |            | <i>marginifera</i>            |   |      |      |      | ● 4    | ● 4 |
|                            |            | <i>rhomboidea</i>             |   |      | ?    |      | ● 4    | ● 4 |
|                            |            | <i>crepida</i>                |   |      | ● 13 |      | ● 4    | ● 4 |
|                            | Frasne     | <i>P. triangularis</i>        |   |      | ?    |      | ~ 4    | ~ 4 |
|                            |            | <i>gigas</i>                  |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>A. triangularis</i>        |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>asymmetricus</i>           | + | 9    | ?    | 16   | ● 6,13 | ● 5 |
|                            |            | <i>hermanni - cristatus</i>   |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>hermanni - cristatus</i>   |   |      |      |      |        |     |
| MITTEL-DEVON               | Givet      | <i>varcus</i>                 |   |      |      |      |        |     |
|                            | Eifel      | <i>ensensis</i>               |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>kockelianus</i>            |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>australis</i>              |   |      |      |      | ~ 4    | ~ 5 |
| <i>costatus costatus</i>   |            |                               |   |      |      | ~ 4  | ~ 5    |     |
| UNTERDEVON                 | Daleje     | <i>patulus</i>                |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>serotinus</i>              |   |      |      |      |        |     |
|                            | Zlichov    | <i>laticostatus</i>           |   |      | +    | 7    |        |     |
|                            |            | <i>gronbergi</i>              |   |      | +    | 14   | ~ 15   |     |
|                            | Prag       | <i>dehiscens</i>              |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>kindlei / pirenae</i>      |   |      |      |      |        |     |
|                            | Lochkov    | <i>sulcatus</i>               |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>pesavis</i>                |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>Oz. n. sp.D</i>            |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>eurekaensis</i>            |   |      |      |      |        |     |
| <i>woschmidti</i>          |            |                               |   |      |      |      |        |     |
| SILUR                      | Přidoli    | <i>eosteinhornensis</i>       |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>crispa</i>                 |   |      |      |      |        |     |
|                            | Ludlow     | <i>snajdri / latialata</i>    |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>siluricus</i>              |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>ploeckensis</i>            |   |      |      |      |        |     |
|                            | Wenlock    | <i>crassa</i>                 |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>sagitta</i>                |   |      |      |      |        |     |
|                            | Llandovery | <i>patula</i>                 |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>amorphognathoides</i>      |   |      |      |      |        |     |
|                            |            | <i>celloni</i>                |   |      |      |      |        |     |
| <i>staurognathoides</i>    |            |                               |   |      |      |      |        |     |
| <i>discreta / deflecta</i> |            |                               |   |      |      |      |        |     |
| <i>simplex</i>             |            |                               |   |      |      |      |        |     |
| ORDOVIC                    | Ashgill    | <i>ordovicicus</i>            |   |      |      |      |        |     |
|                            | Caradoc    | <i>superbus</i>               |   |      |      |      |        |     |

Abb. 9: Conodontennachweis in der Schichtfolge des Steirischen Erzbergs (Kreuze: Proben im Profilverband; Punkte: Indirekte Nachweise in umgelagerten Faunen; Fragezeichen: mögliche Altersausdehnung).

Grenze Unter-/Mitteldevon mittels kontinuierlicher Profile sicher belegt. Der Nachweis des folgenden Zeitabschnitts wird, wie erwähnt, indirekt durch Umlagerungsprodukte erbracht.

Im Unterdevon folgen wir der Conodonten-Zonengliederung von H. R. LANE & A. R. ORMISTON, 1979 (vgl. auch G. KLAPPER & W. ZIEGLER, 1979). Nachgewiesen sind am Erzberg (Etage Pauli) Äquivalente der jüngeren Lochkov-Stufe mit *Ancyrodelloides* sp. als leitende Gattung für die *Monograptus bercynicus*-Zone. Die Gattung *Ancyrodelloides* bleibt nach bisherigen Meldungen auf die Conodontenzone „*Ozarkodina* n. sp. D“ beschränkt (lit. cit.). Diese Beobachtungen stimmen mit ihrer Verbreitung in den Karnischen Alpen überein (H. P. SCHÖNLAUB, unpubl.).

Für den sicheren Nachweis der sulcatus-, kindlei- und pirenae-Zonen fehlen die namengebenden Conodonten bzw. solche Formen, die auf eine dieser Zonen beschränkt sind. Für eine Vertretung des Pragiens in den roten und violetten Flaserkalken bis Kalkschiefern sprechen aber die hangende Position zur Lochkov-Fauna sowie das Vorkommen von Dacryoconariden, die zum Formenkreis um *Nowakia acuaria* gehören.

Die *Polygnathus dehiscens*-Zone ist am Erzberg an mehreren Stellen gut nachgewiesen, so auf der Etage Eva in stromatoporenführenden Crinoidenkalken (Eva 14), auf der Etage Pauli, wo plattige Kalke und gut gebankte, bunte Flaserkalke diagnostische Formen führen (vgl. Taf. 7, Fig. 9), weiteres im Mittelteil und auf der Südseite der Etage Dreikönig mit den auf Taf. 7, Fig. 1–6 abgebildeten charakteristischen Vertretern und schließlich auf Etage Liedemann in den hier vorzüglich aufgeschlossenen, grob gebankten, bunten Sauberger Flaserkalken (Liedemann 2). Chronostratigraphisch entspricht die dehiscens-Zone dem obersten Pragium und der unteren Hälfte des Zlichoviums in Böhmen (H. P. SCHÖNLAUB in I. CHLUPÁČ, 1977, H. P. SCHÖNLAUB, unpubl.).

Die folgende *Polygnathus gronbergi*-Zone ist vermutlich auf Etage Eva (Probe 15), sicher aber auf Etage Liedemann im oberen Teil der hier typischen Entwicklung von Sauberger Kalken ausgebildet (Probe Liedemann 3); auf der Nordseite derselben Etage ist sie ebenfalls durch das Auftreten von *Polygnathus perbonus* (PHILIP) in crinoidenführenden Flaserkalken im Hangenden der Sauberger Kalke belegt (Taf. 7, Fig. 21, 22). Die gronbergi-Zone umfaßt die obere Hälfte der Zlichov-Stufe Böhmens (G. KLAPPER et al., 1978; H. P. SCHÖNLAUB, unpubl.).

Im jüngsten Unterdevon sind am Erzberg weiters die *Polygnathus serotinus*-Zone auf den Etagen Eva (vgl. Taf. 6, Fig. 8), Antoni (vgl. Abb. 6 a, b) und Schuchart mit zahlreichen gut erhaltenen Formen nachgewiesen. Die drüber folgende *Polygnathus c. patulus*-Zone ist hingegen nicht sicher nachweisbar. Am ehesten dürfte sie nahe der Oberkante der Liegendescholle in der Ausbildung von grauen Kalken unmittelbar unter der Eisenerzer Brekzie vertreten sein (Liedemann 13). Das viel zu geringe und überdies schlecht erhaltene Material erlaubt aber keine sichere Zuweisung zu einer der bekannten Unterarten, die für die Grenzziehung zwischen Unter- und Mitteldevon entscheidende Bedeutung haben.

Hinweise auf eine Vertretung von Mitteldevon fanden sich auf den Etagen Schuchart und Dreikönig. Während auf Schuchart die unmittelbar im Liegenden der Eisenerzer Schichten in den obersten Kalkpartien gefundenen Polygnathenreste keine eindeutige Bestimmung mitteldevonischer Unterarten von *Polygnathus linguiformis* (HINDE) gestatten, führt die Probe Dreikönig 4 mehrere Bruchstücke von *Polygnathus l. linguiformis* (früher: gamma-Morphotyp). Die Nominatunterart tritt ab der costatus-Zone auf und reicht durch das gesamte Mitteldevon (W. ZIEGLER et al., 1976, K. WEDDIGE, 1977).

Im Profilverband mit Unter- und Mitteldevon stehende oberdevonische Kalke konnten am Erzberg bisher nicht gefunden werden. Die ein Bruchstück von *Palmatolepis* sp. führende Probe Eva 9 stammt von der Basis der Hangendscholle. Aufgrund des schlechten Erhaltungszustandes der Begleitconodonten kann nicht entschieden werden, ob diese gleich alt sind und damit die Möglichkeit einer Mischfauna auszuschließen ist. Die ebenfalls *Palmatolepis* sp. führende Probe Liedemann 16 wurde einer etwa 0,5 m dicken nichtvererzten Lage im Siderit entnommen und grenzt an ein hier nur wenige dm mächtiges Band von Eisenerz Schichten. Benachbarte Proben ergaben keine positiven Befunde.

Die aus den Kalkbrekzien auf den Etagen Liedemann, Antoni, Dreikönig und Schuchart isolierten Conodonten bezeugen verschiedene Abschnitte im Oberdevon. Aufgrund der schlechten Erhaltung können sie freilich nur in Ausnahmefällen einer bestimmten Conodontenzone zugewiesen werden:

- Für ein Frasn-Alter sprechen in erster Linie solche Vertreter von *Palmatolepis*, die breite, mehr oder weniger stark skulpturierte oder mit Lappen versehene Plattformen haben, wie in den Proben Antoni 6, 13, Dreikönig 5 und vielleicht Liedemann 13 mit *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL (Taf. 6, Fig. 15, 16).

- Der Zeitraum crepida-Zone bis marginifera-Zone (in Abb. 9 für die rhomboidea-Zone ausgewiesen) ist in der Kalkbrekzie auf der Etage Schuchart durch *Palmatolepis glabra pectinata* ZIEGLER, *Palmatolepis glabra prima* ZIEGLER & HUDDLE und *Polygnathus nodocostatus* BRANSON & MEHL s. l. nachgewiesen (vgl. Taf. 6, Fig. 10).

- Leitend für die marginifera-Zone ist *Palmatolepis marginifera duplicata* SANDBERG & ZIEGLER (Taf. 4, Fig. 14).

- *Polygnathus granulatus* BRANSON & MEHL, ebenfalls in Probe Schuchart 4 gefunden, tritt kurzzeitig in der oberen velifer- und unteren styriacus-Zone auf.

- Kennzeichnend für das jüngste Oberdevon (obere styriacus-Zone, costatus-Zone) sind Conodonten in den Proben Antoni 13, Dreikönig 5 und Schuchart 4, u. a. *Pseudopolygnathus trigonicus* ZIEGLER (Taf. 6, Fig. 1), *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER (Taf. 6, Fig. 2, 3) und indeterminate Bruchstücke von *Bispathodus* (Taf. 6, Fig. 11, 12, 13).

Im Unterkarbon folgen wir der Conodontenchronologie von Ch. A. SANDBERG et al., 1978, und Ch. A. SANDBERG, 1979. Unterkarbonische Conodonten liegen aus den Kalkbrekzienhorizonten der Etagen Schuchart, Dreikönig und Liedemann sowie aus der Kalkbrekzienbank auf Etage Antoni (Antoni 13) vor. Sie erlauben folgende biostratigraphische Aussagen:

- Die sulcata-Zone ist in Probe Schuchart 4 mit *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) nachgewiesen. In Probe Dreikönig 5 wird diese Zone nicht durch diagnostische Elemente bestätigt.

- Die duplicata-Zone ist bisher nicht eindeutig durch die namengebende *Siphonodella*-Art bewiesen. Bruchstücke von *Siphonodella* sp. liegen aber aus den Proben Liedemann 13 und Dreikönig 5 vor (Taf. 5, Fig. 15). Ein weiterer Hinweis auf eine Vertretung dieser Zone könnte durch *Pseudopolygnathus triangulus* ssp. in den Proben von Dreikönig 5 (Taf. 5, Fig. 9) sowie Schuchart 4 (Taf. 4, Fig. 4, 5) gegeben sein.

- Ebenfalls mit Vorbehalt ist die sandbergi-Zone in der Probe Schuchart 4 durch ein Exemplar von *Siphonodella cooperi* HASS belegt (Taf. 5, Fig. 8, 10).

- Eine präzise Einstufung der in den Proben Antoni 13, Schuchart 4 und Liedemann 13 b gefundenen Gnathoden (*Gnathodus punctatus* [COOPER], *Gnathodus semiglaber* [BISCHOFF],

*Gnathodus texanus* ssp.) ist wegen der zu geringen Anzahl gut erhaltener Exemplare nicht möglich.

Nach A. VOGES 1959 ist sie mit großer Wahrscheinlichkeit dem Grenzbereich *crenulata/anchoralis*-Zone zuzurechnen, d. h. der *Pericyclus*-Stufe; nach dem von T. L. THOMPSON & L. D. FELLOWS, 1969, vorgelegten Zonenschema gehört sie dem Bereich *Gnathodus punctatus*-Subzone bis *Gnathodus semiglaber*-*Polygnathus communis carinus*-Zone an bzw. nach Ch. A. SANDBERG, 1979, der *Siphonodella isosticha*/Obere *Siphonodella crenulata*-Zone. Dieser Einstufung entspricht im Dinant Belgiens (R. CONIL et. al., 1976) ein Alter von Tn2c bis Tn3c, also die jüngere Tournai-Stufe.

Ob die gefundene Gnathodenfauna in ihrer Zusammensetzung selbst eine Mischfauna darstellt, kann zurzeit schwer entschieden werden. Als Beispiel sei das auf Taf. 5, Fig. 12 abgebildete und zu *Gnathodus punctatus* (COOPER) gestellte Exemplar aus Probe Liedemann 13 b angeführt, das in der Plattform-Ornamentierung große Ähnlichkeit mit *Gnathodus bilineatus* (ROUNDY) aufweist. Fällt diese Form bereits in die Variationsbreite der jüngeren Art? Die gleiche Frage stellt sich auch bei *Gnathodus texanus* ssp. in der Probe Antoni 13. Hier lassen vor allem auch geologische Gründe ein jüngeres Alter vermuten (vgl. S. 191).

Im Faunenspektrum fehlen sichere Hinweise, die tatsächlich auf eine Beteiligung jüngerer Conodonten an der Zusammensetzung der Mischfauna schließen lassen, wie beispielsweise *Gnathodus typicus* COOPER, *Gnathodus texanus texanus* ROUNDY, *Hindeodella segaformis* BISCHOFF, *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus* VOGES u. a., die auch in unserer schlecht erhaltenen Fauna durch ihre auffallenden Merkmalskombinationen leicht erkennbar sein würden. Die vorliegende Mischfauna erhält anscheinend ihr Gepräge durch *Gnathodus punctatus* (COOPER) und der Gattung *Siphonodella*.

Der bei F. THALMANN, 1975, mitgeteilte wichtige Nachweis der *Scaliognathus anchoralis*-Zone im Bereich der Etagen Maschin und Kogl erweitert die hier dargestellten Befunde bis an die Obergrenze des Tournai.

Die Aufarbeitung älterer Kalke und damit die Bildung der Kalkbrekzien und Mischfaunen ist damit frühestens an den Beginn der Visé-Stufe zu stellen. Da in einigen Proben Verdacht auf das Vorhandensein jüngerer Elemente besteht – insbesondere in der Brekzienbank von Etage Antoni (13) –, wollen wir vorerst aber nicht ausschließen, daß die Aufarbeitungsphase ein etwas jüngeres Ereignis war, das mit mittlerem oder höherem Visé (*bilineatus*-Zone) zu datieren ist.

## Erhaltung der Conodontenfauna

(G. FLAJS und H. P. SCHÖNLAUB)

Die uns vorliegende und nur zum geringen Teil abgebildete Conodontenfauna vom Steirischen Erzberg weicht von der „Normal-Überlieferung“ von paläozoischen Conodonten erheblich ab. Die schlechte Erhaltung steht offensichtlich im Zusammenhang mit der geotektonischen Entwicklung dieses Segments der Grauwackenzone.

– Die conodontenführenden Gesteine sind hauptsächlich Bänderkalke mit durchwegs straffer Gefügeregelung.

– Im regionalen Rahmen wie im Kleinbereich fand eine intensive voralpidische und vermutlich unter der Auflast der Kalkalpen auch alpidische Verschuppung statt.

– Von der Spatvererzung wurden am Erzberg volumsmäßig mindestens  $\frac{3}{4}$  der karbonatischen Schichtfolge erfaßt.

– Der Grenzbereich Grauwackenzone/Kalkalpen wurde von der variszischen und der alpidischen Metamorphose betroffen. Wie G. JUNG, 1979, nach Untersuchungen der Werfener Schichten im Raum Radmer erkannte, war die Intensität der variszischen Metamorphose stärker als die alpidische Aufwärmung.

– Aufgrund der Ankeritmineralogie schlossen A. BERAN & F. THALMANN 1978, A. BERAN 1979 am Erzberg auf Metamorphose-Temperaturen von etwa 400° bei Drucken von 2–3 kbar.

Die durch die erwähnte(n) Metamorphose(n) hervorgerufenen Veränderungen der Conodonten lassen sich folgendermaßen charakterisieren:

1. Viele Conodonten zeigen Anzeichen tektonischer Beanspruchung z. B. bruchstückhafte Erhaltung, Deformationen, Auslängung, Rißbildungen (vgl. Taf. 1, Fig. 2, 3, 9, 15, 17, 19, 20; Taf. 2, Fig. 3, 6, 11, 14; Taf. 4, Fig. 8; Taf. 5, Fig. 9, 15; Taf. 6, Fig. 4, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 17–19). Die Risse verlaufen in der Regel senkrecht zur Längsachse sowohl des Conodonten (Taf. 1, Fig. 20; Taf. 2, Fig. 19; Taf. 4, Fig. 8, 9) als auch senkrecht zur Richtung der Zähne der Ast- und Plattformtypen (Taf. 1, Fig. 8, 16).

2. Das Farbenspektrum der Conodonten reicht von Schwarz über sämtliche Grautöne bis zu durchscheinend Weiß, wobei oftmals eng benachbarte Proben verschiedene Farbtöne zeigen (z. B. auf Etage Ignazi: In Probe 3 liegen sehr dunkle Conodonten vor, während wenige Meter entfernt in Probe 2 hellgraue Conodonten vorkommen; ähnliche Verhältnisse finden sich auf der Etage Zauchen in der Probe 6 im Vergleich zur Probe 5 bzw. 8).

Generell gilt nach der Untersuchung von über 230 Proben vom Erzberg die Feststellung, daß zumindest hier in der Verteilung der verschiedenen Farbstufen keine Gesetzmäßigkeit herrscht. Einzelne Farbtöne lassen sich auch nicht verschiedenen tektonischen Niveaus zuordnen.

3. In Bezug auf die Größe der Conodonten vom Erzberg beobachten wir durchschnittlich signifikant kleinere Formen als in weniger beanspruchten Gebieten der Ostalpen, wie beispielsweise in den Karnischen Alpen (vgl. A. G. EPSTEIN et al., 1977, Fig. 7; H. P. SCHÖNLAUB, 1979, Abb. 4).

Wie unten vermutet wird, sind Lösungsvorgänge an der Conodontenoberfläche als Ursache der Größenreduktion anzusehen.

4. Oberflächen-Morphologie: Ursprüngliche Oberflächen sind nur mehr in Ausnahmefällen erhalten (z. B. Taf. 1, Fig. 18; Taf. 7, Fig. 20). In der Regel zeigen die Oberflächen entweder richtungslos-körnige Strukturen aus blockigen, meist scharfkantig begrenzten Kristallen (Taf. 3, Fig. 8; Taf. 6, Fig. 21; Taf. 7, Fig. 8), oder die Rekristallisation folgt der ursprünglichen Kristallorientierung und führt zur Ausbildung stengeliger Kristallaggregate (Taf. 1, Fig. 13; Taf. 3, Fig. 3, 4, 7, 8; Taf. 7, Fig. 8, 18). Daneben zeigen einige Exemplare Überkrustungen der ursprünglichen Oberflächen (z. B. Taf. 3, Fig. 6; Taf. 7, Fig. 6) bzw. es sind deutliche Hinweise auf Lösungsvorgänge vorhanden, wie z. B. auf Taf. 1, Fig. 6 oder Taf. 3, Fig. 16 mit unregelmäßig löchriger Oberfläche. Die An- und Auflösung kann so weit gehen, daß eine schwammig-poröse Oberflächenstruktur entsteht (Taf. 2, Fig. 16, 17).

5. Mineralneubildungen. Das auffallendste Merkmal der metamorphosebedingten Veränderungen sind die häufig zu beobachtenden Mineralneubildungen. Es handelt sich dabei um Neuwachstum von Quarz und Alumosilikaten (vermutlich Feldspat) mit unterschiedlicher Tracht: Quarz kann in plattiger (Taf. 5, Fig. 2) oder pyramidal (Taf. 2, Fig. 13), Feldspat in tafeliger oder nadeliger Ausbildung vorliegen (Taf. 2, Fig. 9; Taf. 4, Fig. 2, 3, 5; Taf. 5, Fig. 2; Taf. 6, Fig. 5, 12, 16). Neuwachstum findet bevorzugt auf Plattform-Elementen statt und hier vor allem auf den Plattform- bzw. Gewölbeunter- und -oberseiten. Auf Astform- und Einzahntypen ist Mineralneuwachstum erstaunlicherweise sehr selten zu finden.

Versuche, mittels Gandolfini-Aufnahmen die K-Al-Silikate zu identifizieren, brachten bisher keine Ergebnisse.

Die aufgezeigten Veränderungen der Conodontenoberflächen führen wir auf starke thermische Beeinflussung unter intensiver Durchbewegung zurück. Ein wichtiges Kriterium zur Beurteilung der Hitzeeinwirkung sind die farblichen Veränderungen der Conodontensubstanz. Die meisten der überlieferten Conodonten zeigen Farben, die über die von A. G. EPSTEIN et al., 1977, aufgestellte Skala 1–5 (Color Alteration Index, CAI) hinausreichen. Wir fanden überwiegend mattgraue bis hellgraue Conodonten und seltener dunkelgraue bis schwarze bzw. durchscheinend weiße. Für diese Veränderungen, die über dem Color Alteration Index 5 liegen, wurden von den Autoren in Laborversuchen Temperaturen von über 300° ermittelt, dabei allerdings betont, daß der Dauer der thermischen Beeinflussung eine wesentliche Bedeutung zukommt. So bewirken zum Beispiel hohe Temperaturen schon in kurzer Zeit starke Farbänderungen, ohne daß dabei der Conodont zerstört wird (Conodontenfarben vom Erzberg und anderen Gebieten wurden bei Temperaturen bis zu 900° erreicht).

Zusammenfassend meinen wir, daß die in letzter Zeit auf verschiedener methodischer Grundlage geforderten Metamorphosetemperaturen am Erzberg (lit. cit.) sich ebenfalls in den Farben der überlieferten Conodonten manifestieren. Die von A. G. EPSTEIN et al., 1977, publizierten Angaben sind aber unseres Erachtens dahingehend zu ergänzen, daß – nicht nur im komplexen ostalpinen Paläozoikum – zur Temperatur zusätzliche Faktoren kommen, die Farbänderungen beeinflussen können, wie z. B. die Fazies und der Chemismus des Nebengesteins, der vertikale Wechsel der Lithologie, Tektonik etc. (H. P. SCHÖNLAUB et al., 1976, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1977, H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

## Tektonik

(F. THALMANN)

Wenngleich für eine detaillierte Auflösung des Internbaus derzeit stratigraphische Daten in noch unzureichender Menge vorliegen, so ermöglichen die zur Verfügung stehenden Ergebnisse bereits jetzt übersichtsmäßig den Bauplan der um eine NNE-abtauchende Achse muldenartig verformten Schichtfolge über dem Porphyroid zu skizzieren.

Das Normalprofil (Liegendscholle) beginnt mit dem liegenden Porphyroid und reicht bis zur Obergrenze der Eisenerzer Schichten (Zwischenschiefer). Darüber tritt eine Wiederholung der Devonabfolge in der Hangendscholle auf (Karbonatfolge zwischen Obergrenze Eisenerzer Schichten bis Untergrenze Präbichlschichten).

Die Stellung der Zwischenschiefer als höchstes Schichtglied der Liegendsscholle, nunmehr Eisenerzer Schichten genannt, wird als gesichert angesehen. Wurde von K. A. REDLICH, G. HIESSLEITNER, J. JUNGWIRTH, H. LACKENSCHWEIGER, E. HABERFELNER u. a. (vgl. Rückblick auf S. 172 ff.) die Gleitfuge noch im Liegenden der Eisenerzer Schichten (und diese als mitgeschleppter Untergrund der Hangendscholle – teilweise Porphyroidmylonit) gesehen, so liegt diese nunmehr eindeutig in deren Hangenden. Die besten diesbezüglichen Aufschlußverhältnisse sind trotz laufendem Abbaufortschritt auf Etage Dreikönig und Schuchart gegeben.

Die dominierende Störung innerhalb der Lagerstätte ist der NS-streichende und gegen E einfallende, die Präbichlschichten noch mitversetzende Christoph-Hauptverwurf.

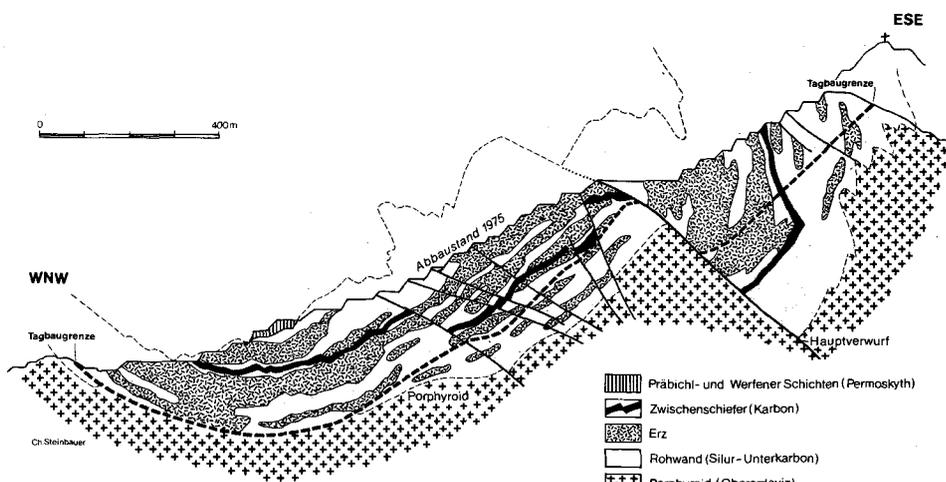


Abb. 10: ESE-WNW Profil durch den Steirischen Erzberg.

Der östlich dieser Störung gelagerte, steilstehende Muldenteil ist um etwa 350 m gegen Osten abgesenkt. Die tektonischen Verhältnisse sind relativ einfach, da die starke Kluft-schar der westlich des Christoph-Hauptverwurfs auftretenden tieferliegenden Muldenverwerfer hier nur unbedeutende Versetzungen verursacht. Einzig im nördlichen Tagbaugebiet bewirkt der steilstehende Vordernberger Seigerverwurf eine bedeutendere Blattverschiebung. Liegend- und Hangendscholle sind weiterhin über das trennende Band der Eisenerzer Schichten verfolgbar. Stellenweise werden diese bis auf dm-Mächtigkeit ausgequetscht. Dort, wo sie mächtiger sind, zeigen sie die farbliche Zweiteilung mit grünem quarzitischem Anteil im Liegenden und mehr tonig-graphitischen Anteilen im Hangenden.

Inwieweit innerhalb der Liegend- und allenfalls auch in der Hangendscholle weitere, vermutlich eher lokale Schichtwiederholungen auftreten, muß zusätzlichen Detailuntersuchungen vorbehalten bleiben. Dies soll zunächst nicht ausgeschlossen werden, da die von H. HAJEK 1966 beschriebenen und zwischenzeitlich abgebauten Porphyroideinschlüssen im Vordernberger Revier einen weiteren Schuppenbau andeuten könnten. Im südlichen

Bereich der Etagen Pauli und Volleritsch (Probenpunkte Pauli 1, Volleritsch 2, 3, 4, 5) tritt zwischen Eisenerzer Schichten und Unterdevon 1 (= älter als das Auftreten von *Polygnathus debiscens*) der Hangendscholle auf Etage Zauchen eine geringmächtige Abfolge von Unterdevon 2 (mit *Polygnathus debiscens*) auf. In deren hangendem Grenzbereich wäre die Fortsetzung der gedachten Trennfuge dieser Porphyroideinschaltung zu suchen.

Die tektonische Auflösung des Lagerstättenkomplexes westlich des Christoph-Hauptverwurfs ist im Großen gesehen ebenfalls einfach, doch erscheinen die Verhältnisse im ersten Moment etwas undurchsichtiger, da hier die seit A. KERN, 1927, im Detail beschriebenen Muldenverwerfer den Karbonatkörper zusätzlich in mehrere Teilkörper zerlegen. Für die tektonische Auflösung soll daher auch auf die älteren Tagbau- und Grubenaufnahmen zurückgegriffen werden. Im Tagbaubereich der Etagen Dreikönig und Schuchart tritt zunächst eine Mächtigkeitszunahme der Eisenerzer Schichten auf. Das ist eine Folge der teilweise flachen und ungestörten Lagerung und kann nur bedingt auf eine zusätzliche tektonische Anschuppung zurückgeführt werden. Aus diesem Bereich wurde von A. KERN, 1927, und vor allem 1942 die Detailgliederung der Eisenerzer Schichten beschrieben, wobei er bereits 1942: S. 24 und Abb. 19a auf schmale Karbonateinlagerungen hingewiesen hatte: „Weiters erkennt man hier deutlich eine bemerkenswerte Schichtgliederung, die bei aufmerksamer Betrachtung auch in tektonisch stärker mitgenommenen Zwischenschieferungen fast stets wieder aufzuspüren ist; das liegende Schichtpaket trägt hellere Farbtöne und ist im allgemeinen mehr quarzitisch ausgebildet; es weist in seinen weißlichen, harten Formen polyedrische Klüftung auf, die von milchigem Quarz verheilt ist. Dadurch unterscheidet es sich sehr auffällig von der Tracht des hangenden, graphitischen und grau-tonig zusammengesetzten Teiles.“

Über diesen Eisenerzer Schichten, die im Mittelrevier ziemlich parallel mit der Abbaufont einfallen und die infolge der Zerschering entlang der Muldenverwerfer mehrfach an der Oberfläche austreichen, ist noch ein wenige Zehnermeter mächtiges Kalkpaket der Hangendscholle erhalten, das im direkten Liegendbereich aus Unterdevon 1 besteht und im hangenden Bereich auf Etage Liedemann-Elias in Oberdevon übergeht. Dieses schmale Karbonatpaket nimmt gegen Norden an Mächtigkeit zu und dominiert im nördlichen Abbaubereich bis hin zur Grenze zu den überlagernden Präbichlschichten. Die Fortsetzung der die Hangendscholle unterlagernden Eisenerzer Schichten ist in den Stollen- und Bohraufschlüssen in der Teufe des Erzberges im Detail zu verfolgen.

Die Liegendscholle am Südrücken des Mittelreviers zeigt zwischen Etage Liedemann und Leitner zunächst etwas komplexe Verhältnisse. Auf älteren Erzbergaufnahmen und in den darauf beruhenden Söhlischnitten ist hier eine Mehrzahl von dünnen graphitischen Schiefereinlagerungen verzeichnet und folgedessen ein zusätzlicher, lokaler Schuppenbau innerhalb der Liegendscholle wahrscheinlich (vergleiche dazu Abb. 5 von Etage Antoni).

Im südlichen Tagbaugelände zwischen Etage I und Antoni treten nur Kalke des Unterdevon 1 auf. Hier wird entlang eines im Süden sichtbaren Muldenverwerfers eine Partie der Liegendscholle (= Kalkdreieck bei A. KERN, 1927) emporgehoben. Die Abgrenzung gegen Norden müßte durch weitere Detailuntersuchungen besser erhärtet werden, da die in der Karte eingezeichnete NNW-SSE-streichende Kluffuge in der Tagbaufront nur schwach angedeutet ist.

Auf Etage -III folgen gegen Südwesten Unterdevon 1 und ältere Schichtglieder, wobei, wie schon oben angeführt, Silur in Ausbildung der graphitischen Liegendschiefer südlich der Großbrecheranlage auf Etage I ansteht.

In den höheren Anteilen der Liegendescholle nahe den Eisenerzer Schichten auf Etage -III tritt Unterdevon 2 bzw. Mitteldevon auf. Darüber folgen auf wenige dm Mächtigkeit ausgequetschte Eisenerzer Schichten und die Devonserie der Hangendscholle.

In gegenwärtig sehr imposanten Aufschlußbildern im nördlichen Tagbaubereich zwischen Etage -III und Liedemann-Palmer ist die diskordante Auflagerung der Präbichlschichten über Liegend- und Hangendscholle deutlich sichtbar. An der Basis der Präbichlschichten treten teilweise etliche Meter Basisbrekzien auf.

Die gesamte Kontaktzone ist tektonisch stark gestört, und die diskordant auflagernden Präbichlschichten werden mit dem paläozoischen Untergrund als Folge der alpidischen Tektonik lokal verschuppt.

Berücksichtigt man, daß in den Eisenerzer Schichten noch höherkarbonische Anteile vermutet werden, sowie die diskordante Auflagerung der Präbichlschichten, so ist dieser Schuppenbau offensichtlich in spätvariszischer Zeit entstanden.

## Vergleich mit den Nachbargebieten

(H. P. SCHÖNLAUB)

Die oben mitgeteilten stratigraphischen Befunde vom Steirischen Erzberg legen einen Vergleich mit den angrenzenden Räumen der Grauwackenzone nahe. Dazu bieten sich der Raum westlich Eisenerz an, der ausführlich bei G. FLAJS, 1967a, beschrieben wurde, weiters die Umgebung des Präbichl mit dem Paläozoikum am Polster (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976) und schließlich weite Teile der Eisenerzer Alpen, wo nach Abschluß der Kartierung durch einen der Autoren eine Fülle neuer Erkenntnisse vorliegen (H. P. SCHÖNLAUB, 1979, H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS, 1979).

Das Oberordoviz vom Erzberg weicht von der Umgebung dahingehend ab, als hier die Polsterquarzite im Hangenden des Porphyroids fehlen; ebenso vermissen wir die charakteristischen Cystoideenkalken. Wir meinen aber, daß der „Übergangsporphyroid“ letztere wenigstens teilweise vertritt und führen als Argumente die bis zu 1 dm dicken hellen und spätigen Karbonatlagen im Wechsel mit quarzitisch-dolomitischen Lagen an, die in ähnlicher Weise auch im Profil über dem Knappensteig auf der Ostseite des Polstergipfels zu beobachten sind (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die wenigen Conodonten, die wir aus diesen Kalklagen isolieren konnten, sind nicht-diagnostische Formen, die für exakte Parallelisierungen nicht geeignet sind.

Die von G. FLAJS, 1967 a, westlich von Eisenerz beschriebenen Vorkommen von Oberordoviz gleichen in der Ausbildung weitgehend jenen vom Polster. Die im südlichen Seitengerinne des Tullbachs mit Porphyroid „wechsellagernden“ Kalke (vgl. G. FLAJS, 1967 a: 166–167) fassen wir nach einer Neuüberprüfung als Äquivalente der Cystoideenkalken des obersten Ordoviz auf.

Während am tektonisch außerordentlich kompliziert gebauten Größenberg im Hangenden des Porphyroids – ähnlich den westlich von Eisenerz gelegenen Vorkommen – mehrere Zehnermeter mächtige klastische Gesteine verbreitet sind und auf der Nordseite zwei kleine Vorkommen von Cystoideenkalken liegen, folgt in den südlichen Eisenerzer

Alpen eine Schichtfolge, die sich vom Norden erheblich unterscheidet: Hier dominiert über dem Porphyroid eine Schieferentwicklung, die im Oberordoviz und Silur mehrere (?) 100 m mächtig ist und wiederholt Schwarzschieferhorizonte sowie Grüngesteinszüge einlagert (G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1973, A. DAURER & H. P. SCHÖNLAUB, 1978). Kalke oberordovizischen Alters konnten bisher nicht festgestellt werden, ebenso fehlt die charakteristische Ausbildung von Polsterquarziten.

Den einzigen Anhaltspunkt für Silur bieten am Erzberg die wenige Meter mächtigen extrem ausgewalzen Schwarzschiefer auf Etage I nahe dem Großbrecher 2. Diese Entwicklung zeigt vor allem Analogien zur Fazies des Silurs bei der Donnersalpe (G. FLAJS, 1967 a), am Größenberg (Sauerbrunngraben, vgl. G. FLAJS, 1967 b) und im Weiritzgraben. Im nördlichen Zug Polster-Rotschütt fehlen hingegen silurische Schwarzschiefer; an ihre Stelle tritt eine reine Kalkfazies, die ebenso wie die Schwarzschieferentwicklung durch Conodonten datiert werden konnte (G. FLAJS, 1964, 1967 b, G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976). Die Ausbildung des Silurs in den südlichen Eisenerzer Alpen (Linsalm, Westseite des Reitung, Südseite des Wildfeld) vermittelt zwischen beiden Extremen.

Äquivalente des Devons waren bisher in der Eisenerzer Grauwackenzone conodontenstratigraphisch von folgenden Vorkommen nachgewiesen:

– Aus der liegenden Kalkplatte nördlich des Schlingerweges erwähnte G. FLAJS, 1967 a: 168 Lochkov- und Prag-Faunen. Die höchsten Partien dieses Kalkprofils führen Conodonten-Bruchstücke, die älteres Oberdevon vermuten ließen. Mitteldevon war nicht sicher belegt.

– In dem Schieferzug zwischen der liegenden und der obersten Kalkplatte südlich des Tulleck schalten sich mehrere Kalklinsen ein, die ebenfalls Conodonten des Oberdevons führen, so z. B. südlich von Pkt. 1325 bei der Hohlsteinmauer (vgl. G. FLAJS, 1967 a: 174).

– In den Polsterkalken und den ihnen zwischengeschalteten Crinoiden-Stromatoporenkalken fanden G. FLAJS & H. P. SCHÖNLAUB, 1976, eine Lochkov- und Prag-Fauna.

Nach intensiver Neubeprobung der zuoberst genannten beiden Vorkommen, dem Auffinden weiterer Kalkprofile im Zuge der Kartierung in den südlich anschließenden Räumen und unter Berücksichtigung der conodontenstratigraphischen Ergebnisse vom Erzberg ist die bisherige Annahme einer mehr oder weniger vollständigen Entwicklung von Mittel- und Oberdevon in diesem Gebiet erheblich zu modifizieren. Die neuen Ergebnisse bestätigen in auffallender Übereinstimmung das zuerst am Erzberg erkannte geologische Phänomen von weitverbreiteten stratigraphischen Lücken. Dazu führen wir folgende Beispiele aus der Umgebung des Erzbergs an:

1. Die im Sattel zwischen Tulleck und Donnersalpe (bei Pkt. 1325) innerhalb einer Schiefer-Lydit-Folge liegende „Oberdevon“-Kalklinse ist etwa 10 m mächtig und ist lateral über etwa 30 m zu verfolgen. Es sind vorwiegend dichte, graue, teilweise gebänderte Kalke, die örtlich dunklere Lagen führen. Die obersten Partien stellen charakteristische Kalkbrekzien dar mit bis zu 1 dm großen Kalkkomponenten. Während die dichten grauen Kalke Conodonten des Unterdevons lieferten, sind in der Brekzie eindeutig jüngere Elemente aufgearbeitet. Eine genaue Komponentenanalyse ist aufgrund der schlechten Erhaltung nicht möglich. Koordinaten: 938150/5266350.

2. Die obersten Partien der liegenden Kalkplatte (vgl. G. FLAJS, 1967 a) werden durch eine neue Forststraße angeschnitten, die von Eisenerz bzw. Hohenegg in den Raum Tulleck-Donnersalpe führt, den Weißenbach quert und in ca. 1160 m Höhe südöstlich der Donnersalpe endet. Etwa 50 m vor Ende der Forststraße (Koordinaten: 938550/5265550)

sind die obersten Kalke aufgeschlossen. Es handelt sich um hellgraue und rosa Kalke vom Typus der Sauberger Kalke. Sie werden von 4–6 m mächtigen Kalkbrekzien, die Oberdevon- und Unterkarbon-Conodonten führen, überlagert. Darüber folgt jedoch eine etwa 10 m mächtige Wechselfolge von Kalken und grünlichen Schiefen an der Basis der überlagernden Eisenerzer Schichten. Die zuletzt genannten Kalke gehören der serotinus-Zone, d. h. der Daleje-Stufe an.

3. Etwa 50 m östlich jener Stelle, wo die Forststraße das nördliche Nebengerinne des Weißenbachs quert (Koordinaten: 939315/5266145), ist der Kontakt der hier ca. 100 m mächtigen Eisenerzer Schichten mit devonischen Kalken aufgeschlossen. Die Sauberger Kalke werden hier reliefartig von etwa 1 m mächtigen Crinoidenspatkalken überlagert. Über den Crinoidenkalken folgen eine 0,5 m breite Schieferzone und anschließend etwa 10 m mächtige Kalkbrekzien an der Basis der Eisenerzer Schichten.

Die Conodontenproben aus den obersten Sauberger Kalken gehören der serotinus-Zone an, d. h. sie sind wie am Erzberg ein Äquivalent der Daleje-Stufe des jüngsten Unterdevons. In der Kalkbrekzie fand sich hingegen eine Mischfauna mit Oberdevon- und Unterkarbon-Conodonten (*Palmatolepis* sp., *Gnathodus* sp., *Polygnathus* sp.). Ihr Erhaltungszustand ist zwar besser als jener von Pkt. 1325, doch ist aufgrund der bruchstückhaften Überlieferung keine artliche Bestimmung möglich.

4. Im Gebiet südlich des Schlingerwegs führt eine neu angelegte Forststraße von Galleiten in einer Höhe zwischen 1000 m und 1100 m nach Westen. Sie übersetzt den Schwarzenbach und trifft anschließend auf eine Schuppenzone von Sauberger Kalken s. l. und Ei-



Abb. 11: Unterkarbon-Kalkbrekzie von der Forststraße westlich Galleiten (vgl. dazu F. TESSENSOHN 1974, Taf. 3f).

senerzer Schichten mit eingelagerten Lyditen und Grünschiefern. Etwa 250 m westlich des Schwarzenbachs (Koordinaten: 939500/5264750) sind nahe der Oberkante der zweiten Kalkschuppe helle Flaserkalke und zuoberst eine ca. 1 m mächtige Kalkbrekzie (Abb. 11) mit hellen und dunklen Komponenten aufgeschlossen. Längs der Straßenböschung werden sie von Eisenerzer Schichten überlagert.

Etwa 400 m weiter westlich dieses Vorkommens folgt im Bereich des nächsten Grabens erneut ein Kalkprofil (Koordinaten: 939100/5264550), das normal lagert und in der weiteren Fortsetzung der Straße bis in das Obersilur reicht. Auch in diesem Profil sind die obersten Partien brekziös ausgebildet.

In beiden Vorkommen ist die Conodontenfauna extrem schlecht erhalten. Immerhin erlauben Bruchstücke von *Palmatolepis* sp. die sichere Feststellung, daß die basalen hellen Flaserkalke der ersten Lokalität ein Oberdevon-Alter haben. Die Brekzien führen ebenfalls häufig Bruchstücke von *Palmatolepis* sp., weiters Polygnathenreste und vielleicht auch *Gnathodus* sp. Daraus schließen wir, daß hier ähnliche Umlagerungsprodukte wie an den unter 1. bzw. 2. genannten Stellen vorliegen.

5. Vorkommen von conodontenstratigraphisch datiertem Oberdevon wurde im gleichen Raum an zwei Fundpunkten der obersten Forststraße festgestellt, die von der Schaffer Alm über Hackriedel und Hackalm zum Lackenriedel führt. Während das am Hackriedel gelegene Vorkommen in dunklen Bänderkalcken liegt, die an der Straßenbiegung eine schmale Zone mit Schiefern, Sandsteinen und Lyditen unterlagern, stammen die oberdevonischen Conodonten am Lackenriedel (Koordinaten: 939050/5264150) aus einer im Gelände kaum hervortretenden Kalkrippe, die den Eisenerzer Schichten eingelagert ist. Nach dem uns zur Verfügung stehenden Conodontenmaterial sind für beide Vorkommen Mischfaunen auszuschließen. Die relativ gut erhaltene Fauna vom Lackenriedel wird nach dem Auftreten von *Palmatolepis* cf. *triangularis* SANNEMANN in die *triangularis*-Zone eingestuft.

6. Conodontenproben, die von einer Reihe von zusammenhängenden Kalkprofilen jeweils vom Top unter den auflagernden Schiefern entnommen wurden, weisen mit wenigen Ausnahmen (siehe unten) ein unterdevonisches Alter aus. Dazu zählen etwa das Profil des Arnikariedels nordöstlich der Kreuzenalm (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1976: A 137–A 138), die Wildfeldkalke (H. P. SCHÖNLAUB & G. FLAJS, 1979: A 92), die Kalkfolge am Speikkogel oder das Silur- bis Unterdevon-Profil im Graben nördlich der Linsalm unter den tektonisch auflagernden unterdevonischen Kalcken der Reitingdecke (H. P. SCHÖNLAUB, 1979).

7. Oberdevonische Anteile, die im kontinuierlichen Profilverband mit älteren Schichten stehen, konnten bisher in den Eisenerzer Alpen erst an 4 Stellen nachgewiesen werden. Es sind dies:

– Im Bärenkar (I) westlich des Eisenerzer Reichenstein in ca. 1600 m Höhe (Koordinaten: 943500/5263350) gebankte, graue, crinoidenführende Flaserkalke als Abschluß der Kalkentwicklung des Lärchenkogelprofils und unter den Eisenerzer Schichten. Die Kalke lieferten größtenteils indeterminable Plattform-Conodonten, die aufgrund bestimmter, noch erkennbarer Merkmale bei der Gattung *Palmatolepis* (Seitenlappen, Ornamentierung etc.) für ein Frasn-Alter sprechen;

– Westlich des Sattels von „Auf der Stang“ und Hohe Lins (Koordinaten: 941900/5263250) Kalke, die in Höhe 1610 m–1650 m unmittelbar unter den auflagernden Eisenerzer Schichten vermutlich ebenfalls ein Frasn-Alter haben;

- Östlich des Gipfels von „Auf der Stang“ in Nähe der verfallenen Halterhütten (Koordinaten: 942150/5263450) die höchsten Kalkpartien, die nach Conodonten wahrscheinlich ins do II zu stellen sind;
- Nördlich des Schwarzensteins bei der Hochalm (Koordinaten: 938450/5263600), wo graue Bänderkalke nahe der Obergrenze des Profils eine Conodontenfauna des Oberdevons mit *Palmatolepis* sp. lieferten.

## Schlußfolgerung

Die oben gebrachten Geländebefunde vom Erzberg und seiner Umgebung lassen sich abschließend wie folgt zusammenfassen:

In der überwiegenden Mehrzahl reichen die karbonatischen Schichtfolgen des Altpaläozoikums der Eisenerzer Alpen bis nahe an die Grenze von Unter- zu Mitteldevon; vereinzelt sind Profile vorhanden, in denen älteres Oberdevon als jüngste Ablagerung erhalten ist und vermutlich auch Mitteldevon. Die karbonischen Eisenerzer Schichten (Schiefer, Sandsteine, Lydite) greifen diskonform nach einer Abtragungs- und Aufarbeitungsphase über den devonischen Untergrund. Aufarbeitungsprodukte, die dieses Ereignis bezeugen, sind lokal in Form von Kalkbrekzien erhalten. Da sie altersmäßig dem Umfang der Schichtlücke entsprechen, ist der Nachweis erbracht, daß in den Eisenerzer Alpen durch das gesamte Oberdevon und große Teile des Unterkarbons kontinuierlich Sedimentation stattfand. Nach den jüngsten Faunenkomponenten in der Brekzie zu schließen, trat ein einschneidender Schnitt im Sedimentationsgeschehen vermutlich im Visé ein. Die Brekzien leiten die „Transgression“ der Eisenerzer Schichten ein.

Die hier mitgeteilten Ergebnisse stimmen in verblüffender Weise mit den in den letzten Jahren im Grazer Paläozoikum, den Karawanken und den Karnischen Alpen erzielten Resultaten überein (vgl. H. P. SCHÖNLAUB, 1979). Das Geschehen im Unterkarbon ordnen wir dem variszischen Umbruch zu und interpretieren es als Ausdruck synorogener Bewegungen im sedimentären Stockwerk.

## Literatur

- AMPFERER, O.: Über das Bewegungsbild der Weyerer Bögen. – Jb. Geol. B.-A., 81, 237–304, Wien 1931.
- ANDRIAN, F. v.: Eisensteinvorkommen am Kohlberge und am Kogelanger südöstlich von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., XII, 300, Wien 1862.
- ANGEL, F.: Die Quarzkeratophyre der Blasseneckserie (obersteirische Grauwackenzone). – Jb. Geol. R.-A., 68, 29–62, Wien 1919.
- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. – Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., 60, 302 S., 19 Taf., Graz 1924.
- ANGEL, F.: Über Gesteine vom steirischen Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. f. Stmk., 64/65, 79–100, Graz 1929.
- ANGEL, F.: Unser Erzberg. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 75, 227–321, Graz 1939.
- ANGEL, F.: Lehrfahrt auf den steirischen Erzberg. – Fortschr. Miner., Geol., Paläont., 23, LIV–LXXVI, Berlin 1939 (1939b).
- ANKER, M. J.: Kurze Darstellung der mineralogisch-geognostischen Gebirgsverhältnisse der Steiermark. – 885, Graz 1835.
- BECKE, F.: Referat über FOULLON: Über die Grauwacke von Eisenerz. – N. Jahrb. Min., II, 86, Stuttgart 1887.
- BERAN, A.: Die Stellung der Ankeritgesteine im Rahmen der Genese von Sideritlagerstätten der östlichen Grauwackenzone. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., 26, 217–233, Wien 1979.
- BERAN, A. & THALMANN, F.: Der Bergbau Radmer-Buchegg – ein Beitrag zur Genese alpiner Sideritlagerstätten. – Tschermarks Min. Petr. Mitt., 25, 287–303, Wien 1978.
- CHLUPÁČ, I., LUKES, P. & ŽIKMUNDOVÁ J. (mit Beiträgen von G. KLAPPER, H. P. SCHÖNLAUB & W. ZIEGLER): Barrandian 1977. – Guidebook Field Conf. Intern. Subc. on Devonian Stratigr., 23 S., Prag 1977.
- CLAR, E.: Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – Verh. Geol. B.-A., Sonderheft G, 11–35, Wien 1965.
- CONIL, R., GROESSENS E. & PIRLET H.: International Correlation of the Dinantian Strata. – Meded. Rijks Geol. Dienst, N. S. 27–3 (Appendix), Heerlen 1976.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Einführung in die Probleme der nordalpinen Grauwackenzone. – Mitt. Reichsanst. Bodenforsch. Zweigst. Wien, 2, 1–7, Wien 1941.
- CORNELIUS, H. P.: Gesteine und Tektonik der nordalpinen Grauwackenzone, vom Alpenostrand bis zum Aflenzler Becken. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 42/43, 1–234, Wien 1952.
- CZERMAK, F.: Zur Kenntnis der ersten Fossilfunde vom steirischen Erzberge nebst einigen neuen Beobachtungen über petrographische Verhältnisse und Fossilführung des Sauburger Kalkes. – Jb. Geol. B.-A., 81, 97–110, Wien 1931.
- DAURER, A. & SCHÖNLAUB, H. P.: Anmerkungen zur Basis der Nördlichen Grauwackenzone. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 77–88, Wien 1978.
- EBNER, F.: Stratigraphie des Karbons der Rannachfazies im Paläozoikum von Graz, Österreich. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 163–196, Wien 1978.
- EPSTEIN, A. G., EPSTEIN, J. B. & HARRIS, L. D.: Conodont Color Alteration – an Index to Organic Metamorphism. – Geol. Surv. Prof. Pap., 995, 27 S., Washington 1977.
- FERRO, F. v.: Die k. k. Innerberger Hauptgewerkschaft. – Tunnere Jahrbuch f. d. Berg- u. Hüttenmann, III–VI, 1847.
- FLAJS, G.: Zum Alter des Blasseneck-Porphyrroids bei Eisenerz (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1964, 368–378, Stuttgart 1964.
- FLAJS, G.: Condontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 59, 157–218, Wien 1967 (1967a).
- FLAJS, G.: Ergänzende Bemerkungen zur Einstufung des Blasseneck-Porphyrroids bei Eisenerz – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, mathem.-naturwiss. Kl., 1967, 127–132, Wien 1967 (1967b).
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Bemerkungen zur Geologie um Radmer (Nördliche Grauwackenzone, Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1973, 245–254, Wien 1973.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H. P.: Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 257–303, Wien 1976.
- FOULLON, H. v.: Über die Grauwacke von Eisenerz. Der „Blasseneck-Gneis“. – Verh. Geol. R.-A., 1886, 83–88, Wien 1886.
- FRITSCH, W.: Eine tektonische Analyse des steirischen Erzberges. – Berg- u. Hüttenm. Mh. 105, 225–231, Wien 1960.
- GAERTNER, H. R. v.: Die Eingliederung des ostalpinen Paläozoikums. – Z. dt. geol. Ges., 86, 241–265, Berlin 1934.

- HABERFELNER, E.: Geologische Aufnahmen in der Umgebung des Eisenerzer Erzberges. – Anz. Österr. Akad. Wiss., 70, 63–64, Wien 1933.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie des Eisenerzer Reichenstein und des Polster. – Mitt. Abt. Bergb. Landes-Mus., Joanneum, 2, 1–32, Graz 1935.
- HABERFELNER, E.: Die Geologie der österreichischen Erzlagerstätten. – Z. Berg. Hütten- und Salinenwesen im Deutschen Reich, 85/6, 226–240, Berlin 1937.
- HABERFELNER, E. & HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Weiritzgraben bei Eisenerz – Verh. Geol. B.-A., 1932, 81–89, Wien 1932.
- HAJEK, H.: Über das Auftreten roteisensteinführender Porphyroidhorizonte im Steirischen Erzberg. – Archiv Lagerstättenforschung 4, 3–36, Leoben 1966.
- HAUER, F. v.: Die Eisensteinlagerstätten der steirischen Eisenindriegesellschaft bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 22, 27–34, Wien 1872.
- HAUER, F. & FÖTTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österreichischen Monarchie. – Jb. k.k. Geol. R.-A., Wien 1855.
- HERITSCH, F.: Studien über die Tektonik der paläozoischen Ablagerungen des Grazer Beckens. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 42, 170–224, Graz 1905.
- HERITSCH, F.: Über einen neuen Fund von Versteinerungen in der Grauwackenzone von Obersteiermark. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 44, 20–33, Graz 1907.
- HERITSCH, F.: Geologische Studien in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen, II. Versuch einer stratigraphischen Gliederung der Grauwackenzone im Paltental nebst Bemerkungen über einige Gesteine (Blassneckgneis, Serpentine) und über die Lagerungsverhältnisse. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. Abt. I, 118, 115–135, Wien 1909.
- HERITSCH, F.: Zur Kenntnis der obersteirischen Grauwackenzone. – Centralbl. Mineral. Geol. Pal., 1910, 692–699, Stuttgart 1910 (1910 a).
- HERITSCH, F.: Geologisches aus der Gegend des Eisenerzer Reichensteins. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 47, 102–107, Graz 1910 (1910b).
- HERITSCH, F.: Beiträge zur Geologie der Grauwackenzone des Paltentales (Obersteiermark). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 48, 3–238, Graz 1911.
- HERITSCH, F.: Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark, IX.: Die Fauna des unterdevonischen Korallenkalkes der Mittelsteiermark nebst Bemerkungen über das Devon der Ostalpen. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 54, 7–51, Graz 1918.
- HERITSCH, F.: Geologie der Steiermark. – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 57, 1–224, Geologische Kte. der Steiermark 1: 300000, Graz 1921.
- HERITSCH, F.: Caradoc im Gebiete von Eisenerz in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 66–68, Wien 1927 (1927 a).
- HERITSCH, F.: Eine Koralle aus der Vordemberger Mauer in Obersteiermark. – Verh. Geol. B.-A., 1927, 66–68, Wien 1927 (1927 b).
- HERITSCH, F.: Die vormesozoischen Gebirgsbildungen in den Alpen. – Z. dtsh. geol. Ges., 79, 217–231, Berlin 1928.
- HERITSCH, F.: Graptolithen aus dem Saubrunnengraben bei Eisenerz – Verh. Geol. B.-A., 1931, 230–235, Wien 1931 (1931 a).
- HERITSCH, F.: Versteinerungen vom Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. B.-A., 81, 11–142, Wien 1931 (1931 b).
- HERITSCH, F.: Zur Tektonik des Gebietes von Eisenerz – Verh. Geol. B.-A., 1932, 103–108, Wien 1932.
- HERITSCH, F.: Das Paläozoikum. – Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. – Bd. I, 681 S., Borntraeger Verl., Berlin 1943.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der Umgebung des steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., 79, 203–240, Wien 1929.
- HIESSLEITNER, G.: Zur Geologie der erzführenden Grauwackenzone von Radmer bei Hieflau. – Jb. Geol. B.-A., 81, 49–80, Wien 1931.
- JAEGER, H.: Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., 1969, 173–177, Wien 1969.
- JAEGER, H.: Graptolithen aus dem Silur der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Mitt. Österr. Geol. Ges., 69, 1976, 89–107, Wien 1978.
- JUNG, G.: Radiometrische Altersdatierung und Metamorphoseuntersuchungen an der Kalkalpenbasis und in der Grauwackenzone im Bereich Radmer und am Steirischen Erzberg. – Vorarbeit Geol. Inst. Univ. Wien, Wien 1979.

- JUNGWIRTH, J. & LACKENSCHWEIGER, H.: Das derzeitige geologische Bild des steirischen Erzberges. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 262–266, Wien 1922.
- KERN, A.: Zur geologischen Neuaufnahme des steirischen Erzberges, 1925 bis 1926. – Berg- und hüttenm. Mh, 75, 23–29, 49–55, Wien 1927.
- KERN, A.: Raumform und Raumlage der Erzführung der nördlichen Grauwackenzone von Payerbach bis Liezen. – Unveröff. Diss. Montan. Hochschule Leoben, 113 S., 72 Beil., Leoben 1942.
- KLAPPER, G., ZIEGLER, W. & MASHKOVA, T. V.: Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. – Geologica et Palaeontologica, 12, 103–116, Marburg 1978.
- KLAPPER, G. & ZIEGLER, W.: Devonian conodont biostratigraphy. – In: The Devonian System. – Special Papers in Palaeontology, 23, 199–224, London 1979.
- LANE, H. R. & ORMISTON, A. R.: Siluro-Devonian Biostratigraphy of the Salmontrout River Area, East Central Alaska. – Geologica et Palaeontologica, 13, 39–96, Marburg 1979.
- LIDL, F. v.: Mitteilung über die geognostischen Verhältnisse in der Umgebung von Kallwang in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 4, 429, Wien 1853.
- LIPOLD, M. V.: Die Grauwackenformation und die Eisensteinvorkommen im Kronlande Salzburg. – Jb. Geol. R.-A., 5, 369–386, Wien 1854.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. – Mitt. Reichsst. f. Bodenforsch., 1940 (Jb. Geol. B.-A.), 161–220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die regionaltektonische Bedeutung der Querstruktur von Treglwang-Gaishorn in der steirischen Grauwackenzone. – Berg- u. hüttenm. Mh, 96, 86–94, Wien 1951.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 44, 1–84, Wien 1953.
- MILLER, A., HAUFENFELS, v.: Die nutzbaren Mineralien von Obersteiermark nach geognostischen Zonen betrachtet. – Berg- und hüttenm. Jb. XIII, 213–245, Wien 1864.
- MORLOT, A. v.: Einiges über die geologischen Verhältnisse in der nördlichen Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 1, 99–124, Wien 1850.
- MOSTLER, H.: Das Silur im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol und Salzburg). – Mitt. Geol. Bergbaustud., 18, 1967, 89–150, Wien 1968.
- MOSTLER, H.: Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festsdt. 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 507–522, Innsbruck 1970.
- OESTREICH, K.: Ein alpines Längstal zur Tertiärzeit. – Jb. Geol. R.-A., 49, 165–212, Wien 1899.
- OHNESORGE, Th.: Über Silur und Devon in den Kitzbühler Alpen. – Verh. Geol. R.-A., 1905, 373–377, Wien 1905.
- PANTZ, V. I. R. v. & ATZL, A. J.: Versuch einer Beschreibung der vorzüglichsten Berg- und Hüttenwerke des Herzogthumes Steyermark. – 347 S., Wien 1814.
- PETRASCHECK, W.: Die Magnesite und Siderite der Alpen. Vergleichende Lagerstättenstudien. – SitzBer. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl. 141, 195–242, Wien 1932.
- REDLICH, K. A.: Über die wahre Natur der Blasseneckgneise am steirischen Erzberg. – Verh. Geol. R.-A., 1908, 339–341, Wien 1908.
- REDLICH, K. A.: Der steirische Erzberg, eine montangeologische Studie. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 9, 1–62, Wien 1916.
- REDLICH, K. A.: Der Erzzug Vordernberg–Johnsbachtal. I. Eisenerz. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 15, 207–262, Wien 1923.
- REDLICH, K. A.: Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – Wien–Berlin (Springer), Düsseldorf (Szahleisen) 1931.
- REDLICH, K. A. & PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Lagerstättengeneses des Steirischen Erzberges. – Jb. Geol. B.-A., 80, 231–260, Wien 1930.
- SANDBERG, C. A.: Devonian and Lower Mississippian Conodont Zonation of the Great Basin and Rocky Mountains. – Brigham Young Univ. Geol. Studies, 26/3, 87–105, Provo 1979.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., LEUTERITZ, K. & BRILL, S. M.: Phylogeny, speciation, and zonation of *Siphonodella* (Conodonts, Upper Devonian and Lower Carboniferous). – Newsletter on Stratigraphy, 7/2, 102–120, Stuttgart 1978.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Bericht 1975 über Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone auf den Blättern 131, Kalwang, und 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1976, A 136–A 138, Wien 1976.

- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, C. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 115–145, Wien 1976.
- SCHÖNLAUB, H. P. et al.: Exkursionsführer – Nördliche Grauwackenzone (Eisenerzer Alpen). – Geol. B.-A., 45 S., Wien 1977.
- SCHÖNLAUB, H. P. & FLAJS, G.: Bericht 1977 über Aufnahmen des Altpaläozoikums auf Blatt 101, Eisenerz und Blatt 132, Trofaiach. – Verh. Geol. B.-A., 1978, A 91–A 92, Wien 1979.
- SCHOUPPÉ, A. v.: Geologische Bemerkungen über den Erzberg bei Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 5, 396–405, Wien 1854.
- SCHOUPPÉ, A. v.: Archaeocythacea in einer Caradocfauna der Grauwackenzone der Ostalpen. – N. Jb. Mineral. Geol. Pal. (Abh.) (B), 91, 193–232, Stuttgart 1950.
- SCHWINNER, R.: Geophysikalische Zusammenhänge zwischen Ostalpen und Böhmischer Masse. – Gerlands Beitr. Geophys., 23, 35–92, Leipzig 1929 (1929a).
- SCHWINNER, R.: Die älteren Baupläne in den Ostalpen. – Z. dtsh. geol. Ges., 81, 110–120, Berlin 1929 (1929b).
- SCHWINNER, R.: Variscisches und alpines Gebirgssystem. – Geol. Rdsch., 24, 144–159, Berlin 1933.
- SCHWINNER, R.: Eine neue Stratigraphie für Eisenerz? – Verh. Geol. B.-A., 1939, 235–241, Wien 1937.
- SPENGLER, E.: Aufnahmsbericht über Blatt Eisenerz – Wildalpe (4954) und Schneeberg-St. Ägyd (4855). – Verh. Geol. B.-A., 1925, 17–19, Wien 1925.
- SPENGLER, E.: Über die Tektonik der Grauwackenzone südlich der Hochschwabgruppe (mit einem petrographischen Beitrag von H. P. CORNELIUS) – Verh. Geol. B.-A., 1926, 127–143, Wien 1926.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Eisenerz, Wildalpe und Aflenz, mit Erläuterungen. – Geol. B.-A., Wien 1926.
- STACHE, G.: Über die Verbreitung der silurischen Schichten in den Ostalpen. – Verh. Geol. R.-A., 1879, 216–223, Wien 1879.
- STACHE, G.: Über die Silurbildung der Ostalpen, mit Bemerkungen über die Devon-, Karbon- und Perm-schichten dieses Gebietes. – Z. dtsh. geol. Ges., 36, 277–378, Berlin 1884.
- STINY, J.: Zur südlichen Fortsetzung der Weyerer Bögen. – Verh. Geol. B.-A., 1931, 220–230, Wien 1931.
- STINY, J.: Geologische Spezialkarte Österreichs, Blatt Bruck a. d. Mur-Leoben. – Geol. B.-A., Wien 1933.
- STUR, D.: Vorkommen obersilurischer Petrefacte am Erzberg und in dessen Umgebung bei Eisenerz in Steiermark. – Jb. Geol. R.-A., 15, 267–277, Wien, 1865 (1865a).
- STUR, D.: Petrefacten aus den silurischen Kalken von Eisenerz, eingesendet von Herrn J. Habersfelner. – Jb. Geol. R.-A., 15, 260–261, Wien 1865 (1865b).
- STUR, D.: Weitere Petrefacten gesammelt von Herrn J. Habersfelner. – Jb. Geol. R.-A., 15, 261, Wien 1865 (1865c).
- STUR, D.: Neue Funde von Petrefacten am Erzberg von Eisenerz. – Jb. Geol. R.-A., 16, 137–138, Wien 1866.
- STUR, D.: Geologie der Steiermark. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte des Herzogthums Steyermark. – 654 S., Graz 1871.
- TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., 1974, 89–130, Wien 1974.
- THALMANN, F.: Probleme der Abbauplanung und Qualitätssteuerung am Steirischen Erzberg in Abhängigkeit von den geologisch-mineralogischen Verhältnissen. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 66–67 (E. CLAR-Festschr.), 245–263, Wien 1975.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. – Verh. Geol. B.-A., 1978, 479–489, Wien 1979.
- THOMPSON, T. L. & FELLOWS, L. D.: Stratigraphy and Conodont Biostratigraphy of Kinderhookian and Osagean Rocks of Southwestern Missouri and Adjacent Areas. – Missouri Geological Survey Report of Investigations, 39, 88 S., Rolla 1969.
- TUNNER, P.: Der nördliche Spatheisenstein-Hauptzug in den Alpen von Innerösterreich, Salzburg und Tirol. – Tunnners Jahrbuch f. d. Berg- und Hüttenmann, III–VI, 389–406, 1847.
- VACEK, M.: Über den geologischen Bau der Centralalpen zwischen Enns und Mur. – Verh. Geol. R.-A., 1886, 71–83, Wien 1886.
- VACEK, M.: Skizze eines geologischen Profils durch den Erzberg. – Jb. Geol. R.-A., 50, 23–32, Wien 1900.
- VACEK, M.: Bemerkungen zur Geologie des Grazer Beckens. – Verh. Geol. R.-A., 1906, 203–240, Wien 1906.
- VACEK, M. & SEDIACZEK, E.: Der steirische Erzberg. – Exk.-Führer IX. Int. Geologenkongreß, 27 S., Wien 1903.
- VOGES, A.: Conodonten aus dem Unterkarbon I und II (Gattendorfia- und Pericyclus-Stufe) des Sauerlandes. – Paläont. Zeitschr., 33, 226–314, Stuttgart 1959.

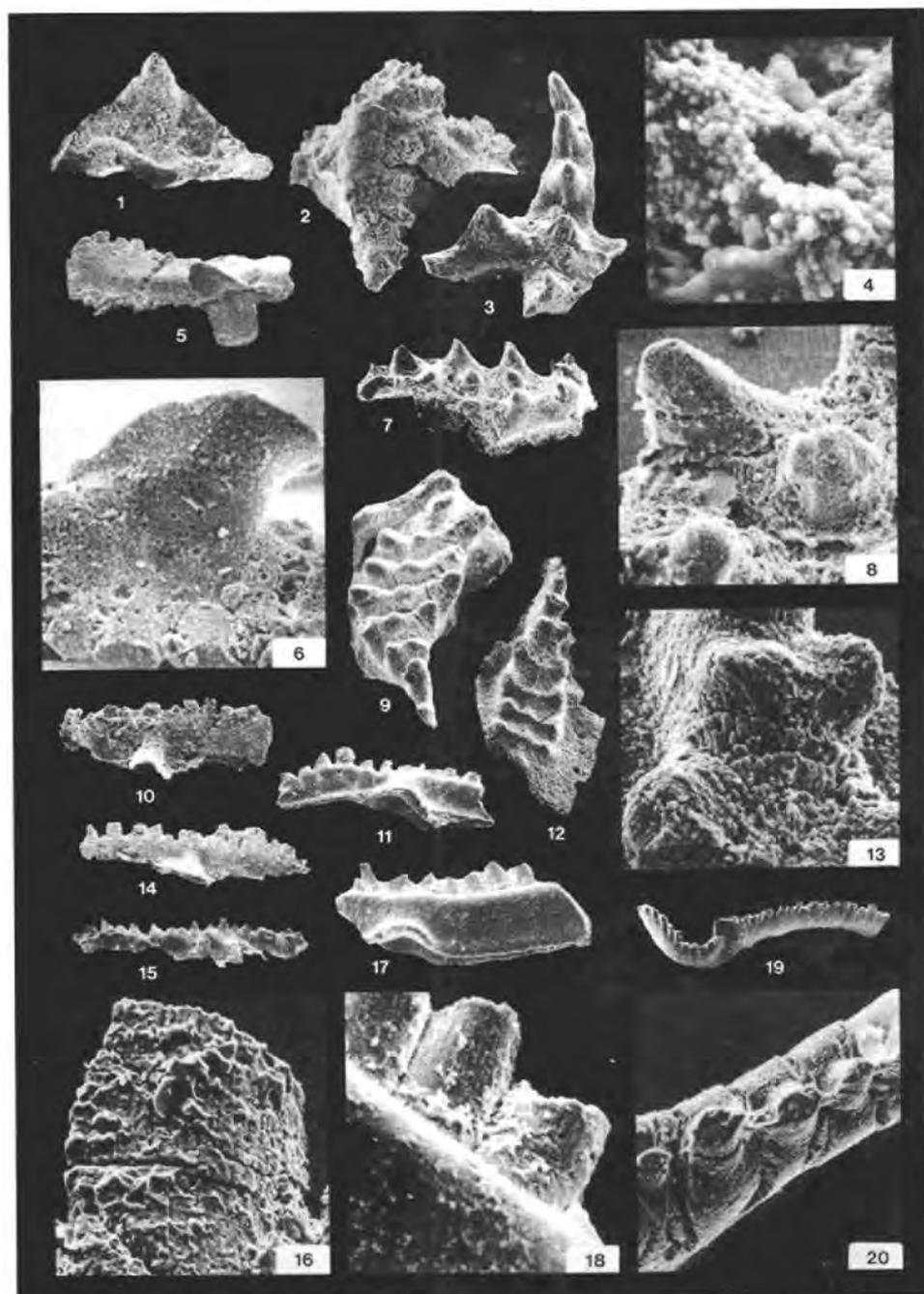
WEDDIGE, K.: Die Connodonten der Eifel-Stufe im Typusgebiet und in benachbarten Faziesgebieten. – *Senckenbergiana lethaea*, 58, 271–419, Frankfurt 1977.

ZIEGLER, W., KLAPPER, G. & JOHNSON, J. G.: Redefinition and subdivision of the varcus-Zone (Conodonts, Middle-?Upper Devonian) in Europe and North America. – *Geologica et Palaeontologica*, 10, 109–140, Marburg 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 4. 2. 1980

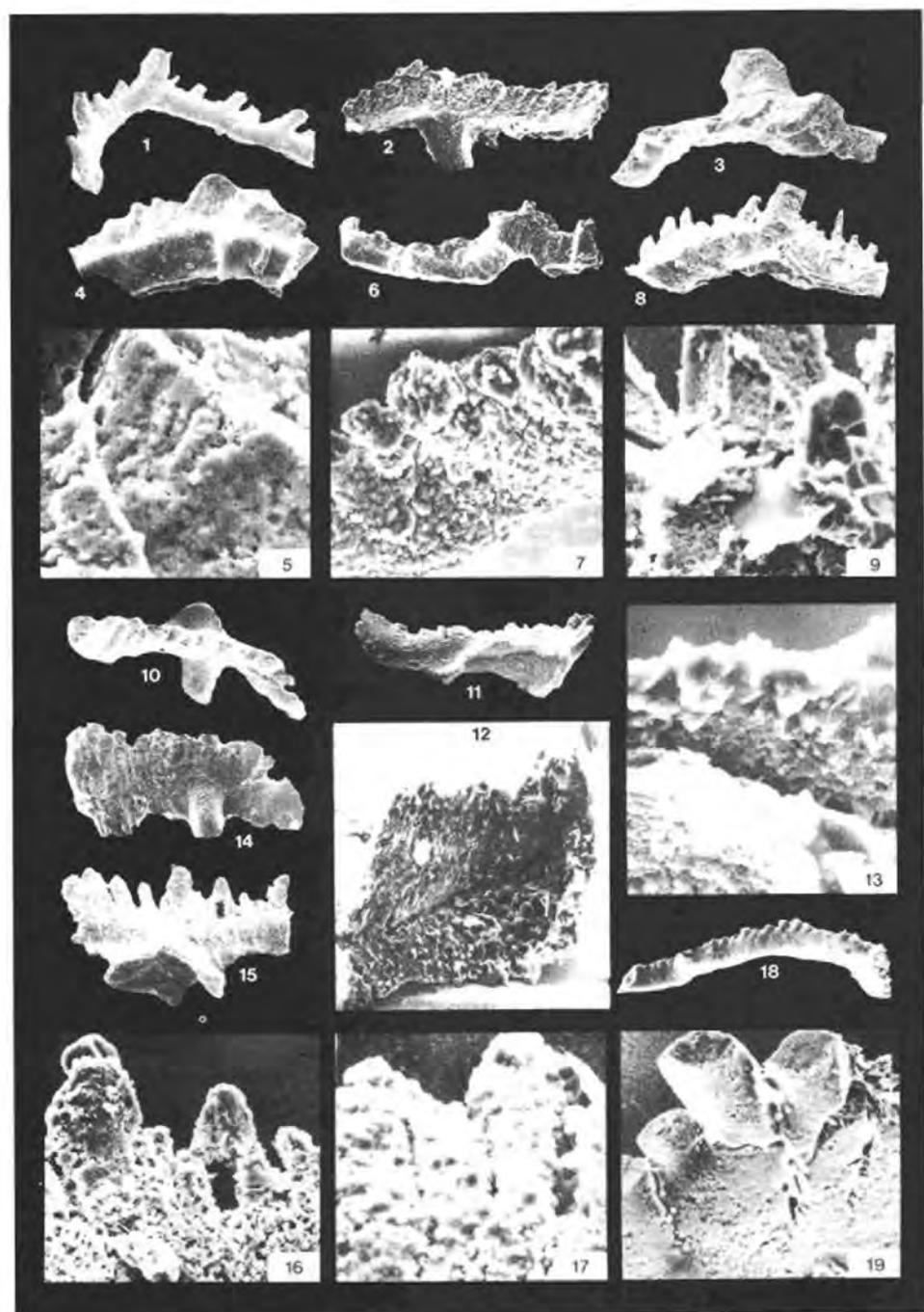
TAFEL 1

- Fig. 1: Gen. et sp. indet., Unterkarbon-Kalkbreckzie, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4a. Vergr. X 34.  
 Fig. 2: *Icriodus* sp., Etage Zauchen, Pr. 77/10. Vergr. X 63.  
 Fig. 3, 4: *Ancyrodelloides* sp. aff. *A. trigonica* BISCHOFF & SANNEMANN, Etage Zauchen, Pr. 77/1. Fig. 3. Vergr. X 63; Fig. 4: Detail der löchrigen Plattform, Vergr. X 621.  
 Fig. 5, 6: *Pandorinellina steinbornensis* ssp., Etage Leitner, Pr. 77/4. Fig. 5: Seitenansicht, Vergr. X 37; Fig. 6: Detail der Oberseite der Basalgrube, Vergr. X 159.  
 Fig. 7, 8: *Icriodus* sp., Etage Christof, Pr. 73/4. Fig. 7: Schräg von oben, Vergr. X 65; Fig. 8: Detail im Mittelteil der Plattform zeigt z. T. verheilte Risse und Neuwachstum von Apatit, Vergr. X 280.  
 Fig. 9: *Icriodus* sp., Etage Christof, Pr. 73/4. Vergr. X 51.  
 Fig. 10: *Pandorinellina steinbornensis* ssp., Etage Leitner, Pr. 77/1. Seitenansicht, Vergr. X 70.  
 Fig. 11: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), Etage Pauli, Pr. 73/17. Bruchstück eines Einzelements, Vergr. X 19.  
 Fig. 12, 13: *Icriodus* sp., Etage Zauchen, Pr. 77/10. Fig. 12: Übersicht des unvollständig erhaltenen Exemplars, Vergr. X 40; Fig. 13: Detail der fächerförmig rekristallisierten Oberfläche, Vergr. X 200.  
 Fig. 14: *Ozarkodina* cf. *carinthiaca* SCHULZE, Etage Schuchart, Pr. 74/2. Vergr. X 56.  
 Fig. 15, 16: *Ozarkodina* sp., Etage Christof, Pr. 77/1. Fig. 15: Seitenansicht, Vergr. X 34; Fig. 16: Detail eines überkrusteten Zähnhens, Vergr. X 590.  
 Fig. 17, 18: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), Etage Schuchart, Pr. 74/1. Fig. 17: unvollständiges sp-Element, Vergr. X 53; Fig. 18: Detail im Bereich der Zähnhens mit Andeutung von Streifung, Vergr. X 220.  
 Fig. 19, 20: Formart *Hindeodella equidentata* RHODES, Etage Pauli, Pr. 77/17. Fig. 19: Vergr. X 33; Fig. 20: Detail des Hinterastes mit nicht verheilten Rissen zwischen den Zähnhens, Vergr. X 257.



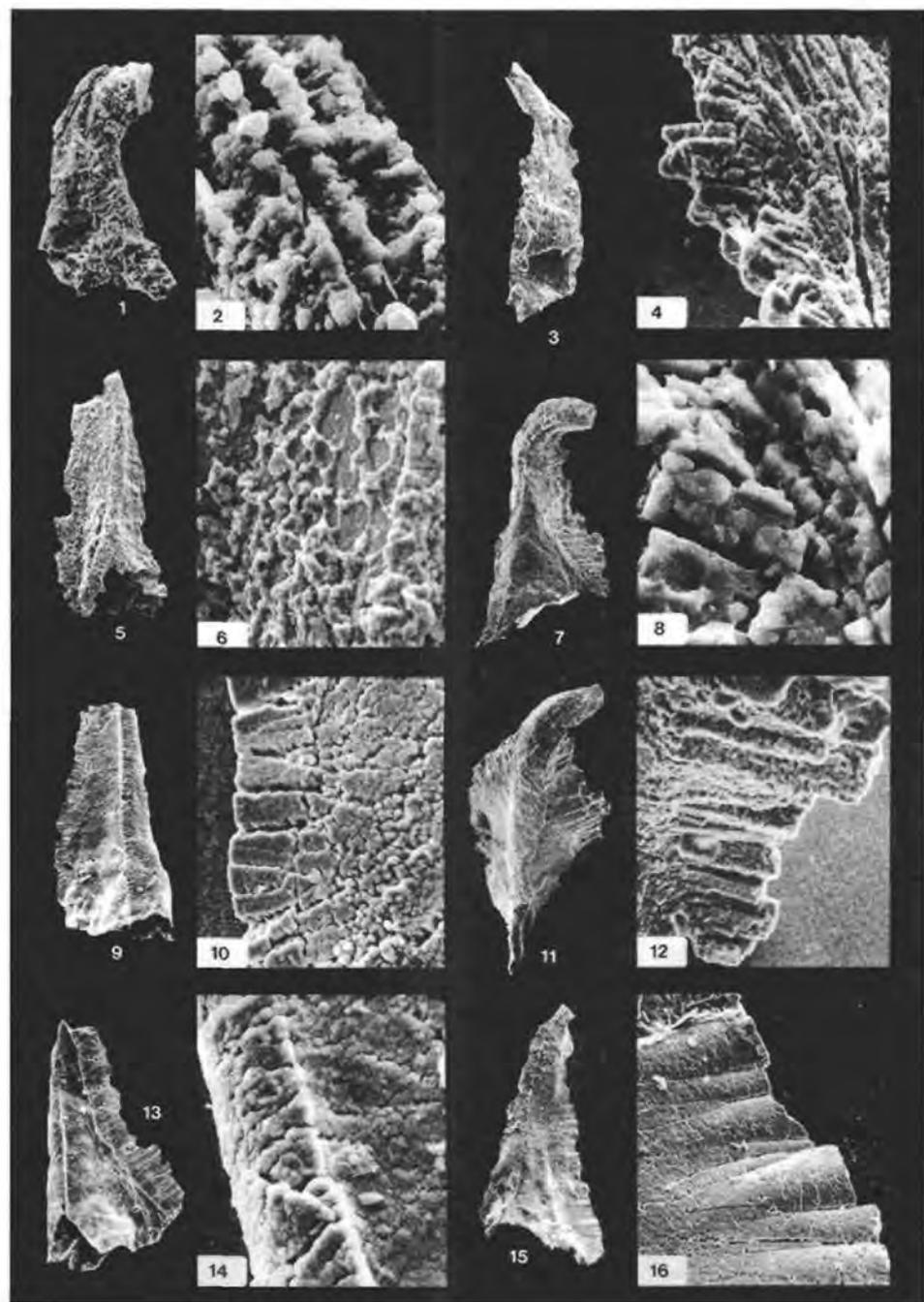
TAFEL 2

- Fig. 1: Formart *Hindeodella prisilla* STAUFFER, Etage Antoni, Pr. 77/7. Vergr. X 50.  
Fig. 2: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Schuchart, Pr. 73/2 = 74/2. Vergr. X 62.  
Fig. 3: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Liedemann, Pr. 73/10. Vergr. X 59.  
Fig. 4, 5: *Ozarkodina* sp., Etage Pauli, Pr. 73/18. Fig. 4: Bruchstück eines oz-Elements, Vergr. X 59; Fig. 5: Detail der Seitenfläche im Bereich des Hauptzahns, Vergr. X 420.  
Fig. 6, 7: *Ozarkodina* sp., hi-Element, Etage Eva, Pr. 73/8. Fig. 6: Übersicht des stark deformierten Conodonten, Vergr. X 61; Fig. 7: Detail der Zähnchen mit intensiver richtungslos-körniger Rekristallisation, Vergr. X 280.  
Fig. 8, 9: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), oz-Element, Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 8: Seitenansicht, Vergr. X 42; Fig. 9: Detail des Hinterastes am Ansatz der Zähnchen mit Neuwachstum tafeliger Kristalle, Vergr. X 420.  
Fig. 10: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Pauli, Pr. 73/9. Vergr. 56.  
Fig. 11–13, 17: *Pandorinellina* sp. Etage Dreikönig, Pr. 77/7. Fig. 11: Übersicht von schräg unten, Vergr. X 54; Fig. 12: Unterseite der Basalgrube mit Neuwachstum von Quarz und Feldspat, Vergr. X 68; Fig. 13: Detail vom Vorderrand der Basalgrube mit neu gebildetem Quarzsaum, Vergr. X 673; Fig. 17: Detail der Seitenfläche der Zähnchen, Vergr. X 435.  
Fig. 15, 16: *Pandorinellina steinbornensis* (ZIEGLER), Etage Volleritsch, Pr. 73/5. Fig. 15: Übersicht des rekristallisierten und angelösten Conodonten, Vergr. X 79; Fig. 16: Detail im Zahnreich. Die gesamte Oberfläche ist rekristallisiert, Vergr. X 234.  
Fig. 18, 19: *Ozarkodina exc. excavata* (BRANSON & MEHL), pl-Element, Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 18: Übersicht, Vergr. X 37; Fig. 19: Detail der teilweise noch glatten, aber mit Rissen durchsetzten Seitenfläche des Hinterastes, Vergr. X 234.



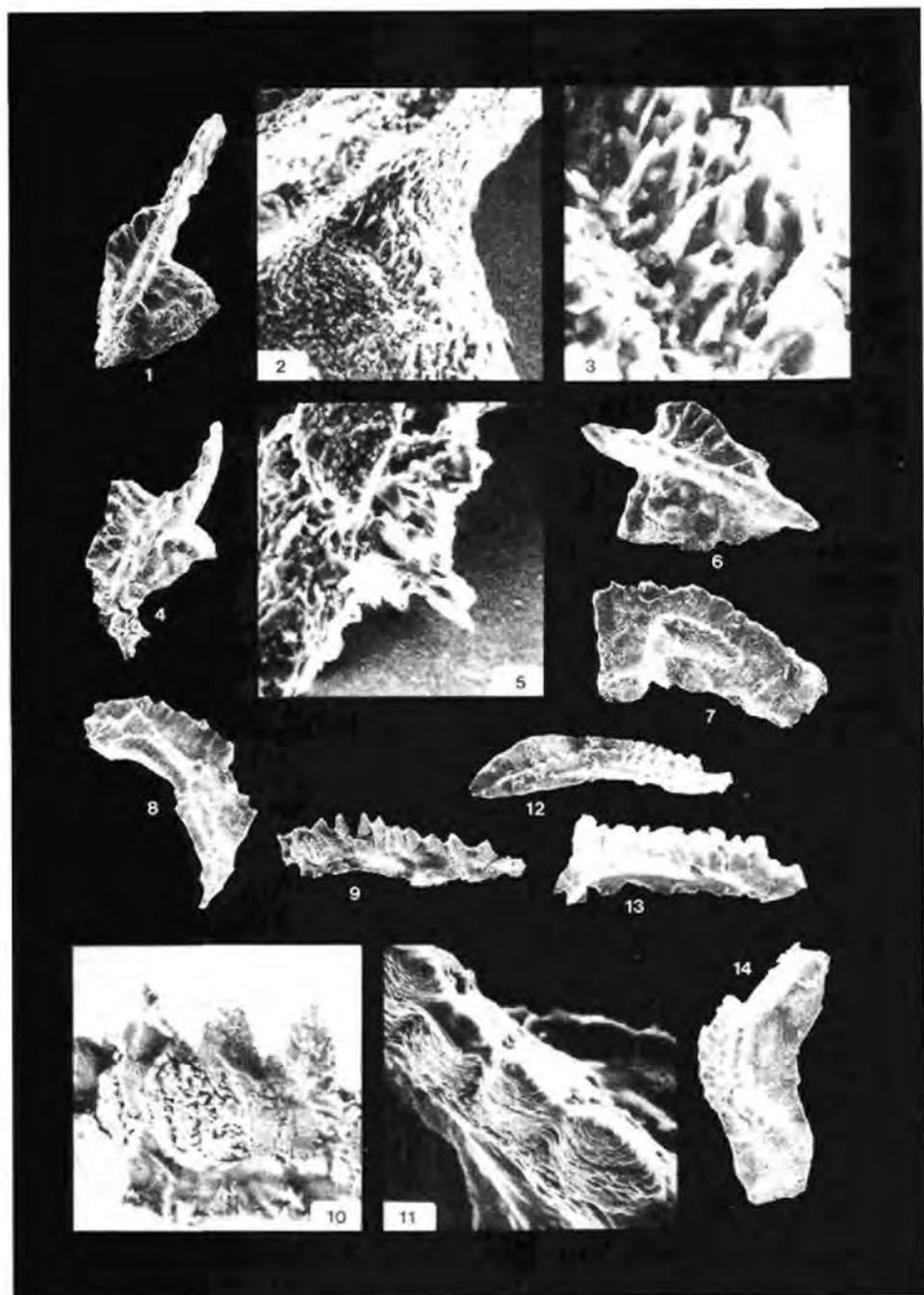
TAFEL 3

- Fig. 1, 2: Indeterminabler Einzahn-Conodont, Etage Eva, Pr. 73/18. Fig. 1: Übersicht, Vergr. X 93; Fig. 2: Detail an der Hinterkante des Zahns mit rekristallisiertem Streifungsmuster, Vergr. X 981.
- Fig. 3, 4, 8: *Belodella* sp. aff. *B. triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/16. Fig. 3: Übersicht, Vergr. X 51; Fig. 4, 8: Detail der Hinterkante, stengelig rekristallisiert, Vergr. X 134, X 935 (Fig. 8).
- Fig. 5, 6: *Belodella triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/14. Fig. 5: Übersicht des stark überkrusteten Exemplars, Vergr. X 79; Fig. 6: Detail der Seitenwand, Vergr. X 491.
- Fig. 7, 11, 12: *Belodella triangularis* (STAUFFER), Etage Schuchart, Pr. 74/5. Fig. 7: Seitenansicht, Vergr. X 51; Fig. 11: Ansicht schräg von vorne, Vergr. X 59; Fig. 12: Zahn-Hinterkante mit rekristallisierter Zähnchenreihe, Vergr. X 234.
- Fig. 9, 10: *Belodella triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 9: Übersicht, Vergr. X 67; Fig. 10: Detail der Seitenwand und der Hinterkante zeigt sekundäre Oberflächen-Veränderung infolge Lösung, Vergr. X 420.
- Fig. 13, 14: *Belodella resima* (PHILIP), Etage Pauli, Pr. 73/16. Fig. 13: Übersicht, Vergr. X 63; Fig. 14: Detail im Bereich der Vorderkante, Vergr. X 420.
- Fig. 15, 16: *Belodella* cf. *triangularis* (STAUFFER), Etage Pauli, Pr. 73/17. Fig. 15: Übersicht, Vergr. X 50; Fig. 16: Detail der Hinterkante mit Ansatz der unregelmäßigen Zähnchenreihe, Vergr. X 420.



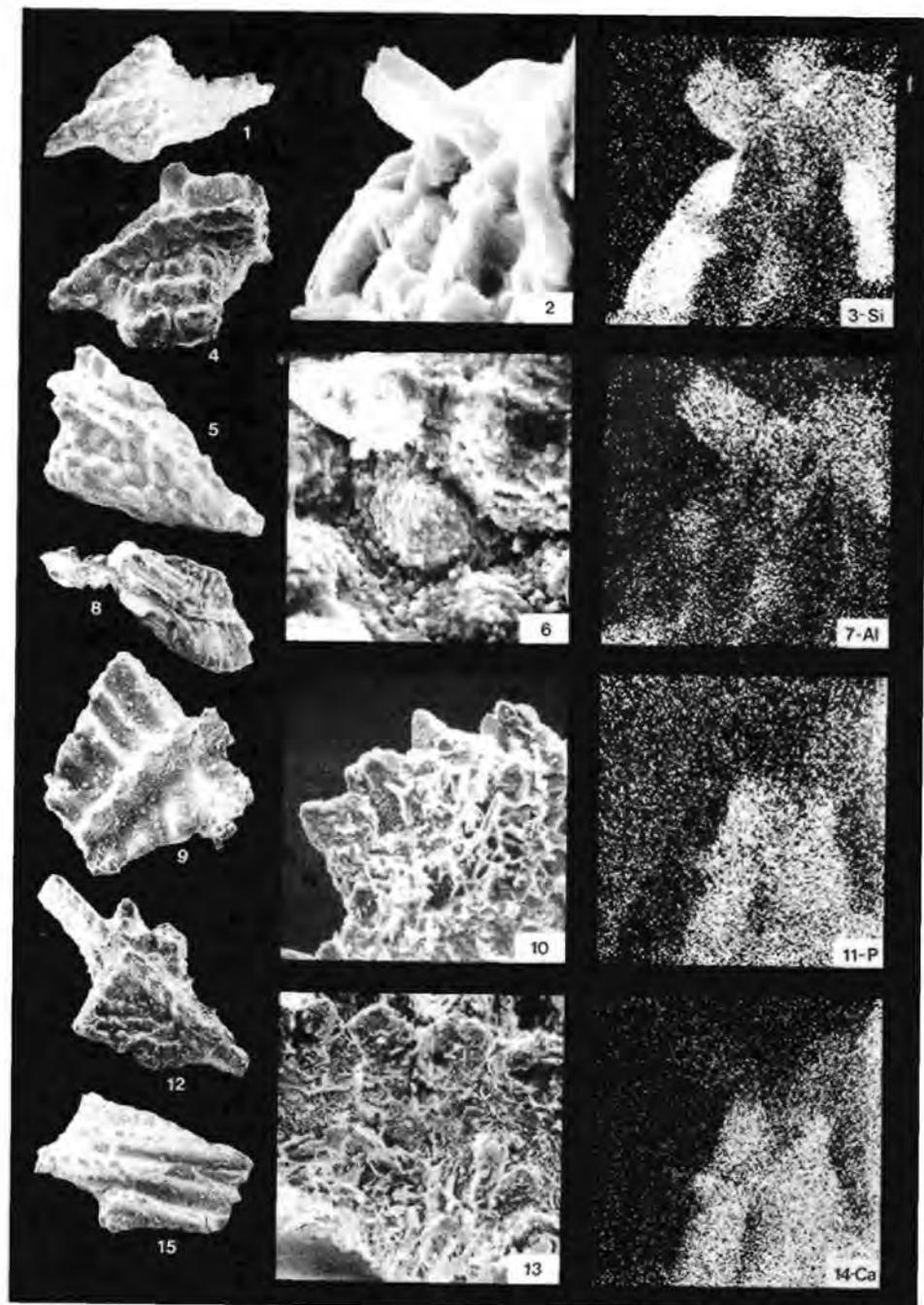
TAFEL 4

- Fig. 1–3: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 1: Übersicht, Vergr. X 54; Fig. 2: Detail der Außenhälfte des Gewölbes mit intensiver Mineralneubildung, Vergr. X 262; Fig. 3: Vergrößerter Ausschnitt von Fig. 3 zeigt Neuwachstum von (Feldspat?)-Kriställchen auf der Oberfläche des Gewölbes, Vergr. X 1075.
- Fig. 4, 5: *Pseudopolygnathus triangulus* ssp. Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 4: Aufsicht, Vergr. X 71; Fig. 5: Neubildung von Feldspat (?) im Bereich des Hinterendes, Vergr. X 444.
- Fig. 6: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Vergr. X 70.
- Fig. 7: *Gnathodus semiglaber* BISCHOFF, Etage Schuchart, Pr. 74/4. Seitenansicht, Vergr. X 67.
- Fig. 8: *Polygnathus* sp., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Übersicht des unvollständigen und offensichtlich deformierten und mit Rissen durchsetzten Plattformteiles, Vergr. X 44.
- Fig. 9–11: *Bispathodus stabilis* (BRANSON & MEHL), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 9: Übersicht, Vergr. X 65; Fig. 10: Vergrößerung im Bereich des Blatt-Vorderendes zeigt Anlösung der Oberfläche des Conodonten, Vergr. X 234; Fig. 11: Aufsicht im Mittelteil der verschmolzenen Zahnchenreihe, Vergr. X 491.
- Fig. 12: *Siphonodella sulcata* (HUDDLE), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Vergr. X 49.
- Fig. 13: *Pelekygnathus* sp., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Seitenansicht des im Vorderteil unvollständigen Exemplars, Vergr. X 61.
- Fig. 14: *Palmatolepis marginifera duplicata* SANDBERG & ZIEGLER, Etage Schuchart, Pr. 74/4. Vergr. X 49.



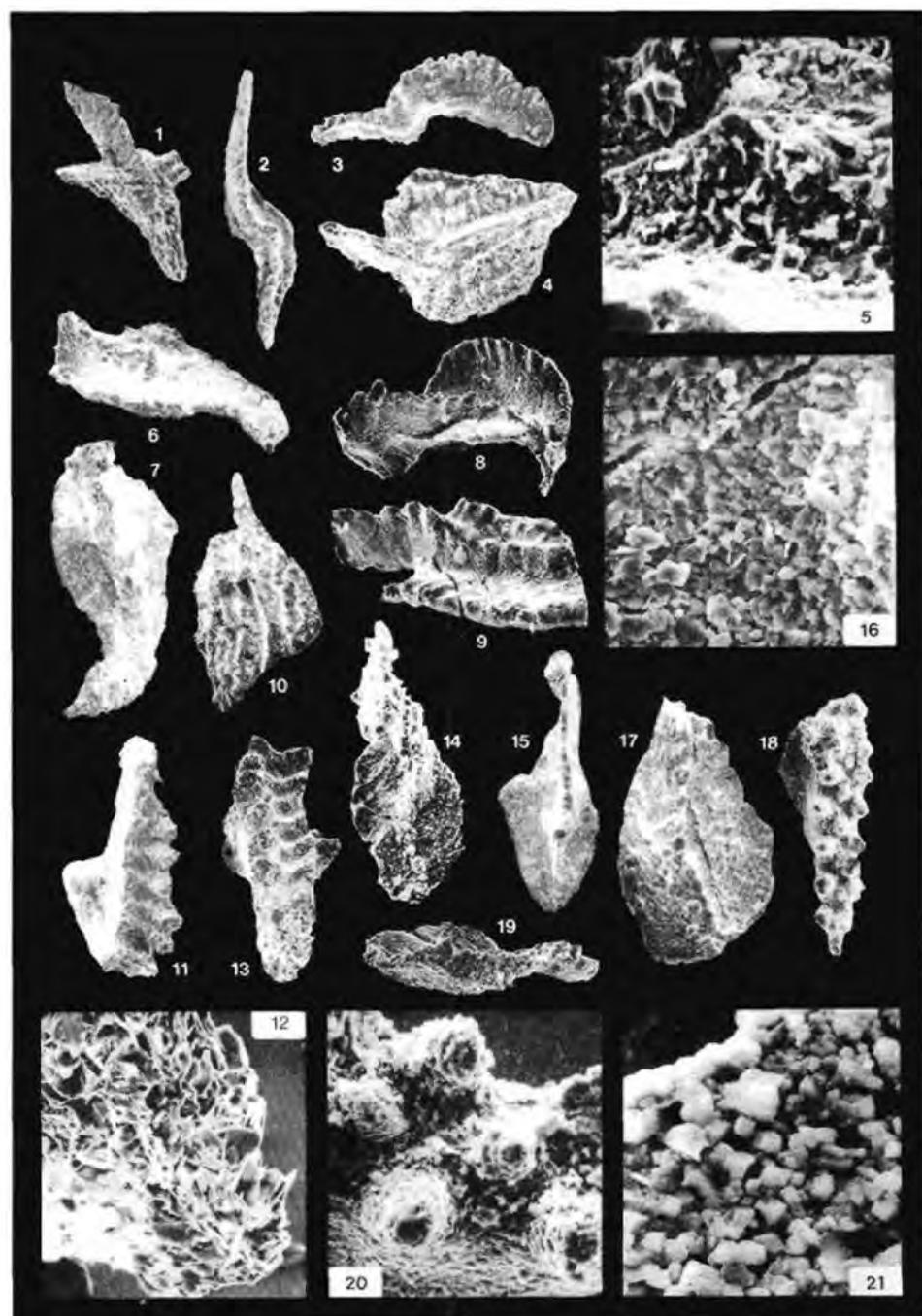
TAFEL 5

- Fig. 1–3, 7, 11, 14: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 1: Übersicht, Vergr. X 44; Fig. 2: Detail am Hinterende des Blattes mit Rekristallisation von Apatit und Neuwachstum von Quarz und Feldspat(?), Vergr. X 2196; Fig. 3, 7, 11 und 14: Elementverteilungsbilder (System ORTEC Multichannel Analyzer) zum Nachweis von Si, Al, P und Ca auf der in Fig. 2 abgebildeten Oberfläche. Beachte Quarz- und Feldspat(?)-Neubildungen in Fig. 3 und 7. Die nicht abgebildete K-Verteilung entspricht der Al-Verteilung in Fig. 7. Die ursprüngliche Conodontensubstanz ist auf den Fig. 11 und 14 erkennbar.
- Fig. 4: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Liedemann, Pr. 73/13. Das Vorderende des Blattes fehlt. Vergr. X 50.
- Fig. 5, 6: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Schuchart, Pr. 74/4. Fig. 5: Übersicht, Vergr. X 93; Fig. 6: Vergrößerung der Außenhälfte des Gewölbes mit intensiver Rekristallisation der Oberfläche, Vergr. X 491.
- Fig. 8, 10: *Siphonodella cooperi* HASS, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 8: Aufsicht auf das am Hinterende unvollständige Exemplar, Vergr. X 35; Fig. 10: Vergrößerung im Bereich des freien Blattes mit neu gebildeten tafeligen und nadeligen Kristallen (Feldspat?), Vergr. X 196.
- Fig. 9: *Pseudopolygnathus triangulus* ssp., Etage Dreikönig, Pr. 73/5. Übersicht des unvollständigen, grob berippten Exemplars, Vergr. X 89.
- Fig. 12, 13: *Gnathodus punctatus* (COOPER), Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 12: Aufsicht auf das gut erhaltene Exemplar, dessen Gewölbe-Außenhälfte eine Ornamentierung aufweist, die für *Gn. bilineatus* (ROUNDY) charakteristisch ist. Die Innenhälfte gleicht hingegen typischen Vertretern von *Gn. punctatus* (COOPER), Vergr. X 47; Fig. 13: Rekristallisation und Neuwachstum von Feldspat-Täfelchen(?) am Ansatz des Gewölbes am Blatt, Vergr. X 187.
- Fig. 15: *Siphonodella* sp., Etage Dreikönig, Pr. 74/5. Unvollständiges Exemplar mit deutlich hervortretenden Rostalleisten, Vergr. X 59.



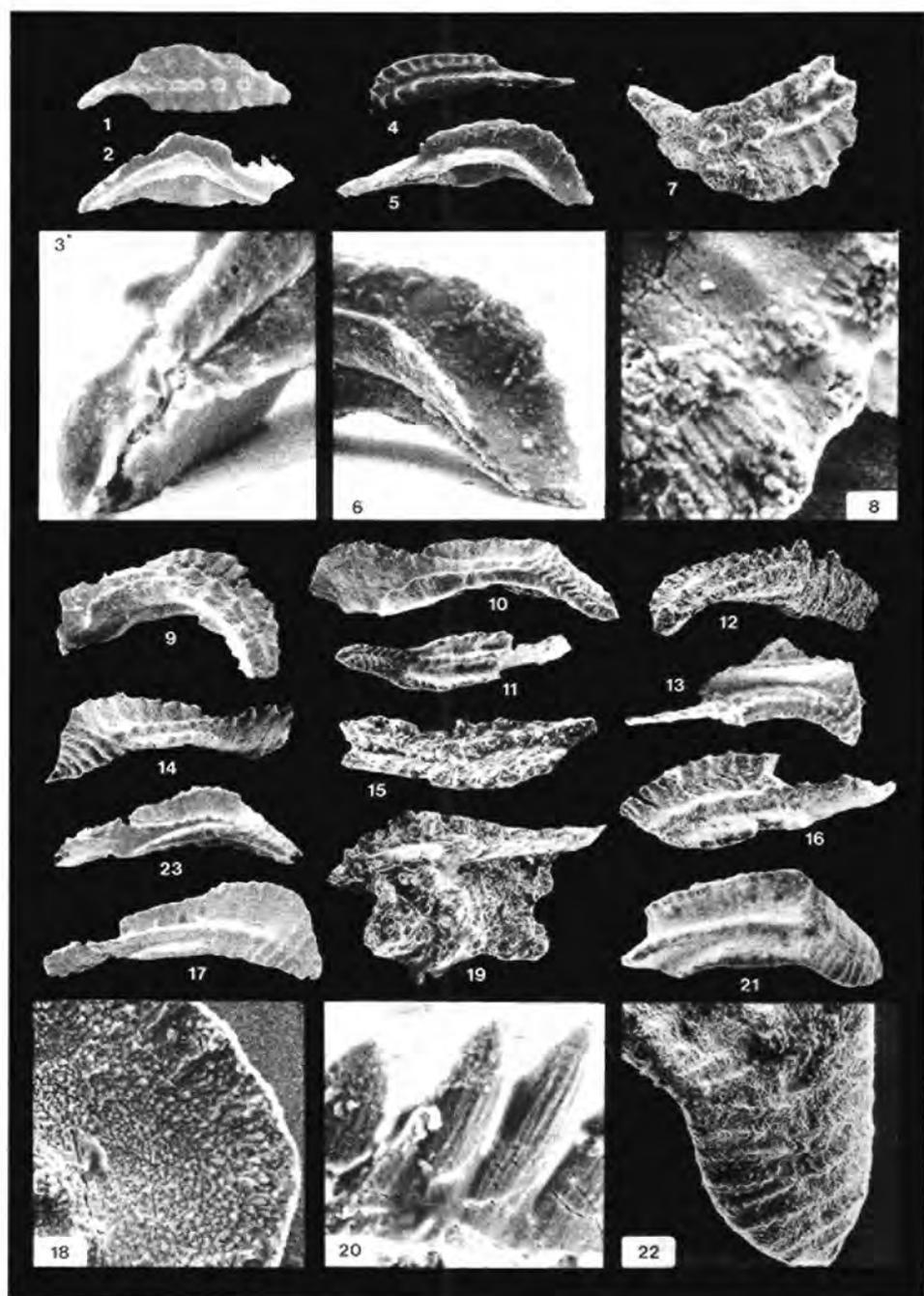
TAFEL 6

- Fig. 1: *Pseudopolygnathus trigonicus* ZIEGLER, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Die Oberfläche des Conodonten ist intensiv rekristallisiert, Vergr. X 38.
- Fig. 2, 3: *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* ZIEGLER, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 2: Aufsicht, Vergr. X 95; Fig. 3: Seitenansicht, Vergr. X 37.
- Fig. 4, 5: *Polygnathus granulosus* BRANSON & MEHL, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 4: Aufsicht, Vergr. X 47; Fig. 5: Vergrößerung der stark rekristallisierten Plattform-Oberfläche mit Mineralneubildungen, Vergr. X 467.
- Fig. 6, 7: *Palmatolepis* sp., Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 6: Seitenansicht des unvollständigen, intensiv rekristallisierten Conodonten, Vergr. X 47. Fig. 7: Aufsicht, Vergr. X 49.
- Fig. 8: *Polygnathus serotinus* TELFORD, Etage Eva, Pr. 73/8. Relativ gut erhaltenes und vollständiges Exemplar mit arttypischer Basalgruben-Ausweitung, Vergr. X 89.
- Fig. 9: *Polygnathus* sp., Etage Antoni, Pr. 77/6. Exemplar mit unvollständiger Plattform, Vergr. X 54.
- Fig. 10: *Polygnathus nodocostatus* BRANSON & MEHL s. l., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Aufsicht auf das unvollständige und stark rekristallisierte Exemplar, Vergr. X 34.
- Fig. 11–13: *Bispathodus* sp. Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 11, 13: Aufsicht auf die Hinterhälfte des Conodonten, Vergr. X 39, X 42 (Fig. 13); Fig. 12: Vergrößerung des Hinterendes mit intensivem Neuwachstum von Feldspat(?), Vergr. X 215.
- Fig. 14, 19: *Palmatolepis minuta* ssp., Etage Eva, Pr. 73/7 (nicht ident mit 74/7 der Abb. 9). Fig. 14: Aufsicht auf das deformierte, mit Rissen durchsetzte und stark rekristallisierte Exemplar, Vergr. X 71; Fig. 19: Seitenansicht, Vergr. X 67.
- Fig. 15, 16: *Palmatolepis minuta minuta* BRANSON & MEHL, Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 15: Aufsicht, Vergr. X 42; Fig. 16: Detail auf der Plattform-Innenhälfte mit rekristallisierter Oberfläche und aufgewachsenen Feldspatnadelchen(?), Vergr. X 420.
- Fig. 17: *Palmatolepis* sp., Etage Eva, Pr. 73/9. Aufsicht auf die deformierte und rekristallisierte Plattform, Vergr. X 84.
- Fig. 18, 20, 21: *Icriodus* sp., Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 18: Überblick, Vergr. X 61; Fig. 20: Vergrößerung im Mittelteil der Plattform, Vergr. X 234; Fig. 21: Ausschnitt zwischen den Zähnchen, Vergr. X 935.



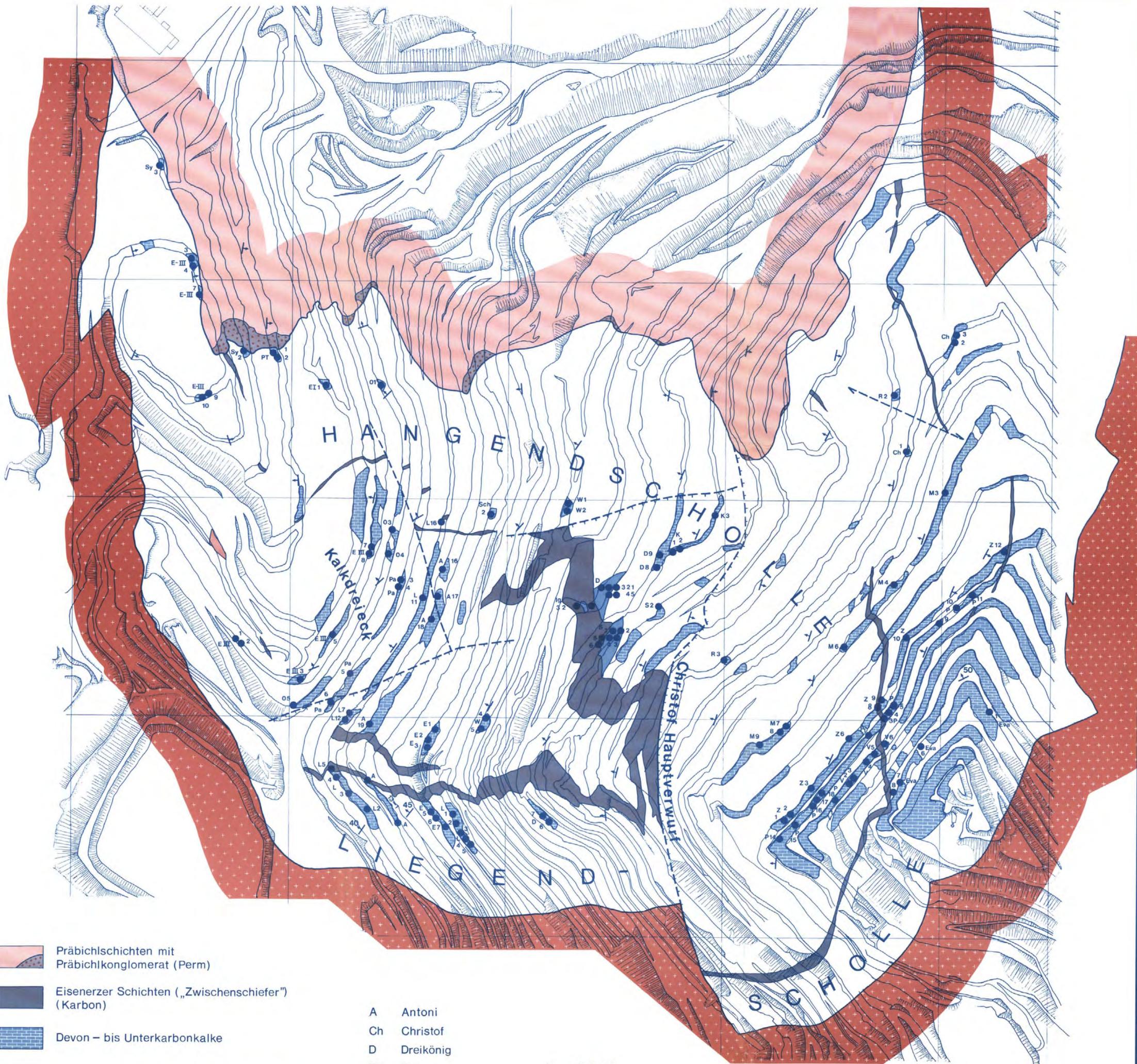
TAFEL 7

- Fig. 1–3: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Dreikönig, Pr. 77/8. Fig. 1: Aufsicht, Vergr. X 68; Fig. 2: Unterseite mit charakteristischer weit geöffneter Basalhöhle, Vergr. X 70; Fig. 3: Vergrößerung der Unterseite des Conodonten am Hinterende mit arttypischer Basalfurche, Vergr. X 397.
- Fig. 4–6: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Dreikönig, Pr. 77/9. Fig. 4: Aufsicht, Vergr. X 58; Fig. 5: Blick auf die Unterseite, Vergr. X 68; Fig. 6: arttypische Ausbildung der Basalfurche am Hinterende des Conodonten, Vergr. X 210.
- Fig. 7, 8: *Polygnathus* cf. *debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Pauli, Pr. 73/3. Fig. 7: Aufsicht auf das unvollständige und im hinteren Teil der Plattform stark rekristallisierte Exemplar, Vergr. X 65; Fig. 8: Detail der Oberfläche am äußeren Plattformrand mit senkrecht zur Längsachse orientiertem Neuwachstum von Apatit, Vergr. X 444.
- Fig. 9: *Polygnathus debiscens* PHILIP & JACKSON, Etage Pauli, Pr. 73/9. Seitenansicht, Vergr. X 59.
- Fig. 10, 11: *Polygnathus linguiformis linguiformis* HINDE, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Fig. 10: Seitenansicht, Vergr. X 21; Fig. 11: Aufsicht, beachte zungenförmiges Plattformende mit geknickten Querrippen, Vergr. X 18.
- Fig. 12 *Polygnathus* sp., Etage Schuchart, Pr. 74/4. Die gesamte Oberfläche des Conodonten ist stark überkrustet bzw. rekristallisiert. Vergr. X 59.
- Fig. 13: *Polygnathus* cf. *inversus* KLAPPER & JOHNSON, Etage Schuchart, Pr. 73/1 = 74/4. Aufsicht. Infolge teilweiser Überkrustung der Basalgrube sind nicht alle Artmerkmale eindeutig zu erkennen. Vergr. X 40.
- Fig. 14: *Polygnathus linguiformis bultyncki* WEDDIGE, Etage Antoni, Pr. 77/7. Aufsicht des vollständig erhaltenen Exemplars, Vergr. X 42.
- Fig. 15: *Polygnathus* sp., Etage Antoni, Pr. 77/7. Aufsicht des unvollständigen Exemplars, dessen Plattform intensiv rekristallisiert ist, Vergr. X 44.
- Fig. 16: *Polygnathus* sp., Etage Eva, Pr. 73/7. Übersicht des im Bereich der Plattform unvollständigen Exemplars, das aufgrund der Erhaltung keinem bekannten Vertreter von *Polygnathus* zuzuordnen ist. Vergr. X 40.
- Fig. 17, 18: *Polygnathus* cf. *perbonus* (PHILIP), Etage -III, Pr. 77/3. Fig. 17: Aufsicht, Vergr. X 35; Fig. 18: Vergrößerung der Oberfläche der Plattform im Bereich der stärksten Ausweitung, Vergr. X 145.
- Fig. 19, 20: *Spathognathodus* sp.?, Etage Liedemann, Pr. 73/13. Fig. 19: Übersicht des Blatt-Conodonten, der von unlöslichen Rückstand überkrustet ist, Vergr. X 67; Fig. 20: Vergrößerung der Zahnchen, die noch primäre Feinstreifen erkennen lassen, aber von Rissen durchsetzt sind, Vergr. X 420.
- Fig. 21, 22: *Polygnathus perbonus* (PHILIP), Etage Liedemann, Pr. 73/7. Fig. 21: Aufsicht des relativ gut erhaltenen Exemplars mit zungenförmigem Hinterende der Plattform und arttypischer Unterseite, Vergr. X 37; Fig. 22: Vergrößerung des Plattform-Hinterendes, Vergr. X 93.
- Fig. 23: *Polygnathus linguiformis bultyncki* WEDDIGE, Etage Antoni, Pr. 77/7. Gut erhaltenes Exemplar mit schwach asymmetrischem Basalgrubenrand, Vergr. X 28.



# GEOLOGISCHE KARTE DES STEIRISCHEN ERZBERGS (teilweise schematisiert) MIT EINTRAGUNG WICHTIGER CONODONTENPROBEN

H. P. SCHÖNLAUB, G. FLAJS & F. THALMANN 1980



-  Präbichlschichten mit Präbichlkonglomerat (Perm)
-  Eisenerzer Schichten („Zwischenschiefer“) (Karbon)
-  Devon – bis Unterkarbonkalke
-  Devon – bis Unterkarbonkalke (abgetragen)
-  Erz – Formation (Devon)
-  Schwarzschiefer des Silurs
-  Blasseneck – Porphyroid (Oberordoviz)

- |     |           |                 |                           |
|-----|-----------|-----------------|---------------------------|
| A   | Antoni    | Sy              | Sybold                    |
| Ch  | Christof  | R               | Rothballer                |
| D   | Dreikönig | S               | Schuchart                 |
| Eva | Eva       | Sch             | Schiller                  |
| E   | Elias     | V               | Volleritsch               |
| Ig  | Ignazi    | W               | Wegstollen                |
| K   | Kübeck    | Z               | Zauchen                   |
| L   | Liedemann | 0, I, III, -III | = Etagen 0, I, III, - III |
| M   | Maschin   |                 |                           |
| P   | Pauli     |                 |                           |
| Pa  | Palmer    |                 |                           |

400 m



|                    |                |                  |            |                      |
|--------------------|----------------|------------------|------------|----------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 1 | S. 231-341 | Wien, September 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|------------|----------------------|

# Das kalkige Nannoplankton der Dogger-Malm-Grenze im Berner Jura bei Liesberg (Schweiz)

Von Walter GRÜN und Fred ZWEILI\*

Mit 41 Abbildungen und 16 Phototafeln

Schweizer Jura  
Dogger - Malm  
Nannoplankton  
Systematik  
Foraminiferen  
Ostracoden  
Makrofossilien

## INHALT

|   |     |
|---|-----|
| Zusammenfassung .....   | 233 |
| Summary .....   | 233 |
| Résumé .....  | 234 |
| Einleitung .....  | 234 |
| Schichtfolge und Fossilinhalt .....   | 236 |
| Nannoflora .....  | 240 |
| Systematische Paläontologie .....   | 242 |
| Ordnung Podorhabdales ROOD, HAY & BARNARD, 1971 .....                                   | 242 |
| Familie Biscutaceae BLACK, 1971 .....   | 242 |
| Subfamilie Biscutoideae HOFFMANN, 1970 .....  | 242 |
| Gattung <i>Biscutum</i> BLACK, 1959 .....   | 242 |
| <i>Biscutum castrorum</i> BLACK, 1959 .....   | 244 |
| <i>Biscutum dubium</i> (NOËL, 1965) GRÜN, 1974 .....                                    | 245 |
| <i>Biscutum ellipticum</i> (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975 .....                               | 245 |
| <i>Biscutum erismatum</i> (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb. ....              | 248 |
| Gattung <i>Sollasites</i> BLACK, 1967 .....   | 248 |
| <i>Sollasites horticus</i> (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) ČEPEK & HAY, 1969 ..... | 248 |
| <i>Sollasites lowei</i> (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 .....                   | 250 |
| Subfamilie Discorhabdoideae NOËL, 1965 .....  | 250 |
| Gattung <i>Discorhabdus</i> NOËL, 1965 .....  | 250 |
| <i>Discorhabdus ignotus</i> (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968 .....                     | 251 |
| <i>Discorhabdus patulus</i> (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 .....                          | 251 |
| Familie Ellipsagelosphaeraceae NOËL, 1965 .....   | 252 |
| Subfamilie Ellipsagelosphaeroideae NOËL, 1965 .....                                     | 252 |
| Gattung <i>Ellipsagelosphaera</i> NOËL, 1965 .....                                      | 252 |
| <i>Ellipsagelosphaera britannica</i> (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968 .....         | 252 |
| <i>Ellipsagelosphaera fossacincta</i> BLACK, 1971 .....                                 | 253 |
| <i>Ellipsagelosphaera gresslyi</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. ....                           | 255 |
| <i>Ellipsagelosphaera ovata</i> (BUKRY, 1969) BLACK, 1973 .....                         | 255 |
| <i>Ellipsagelosphaera plena</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. ....                              | 256 |
| <i>Ellipsagelosphaera reinhardtii</i> (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) NOËL, 1973 .....      | 257 |

\* Adressen der Autoren: Dr. Walter GRÜN – Österreichische Mineralölverwaltung AG, Ressort Geologie, Hintere Zollamtsstraße 17, A-1030 Wien, Österreich. Fred ZWEILI – Geologisches Institut der Universität Bern, Sahlistraße 6, CH-3012 Bern, Schweiz.

|  |     |
|--|-----|
| <i>Ellipsagelosphaera strigosa</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                             | 257 |
| <i>Ellipsagelosphaera? tubulata</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                            | 258 |
| Gattung <i>Lotharingius</i> NOËL, 1973 . . . . .   | 259 |
| <i>Lotharingius cruciencialis</i> (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILI, n. comb. . . . .               | 259 |
| <i>Lotharingius sigillatus</i> (STRADNER, 1961) PRINS, 1974 . . . . .                        | 261 |
| Gattung <i>Ansulaspheera</i> GRÜN & ZWEILI, n. gen. . . . .                                  | 261 |
| <i>Ansulaspheera helvetica</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                                 | 261 |
| Gattung <i>Cyclagelosphaera</i> NOËL, 1965 . . . . .   | 262 |
| <i>Cyclagelosphaera margerelli</i> NOËL, 1965 . . . . .                                      | 262 |
| Familie Podorhabdaceae NOËL, 1965 . . . . .  | 263 |
| Gattung <i>Podorhabdus</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 263 |
| <i>Podorhabdus grassei</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 264 |
| Gattung <i>Axopodorhabdus</i> WIND & WISE, 1976 . . . . .                                    | 265 |
| <i>Axopodorhabdus cylindricus</i> (NOËL, 1965) WIND & WISE, 1976 . . . . .                   | 265 |
| <i>Axopodorhabdus depravatus</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                               | 266 |
| <i>Axopodorhabdus rabla</i> (NOËL, 1965) GRÜN & ZWEILI, n. comb. . . . .                     | 267 |
| Gattung <i>Hexapodorhabdus</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 267 |
| <i>Hexapodorhabdus cuvillieri</i> NOËL, 1965 . . . . .                                       | 267 |
| Gattung <i>Octopodorhabdus</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 268 |
| <i>Octopodorhabdus decussatus</i> (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 . . . . .        | 268 |
| <i>Octopodorhabdus oculisminutus</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                           | 269 |
| Gattung <i>Perissocyclus</i> BLACK, 1971 . . . . .   | 271 |
| <i>Perissocyclus fletcheri</i> BLACK, 1971 . . . . .   | 271 |
| <i>Perissocyclus liesbergensis</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                             | 271 |
| Gattung <i>Ethmorhabdus</i> NOËL, 1965 . . . . .   | 272 |
| <i>Ethmorhabdus anglicus</i> ROOD, HAY & BARNARD, 1971 . . . . .                             | 272 |
| <i>Ethmorhabdus gallicus</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 272 |
| <i>Ethmorhabdus rimosus</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                                    | 273 |
| Familie Retecapsaceae GRÜN, 1975 . . . . .   | 273 |
| Subfamilie Retecapsoideae BLACK, 1972 . . . . .  | 273 |
| Gattung <i>Retecapsa</i> BLACK, 1971 . . . . .   | 273 |
| <i>Retecapsa schizobrachiata</i> (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975 . . . . .                        | 273 |
| Gattung <i>Polypodorhabdus</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 275 |
| <i>Polypodorhabdus escaigi</i> NOËL, 1965 . . . . .  | 275 |
| Ordnung Eifellithales ROOD, HAY & BARNARD, 1971 . . . . .                                    | 275 |
| Familie Stephanolithiaceae BLACK, 1968 . . . . .   | 275 |
| Gattung <i>Stephanolithion</i> DEFLANDRE, 1939 . . . . .                                     | 276 |
| <i>Stephanolithion bigoti</i> DEFLANDRE, 1939 . . . . .                                      | 276 |
| <i>Stephanolithion hexum</i> ROOD & BARNARD, 1972 . . . . .                                  | 277 |
| Gattung <i>Corollithion</i> STRADNER, 1961 . . . . .   | 278 |
| <i>Corollithion asymmetricum</i> (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) GRÜN & ZWEILI, n. comb. . . . . | 278 |
| <i>Corollithion fragile</i> (ROOD & BARNARD, 1972) WIND & WISE, 1976 . . . . .               | 279 |
| <i>Corollithion geometricum</i> (GÖRKA, 1957) MANIVIT, 1971 . . . . .                        | 279 |
| <i>Corollithion radicans</i> (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILI, n. comb. . . . .                    | 280 |
| <i>Corollithion scutulatum</i> (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILI, n. comb. . . . .                  | 281 |
| Gattung <i>Rhombolithion</i> BLACK, 1973 . . . . .   | 281 |
| <i>Rhombolithion bifurcatum</i> (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILI, n. comb. . . . .                 | 282 |
| Gattung <i>Stradnerlithus</i> BLACK, 1971 . . . . .  | 283 |
| <i>Stradnerlithus comptus</i> BLACK, 1971 . . . . .  | 283 |
| <i>Stradnerlithus pauciramosus</i> BLACK, 1973 . . . . .                                     | 283 |
| Gattung <i>Thurmannolithion</i> GRÜN & ZWEILI, n. gen. . . . .                               | 284 |
| <i>Thurmannolithion clatratum</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                              | 284 |
| Familie Calyculaceae NOËL, 1973 . . . . .  | 285 |
| Gattung <i>Calyculus</i> NOËL, 1973 . . . . .  | 286 |
| <i>Calyculus elongatus</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                                     | 286 |
| <i>Calyculus subcircularis</i> GRÜN & ZWEILI, n. sp. . . . .                                 | 287 |

|   |     |
|---|-----|
| <i>Calycinus?</i> sp. ....  | 287 |
| Gattung <i>Proculithus</i> MEDD, 1979 .....   | 288 |
| <i>Proculithus expansus</i> MEDD, 1979 .....  | 288 |
| Familie Crepidolithaceae BLACK, 1971 .....  | 289 |
| Gattung <i>Crepidolithus</i> NOËL, 1965 .....   | 289 |
| <i>Crepidolithus crassus</i> (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 .....                           | 289 |
| <i>Crepidolithus perforatus</i> (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILL, n. comb. ....                 | 289 |
| Gattung <i>Parhabdolithus</i> DEFLANDRE, 1952 .....                                       | 290 |
| <i>Parhabdolithus liasicus</i> DEFLANDRE, 1952 .....                                      | 290 |
| <i>Parhabdolithus marthae</i> DEFLANDRE, 1955 .....                                       | 290 |
| <i>Parhabdolithus pseudobelgicus</i> MEDD, 1979 .....                                     | 291 |
| <i>Parhabdolithus rhombicus</i> (GRÜN, PRINS & ZWEILL, 1974) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... | 291 |
| Familie Zygoolithaceae NOËL ex BLACK, 1968 .....  | 291 |
| Gattung <i>Vekeshinella</i> LOEBLICH & TAPPAN, 1963 .....                                 | 291 |
| <i>Vekeshinella dibrachiata</i> GARTNER, 1968 .....                                       | 291 |
| <i>Vekeshinella magna</i> (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILL, n. comb. ....                       | 294 |
| <i>Vekeshinella quadricula</i> (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 .....               | 294 |
| Gattung <i>Zeugrhabdotus</i> REINHARDT, 1965 .....  | 295 |
| <i>Zeugrhabdotus erectus</i> (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 .....                      | 295 |
| <i>Zeugrhabdotus ? fissus</i> GRÜN & ZWEILL, n. sp. ....                                  | 296 |
| Gattung <i>Zygoolithes</i> BLACK, 1972 .....  | 297 |
| <i>Zygoolithes cboffati</i> (ROOD, HAY & BARNARD, 1973) GRÜN & ZWEILL, n. comb. ....      | 297 |
| <i>Zygoolithes cf. ponticulus</i> (DEFLANDRE, 1955) BLACK, 1975 .....                     | 297 |
| <i>Zygoolithes salillum</i> (NOËL, 1965) BLACK, 1975 .....                                | 298 |
| Gattung <i>Schizosphaerella</i> DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 .....                          | 298 |
| <i>Schizosphaerella punctulata</i> DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 .....                       | 298 |
| Index .....   | 299 |
| Danksagungen .....  | 303 |
| Literaturverzeichnis .....  | 304 |

### Zusammenfassung

Aus einem stratigraphisch gut definierten Callovien-Oxfordien-Profil, SW von Liesberg (Faltenjura, Schweiz), werden 64 Arten von kalkigem Nannoplankton beschrieben und durch Rasterelektronenmikrographien sowie schematische Zeichnungen abgebildet. Zwei neue Gattungen (*Ansulasphaera*, *Thurmannolithion*) und 13 neue Arten (*Ellipsagosphaera gresslyi*, *Ellipsagosphaera plena*, *Ellipsagosphaera strigosa*, *Ellipsagosphaera ? tubulata*, *Ansulasphaera helvetica*, *Axopodorhabdus depravatus*, *Octopodorhabdus oculisminutis*, *Perissocylus liesbergensis*, *Eibmorhabdus rimosus*, *Thurmannolithion clatratum*, *Calyculus elongatus*, *Calyculus subcircularis*, *Zeugrhabdotus ? fissus*) werden aufgestellt.

Einleitend erfolgt eine lithologische und paläontologische Beschreibung des untersuchten Profils. Die stratigraphischen Reichweiten der 64 Nannofossilarten werden kurz behandelt.

### Abstract

64 species of calcareous nannofossils from a stratigraphically well defined Callovian-Oxfordian section southwest of Liesberg (Switzerland) are described and figured by stereoscan micrographs as well as schematic drawings. They include two new genera and thirteen new species. Introductorily a lithological and paleontological description of the studied section is given. The stratigraphical ranges of the 64 nannofossil-species are briefly discussed.

## Résumé

Dans une coupe stratigraphique bien définie du Callovien-Oxfordien, située au SW de Liesberg (Jura plissé, Suisse), 64 espèces de nannoplancton calcaire sont décrites et représentées par des micrographies du microscope électronique à balayage, ainsi que par des dessins schématiques. Deux nouveaux genres et treize nouvelles espèces sont établis. L'introduction donne une description lithologique et paléontologique de la coupe. L'extension stratigraphique des 64 espèces de nannoplancton est indiquée.

(Traduit par Dr. P. Heitzmann, Bern)

## Einleitung

Anlässlich des 9. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquiums in der Schweiz im Jahre 1965 wurden in einer mehrtägigen Serie von Exkursionen zahlreiche Aufschlüsse besucht. Bei diesen Aufschlüssen handelt es sich um Stratotypen von Stufen und Formationen, um Typuslokalitäten bestimmter Mikrofossilien und um die Originalstellen von bekannten Mikrofaunen und -flore, die hinsichtlich ihrer Assoziationen und zeitlichen Abfolge charakteristisch sind. Eine Neubeschreibung der meisten zu besuchenden Aufschlüsse und eine Neubearbeitung ihrer Mikrofaunen und -flore wurde zum Zeitpunkt des Kolloquiums vorgelegt. Diese Einzel- und Originalarbeiten sind unter dem Titel „Neuere Daten zur mikropaläontologischen Forschung in der Schweiz“ im Bulletin der Vereinigung Schweizerischer Petrol-Geologen und -Ingenieure publiziert (Hrsg. H. SCHAUB & H. LUTERBACHER).

Eine der besuchten Typlokalitäten war eine Tongrube im Berner Jura, knapp südwestlich von Liesberg gelegen (Abb. 1). Sie befindet sich am steil aufgerichteten N-Schenkel der Movelier-Antiklinale, eine der vier W-E streichenden Antiklinalstrukturen im Berner Jura zwischen Basel und Delémont (Delsberg) der Hauptstadt des neuen Kantons Jura.

Bereits aus der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts liegen bedeutende Arbeiten über die Schichtfolge des Berner und auch Solothurner Jura vor. Hervorzuheben sind hier die stratigraphischen Beschreibungen der jurassischen Schichten durch A. GRESSLY (1838–1841) und etwas später J. B. GREPPIN (1870) und L. ROLLIER (1898). Die Mollusken- und Brachiopodenfaunen des unteren Malm werden von P. DE LORIÖL (1889–1901) in mehreren, bis heute aktuellen Monographien publiziert. Aus diesem Jahrhundert seien Arbeiten von W. T. KELLER (1922), A. J. STÄUBLE (1959) und das „Lexique stratigraphique international“ (1960) erwähnt.

Auch auf dem Gebiet der Mikropaläontologie sind im letzten Jahrhundert grundlegende Arbeiten von J. KÜBLER & H. ZWINGLI (1870) und R. HAEUSLER (1890) erschienen. Sie beschreiben die Mikrofaunen des Rauracien in Argovien-Fazies. Die Foraminiferen des Callovien und Oxfordien von Liesberg wurden aber erst 1938 von W. MOHLER bearbeitet. Eine Überarbeitung der Mikrofaunen aus diesem Bereich führte 1965 H. FISCHER durch. Vom selben Autor erfolgte 1965 auch die Beschreibung und Neubearbeitung der Tongrube Liesberg-Dorf SW Liesberg für das 9. Europäische Mikropaläontologische Kolloquium. Diese Publikation ist die Grundlage für unser einleitendes Kapitel, die lithologische Beschreibung der in der Tongrube aufgeschlossenen Gesteine und ihres paläontologischen Inhalts.

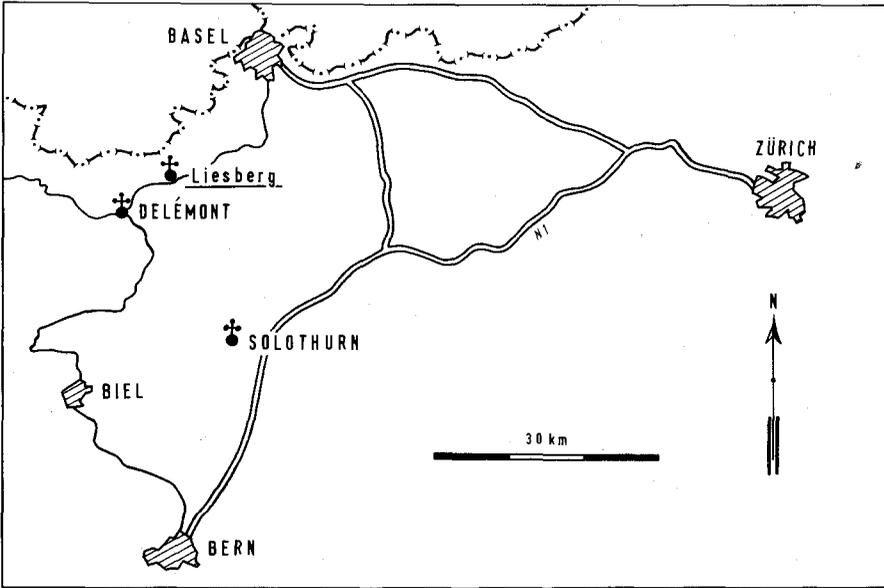
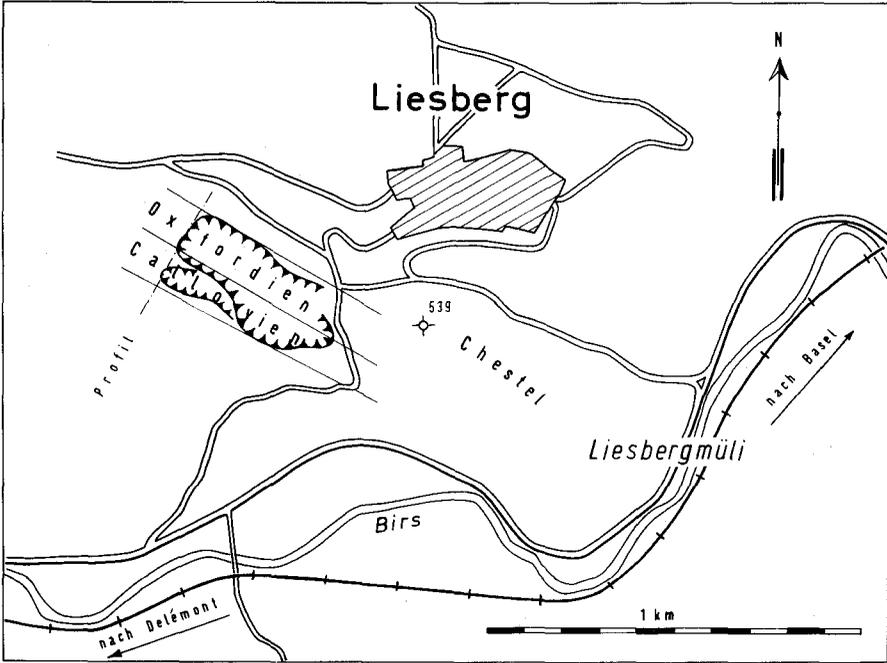


Abb. 1: Lageplan der Tongrube Liesberg-Dorf SW Liesberg, Kanton Bern, Schweiz.

## Schichtfolge und Fossilinhalt

(Nach H. FISCHER, 1965, S. 29 ff.)

### Callovien

Macrocephalus-Schichten: Braune, leicht spätige Kalke und Mergelkalke, die mit dünneren Mergellagen alternieren. Das Gestein ist stark limonithaltig und wird gegen oben knauerig.

Reicher Fossilinhalt (vgl. A. J. STÄUBLE, 1959, S. 79 f): Echinodermentrümmern, Brachiopoden, Lamellibranchier (Pholadomyen, Pleuromyen, Pectiniden etc.), Gastropoden (Pleurotomarien) und Cephalopoden (Macrocephaliten, Perisphincten); selten Foraminiferen.

Callovien-Tone: Vorwiegend dunkelgraue tonige Mergel mit reichlichen Pyriteinschlüssen. Nur an der Basis Makrofossilien enthaltend (Echinodermentrümmern, Bivalen, Macrocephaliten). Reiche Mikrofauna:

Probe 1 (Untere Callovien-Tone)

Foraminiferen:

*Reophax* sp.: s

*Ammodiscus* sp.: h

(?) *Haplophragmium* sp.: s

*Haplophragmoides* sp.: s

*Textularia* sp.: ss

*Tritaxis conica* (PARKER & JONES): s

*Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER): h

*Lenticulina* (*Lenticulina*) *subalata* (REUSS): ss

*Lenticulina* (*Lenticulina*) cf. *cultrata* (MONTFORT): s

*Lenticulina* (*Astacolus*) sp.: ss

*Lenticulina* (*Planularia*) *tricarinnella* (REUSS): ss

*Lenticulina* (*Planularia*) sp.: ss

*Lenticulina* (*Saracenaria*) *cornucopiae* (SCHWAGER): ss

*Vaginulina* sp.: ss

*Falsopalmula deslongchampsii* (TERQUEM): s

*Fronicularia* sp.: ss

*Lingulina* sp.: ss

*Rectoglandulina* sp.: s

*Nodosaria* sp.: ss

*Dentalina* sp. sp.: s

*Tristix acutangula* (REUSS): ss

Ostracoden (Bestimmung: H. J. OERTLI):

*Cyberella* sp.

*Cyberelloidea* sp. 528 BUCK 1954

*Polycpe* sp.

*Monoceratina vulsa* (JONES & SHERBORN 1888)

*Praeschuleridea* (?) sp.

*Procyberidea* (?) sp.

Ostracode 11 LUTZE 1960

Probe 2 (Mittlere Callovien-Tone)

Foraminiferen:

*Ammodiscus* sp. sp.: h

(?) *Haplophragmium* sp.: ss

*Haplobragmoides* sp.: s  
*Tritaxis conica* (PARKER & JONES): s  
 (?) *Ophthalmidium* sp.: ss  
*Nubeculinella* sp.: s  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER): s  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) cf. *cultrata* (MONTFORT): ss  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) *varians* (BORNEMANN): ss  
*Lenticulina* (*Planularia*) *tricarinnella* (REUSS): ss  
*Lenticulina* (*Planularia*) sp.: ss  
*Lenticulina* (*Saracenaria*) *cornucopiae* (SCHWAGER): ss  
*Marginulina glabra* D'ORBIGNY: s  
*Vaginulina* sp.: ss  
*Vaginulina flabelloides* (TERQUEM): ss  
*Lingulina* sp.: ss  
*Dentalina* sp. sp.: h  
*Nodosaria* sp.: ss  
*Lagena* sp.: ss  
*Tristix acutangula* (REUSS): ss  
*Paalzowella* cf. *fejefeli fejefeli* (PAALZOW): ss

Ostracoden (Bestimmungen: H. J. OERTLI):

*Cytherella* sp.  
*Cytherelloidea* sp. 528 BUCK 1954  
*Monoceratina vulsa* (JONES & SHERBORN 1888)  
*Paracypris* sp.  
*Macrocypis* sp.  
*Lophocythere cruciata intermedia* LUTZE 1960  
*Procytheridea* aff. *gublerae* (BIZON 1958)  
*Parariscus batbonicus* OERTLI 1959  
 unbekannte Mikro-Ostracoden

Ophiuren (Bestimmung H. HESS, 1963):

*Ophiomusium calloviense* HESS  
*Ophiacantha* ? *liesbergensis* HESS  
*Ophiopinna* ? *wolburgi* HESS  
*Ophiopinna* ? *directa* HESS  
*Ophiopetra* ? cf. *libographica* HESS

Dalle nacréé: Braune, limonitreiche Echinodermenbreccie in typisch grobspätig-plattiger Ausbildung. Außer den Echinodermentrümmern vereinzelt Bryozoen, Bivalven und Perisphinctiden. Mikrofauna: vereinzelt Lageniden und Ostracoden.

Athleta-Eisenoolith: Braunrot anwitternde, eisenoolithische Kalke und Mergelkalke. Fossilinhalt (vgl. A. J. STÄUBLE, 1959, S. 81): Echinodermentrümmern, Bivalven (u. a. Pectiniden), Gastropoden (Pleurotomarien) und Cephalopoden (Reineckien, Hecticoceraten, Peltoceraten, Cosmococeraten, Belemniten).

## Oxfordien

Renggeri-Tone: Dunkelgraue, fette, tonige Mergel, welche sich durch einen großen Fossilreichtum auszeichnen (vgl. P. DE LORIO, 1898, 1899): Crinoiden-Fragmente, Brachiopoden (u. a. Aulacothyriden), Lamellibranchier (Nuculiden) und Cephalopoden (Belemniten, Phylloceraten, Hecticoceraten, Ooppeliden, Cardioceraten, Quenstedticeraten, Perisphincten, Peltoceraten). Sehr reiche Mikrofauna:

Probe 3 (Untere Renggeri-Tone)

Foraminiferen:

- Protonina* sp.: s  
*Reophax horridus* (SCHWAGER): s  
*Reophax* cf. *sterkii* HAEUSLER: ss  
*Ammodiscus* sp. sp.: s  
(?) *Haplophragmium* sp. sp.: h  
*Haplophragmoides* sp.: ss  
*Textularia jurassica* GÜMBEL: h  
*Trochammina* cf. *depressa* LOZO: s  
*Gaudryina* sp.: h  
(?) *Valvulina* sp.: s  
*Ophthalmidium* cf. *militoliniformis* (PAALZOW): h  
*Ophthalmidium* sp.: s  
*Nodobacularia bulbifera* PAALZOW: hh  
*Nubeculinella* sp.: s  
(?) *Bullopora* sp.: s  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER): h  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) *quenstedti* (GÜMBEL): hh  
*Lenticulina* (*Astacolus*) sp.: ss  
*Lenticulina* (*Planularia*) *tricarinelia* (REUSS): h  
*Lenticulina* (*Planularia*) *lanceolata* (SCHWAGER): s  
*Lenticulina* (*Planularia*) *cordiformis* (TERQUEM): ss  
*Lenticulina* (*Saracenaria*) *cornucopiae* (SCHWAGER): s  
*Lenticulina* (*Vaginulinopsis*) sp.: ss  
*Marginulina* cf. *glabra* D'ORBIGNY: ss  
*Fronicularia nikitini* UHLIG: ss  
*Dentalina* sp. sp.: ss  
*Nodosaria* sp.: ss  
*Lagena* sp.: ss  
*Epistomina mosquensis* UHLIG: hh  
*Epistomina parastelligera* (HOFKER): hh  
„*Globigerina*“ cf. *helveto-jurassica* HAEUSLER: h

Ostracoden (Bestimmung: H. J. OERTLI):

- Polycopa* sp. 11 OERTLI 1959  
*Cytherella index* OERTLI 1959  
*Monoceratina stimulea* (SCHWAGER 1866)  
*Monoceratina scrobiculata* TRIEBEL & BARTENSTEIN 1938  
*Procytheridea gublerae* (BIZON 1958)  
*Cytherura* (?) *liesbergensis* OERTLI 1959  
*Lophocythere cruciata* aff. *oxfordiana* LUTZE 1960  
unbekannte Mikro-Ostracoden

Probe 4 (Obere Renggeri-Tone)

Foraminiferen:

- Protonina* sp.: s  
*Ammodiscus* sp. sp.: s  
(?) *Haplophragmium* sp.: ss  
*Textularia jurassica* GÜMBEL: ss  
*Gaudryina* sp.: ss  
*Ophthalmidium* sp.: s  
*Nubeculinella* sp.: hh  
*Nodobacularia bulbifera* PAALZOW: ss  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) *muensteri* (ROEMER): s  
*Lenticulina* (*Lenticulina*) *quenstedti* (GÜMBEL): h

*Lenticulina (Astaculus) sp. sp.: s*  
*Lenticulina (Planularia) sp.: ss*  
*Lenticulina (Saracenaria) sp.: ss*  
*Marginulina cf. glabra* D'ORBIGNY: ss  
*Citharina cf. implicata* (SCHWAGER): s  
*Frondicularia supracalloviensis* WISNIOWSKI: s  
*Frondicularia cf. nikitini* UHLIG: ss  
*Dentalina sp. sp.: s*  
*Nodosaria sp.: ss*  
*Tristix sp.: ss*  
*Paakowella sp.: ss*

Ostracoden (Bestimmung: H. J. OERTLI):  
*Polycope sp. 11* OERTLI 1959  
*Cytherella index* OERTLI 1959  
*Monoceratina sp.*  
*Pontocyprilla suprajurassica* OERTLI 1959  
*Lophocythere cruciata oxfordiana* LUTZE 1960  
*Lophocythere cruciata n. ssp.*

Terrain à chailles: Wechsellagerung von grauen Mergeln und Kalkknollen-(Chailen-)Lagen. Außerordentlicher Fossilreichtum (vgl. P. DE LORIO, 1896, 1897, 1901): Crinoiden (v. a. Millericriniden), Echiniden (Collyriten), Brachiopoden, Gastropoden (Pseudomelanien, Pleurotomarien), Lamellibranchier (Pleuromyen, Homomyen, Pholadomyen, Limiden, Pectiniden) und Cephalopoden (Cardioceraten, Perisphincten, Aspidoceraten). Mäßig reiche Mikrofauna.

(Anmerkung: H. FISCHER folgt bei dieser Beschreibung der französischen Stufengliederung, und wir haben uns in der vorliegenden Arbeit dieser Einteilung angeschlossen. In der letzten Zeit ist aber die Stratigraphie im Bereich des Schweizer Jura der englischen Stufengliederung angeglichen worden. Es ergeben sich daraus folgende Änderungen:

**Französische Stufen**

**Englische Stufen**

|                  |                         |          |                      |
|------------------|-------------------------|----------|----------------------|
| <b>Oxfordien</b> | Terrain à chailles      | P4       | Unteres<br>Oxfordian |
|                  | Renggeri-Tone           |          | P3                   |
| <b>Callovien</b> | Athleta-Eisenoolith     | P2<br>P1 | Callovian            |
|                  | Dalle nacréé            |          |                      |
|                  | Callovien-Tone          |          |                      |
|                  | Macrocephalus-Schichten |          |                      |

Die stratigraphische Einstufung der 4 Proben lautet nach der englischen Stufeneinteilung: P1 = unteres Unter-Callovian, P2 = mittleres Unter-Callovian, P3 = oberes Callovian, P4 = unteres Unter-Oxfordian.)

## Nannoflora

„Wie der Callovienton enthält auch der Renggeriton in seinen feinsten Fraktionen Nannofossilien: *Coccolithidae* (um 5  $\mu$  lange, ovale Körperchen) (?) *Stephanolithion* sp.: abgerundete sechskantige Körperchen mit 6–9 radial angeordneten Fortsätzen (Länge 6–10  $\mu$ ). Diese Formen sind ähnlich dem in J. PIVETEAU (1952) abgebildeten *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE aus dem Oxfordien.“ Dieser Hinweis von H. FISCHER (1965, S. 34) hat uns veranlaßt, die Nannoflora der Callovien- und Renggeri-Tone elektronenmikroskopisch zu bearbeiten.

Die Entnahmestellen der von uns gesammelten Proben sind mit den Entnahmestellen der vier oben beschriebenen, mikropaläontologischen Proben identisch. Das Gesteinsmaterial wurde in destilliertem Wasser einer kurzen Ultraschall-Behandlung unterzogen und in Suspension auf einem Objektträger aufgebracht. Um störende Aufladungen zu vermeiden, wurden die Präparate vor der üblichen Kohle-Gold-Bedampfung mit Osmiumsäure ( $\text{OsO}_4$ ) behandelt. Die Aufnahmen erfolgten auf einem Rasterelektronenmikroskop Cambridge Mark IIa (Geologisches Institut, Universität Bern) mit einer 6x6-Kamera. Es wurden Ilford FP4-(22 DIN/125 ASA)-Filme verwendet.

Die vorgefundene Nannoflora ist relativ gut erhalten und erwies sich vor allem in der Probe 3 des unteren Renggeri-Tones mit 57 Arten als überraschend artenreich. Von den insgesamt 59 aus dem Profil bei Liesberg bekannten Arten treten 23 bereits vor dem Callovien, mit Ersteinsätzen vom Hettangien bis Bathonien, auf. Für 8 Arten ist die Probe 1 des unteren Callovien-Tones das stratigraphisch tiefste Vorkommen, während in der individuellen- und artenarmen Probe 2 des mittleren Callovien-Tones nur 4 Arten erstmals auftreten. Ein massiver Einsatz von 24 Arten erfolgt in der Probe 3 des unteren Renggeri-Tones, knapp oberhalb der Callovien-Oxford-Grenze. Sicherlich ist dieser markante Einsatz durch den Umstand, daß die unterlagernde Probe 2 relativ fossilarm ist, unverhältnismäßig überbetont. In Probe 4 treten nur Arten auf, die aus den darunter liegenden Proben schon bekannt sind.

Insgesamt 30 Arten haben im Untersuchungsbereich ihr stratigraphisch letztes Auftreten. Es sind dies je eine Art in den Proben 1 und 2 sowie 9 Arten in Probe 3 und 19 Arten in Probe 4. Es ergeben sich somit im Gebiet von Liesberg für das Intervall unteres Callovien – unteres Oxfordien 66 Nannoplankton-Ereignisse („local biostratigraphic events“ nach W. W. HAY, 1972, S. 257 f.). Inwieweit sie auch gültig sind, werden weitere Untersuchungen zeigen müssen.

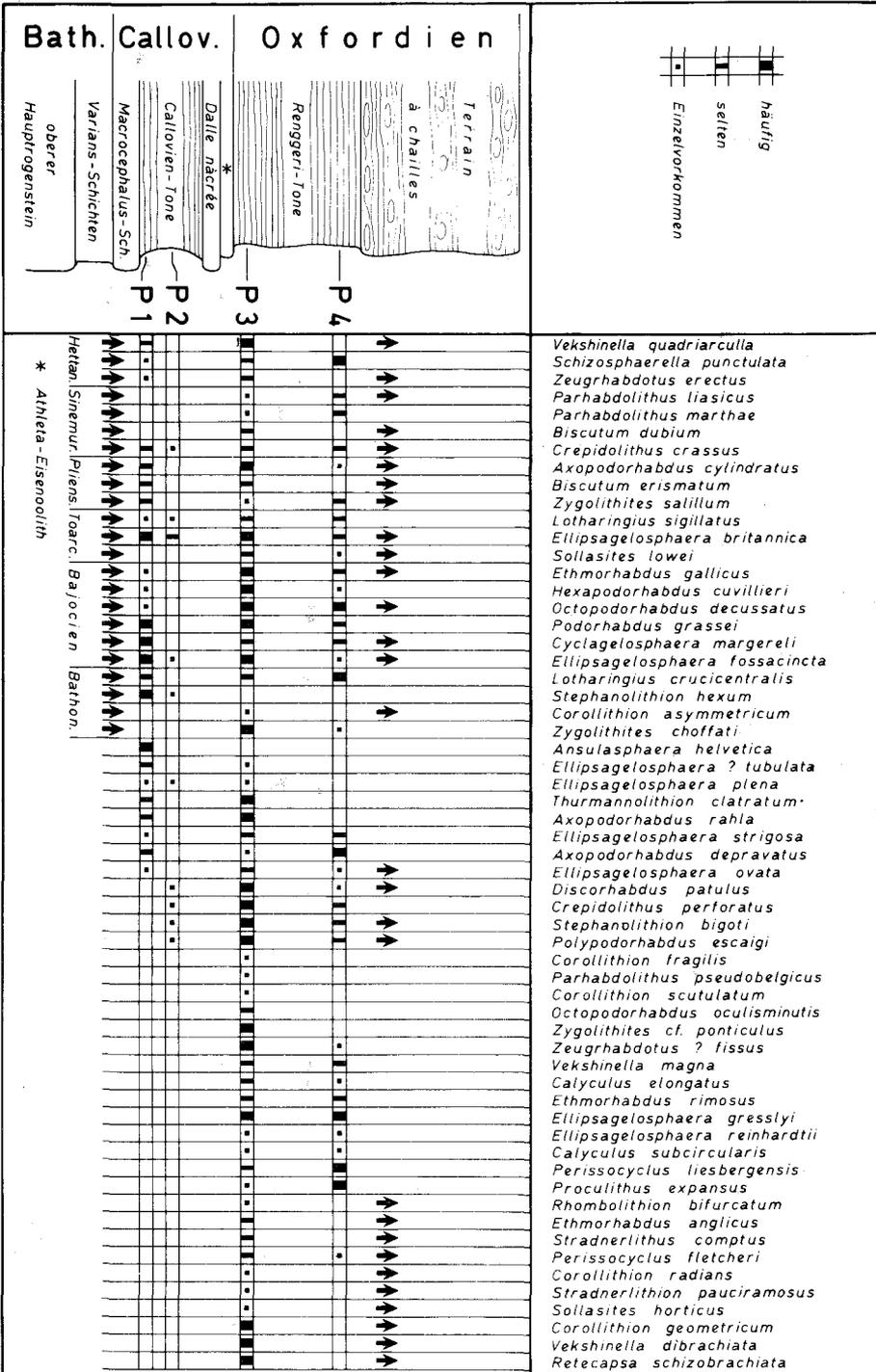


Abb. 2: Stratigraphische Verbreitung der Coccolithophoridae im Profil der Tongrube Liesberg-Dorf SW Liesberg.

## Systematische Paläontologie

Entsprechend Art. 3 des „Internationalen Code der botanischen Nomenklatur“ sind die Gattungen gewisser Gruppen fossiler Pflanzen, die gewöhnlich aus bruchstückhaften Exemplaren bestehen, deren Zusammenhang nur selten bewiesen werden kann, als Formgattungen Familien nicht zuweisbar. Einige Nannopaläontologen verfahren in diesem Sinne und ordnen ihre Gattungen lediglich alphabetisch, ohne sie Familien zuzuordnen. Im Gegensatz dazu sind wir der Auffassung, daß bereits von vielen Nannoplankton-Arten vollständige Coccosphären bekannt sind und somit „die Namen der Arten und folglich die vieler höherer Taxa“ keineswegs „auf bruchstückhafte Exemplare gegründet sind“ (ICBN, 1972, S. 151). Darüber hinaus würden, bei einer Behandlung der Nannoplankton-Gattungen im Sinne von Familien-nicht-zuweisbaren Formgattungen, viele bereits gesicherte Beziehungen von Gattungen verlorengehen oder jedenfalls nicht zum Ausdruck gebracht werden können. Daher verstehen wir unsere Gattungen als Organgattungen und versuchen mit ihrer Zuordnung zu Familien und Taxa höherer Rangstufen verwandtschaftliche Beziehungen anzudeuten.

Die einigen Arten beigefügten schematischen Zeichnungen (Abb. 3–41) sollen die Beschreibungen ergänzen. Hier wurde nicht versucht, ein bestimmtes Exemplar einer Art, sondern möglichst alle uns charakteristisch erscheinenden Merkmale einer Art darzustellen.

Bei der in den Beschreibungen angewandten morphologischen Terminologie haben wir uns nach Möglichkeit an die Empfehlungen von Rom, 1970 (Round Table on Calcareous Nannoplankton) gehalten.

Reich PLANTAE

Abteilung CHRYSOPHYTA

Klasse COCCOLITHOPHYCEAE ROTHMALER, 1951

Ordnung PODORHABDALES ROOD, HAY & BARNARD, 1971

Familie BISCUTACEAE BLACK, 1971

Typus-Gattung: *Biscutum* BLACK, in BLACK & BARNES, 1959, Geol. Mag. 96: S. 325.

1971 Sollasitaceae n. fam. – BLACK, S. 411 [syn.]

1973 Discorhabdaceae n. fam. – NOËL, S. 116 [syn.]

Subfamilie BISCUTOIDEAE HOFFMANN, 1970

Gattung *Biscutum* BLACK, in BLACK & BARNES, 1959

Typus-Art: *Tremalithus ellipticum* GÖRKA, 1957, Acta Palaeontol. Polon. 2: S. 245, 269; Taf. 1, Fig. 11 = *Biscutum ellipticum* (GÖRKA, 1957) GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, 1975, Eclogae geol. Helv. 68: S. 154, Taf. 1, Fig. 6 [non Taf. 1, Fig. 5, 7].

1965a *Palaeopontosphaera* n. gen. – NOËL, S. 4 [syn.]

1973 *Palaeopontosphaera* NOËL, 1965a, emend. – NOËL, S. 117 [syn.]

Bemerkungen: BLACK definierte 1959 die zur Gattung *Biscutum* gehörenden Formen als imperforate Coccolithen, die mehr als einen Zyklus besitzen, wobei die einzelnen Zyklen sehr eng aneinandergepreßt sind. Diese sehr allgemein gehaltene Definition gibt in der späteren Folge zu unterschiedlichen Deutungen Anlaß. So beschreibt REINHARDT, 1966 (S. 30), in seiner emendierenden Diagnose der Gattung *Biscutum* die äußere Kontur als „circulär“, obwohl die beiden Abbildungen von BLACK, 1959, eindeutig elliptische Formen zeigen und auch der Typus *Biscutum testudinarium* in diesem Sinne beschrieben ist. Auf diesen Widerspruch weist PERCH-NIELSEN 1968 (S. 77) hin. REINHARDT vereint dar-

aufhin 1970 in seiner „Synopsis“ sowohl elliptische als auch „circuläre“ Coccolithen in *Biscutum*, da er dem Coccolithenumriß keine gattungstrennende Bedeutung beimißt. Im Gegensatz dazu hat ein Jahr vorher BUKRY kreisförmige Coccolithen unter dem Gattungsnamen *Bidiscus* (= jüngerer Synonym von *Discorhabdus* NOËL, 1965), von *Biscutum* abgetrennt.

Dieser Einteilung schließt sich auch BLACK, 1972, mit seiner Diagnose für *Biscutum* (S. 26: „Biscutaceae with broadly elliptical or nearly circular shields and bilateral symmetry.“) und *Bidiscus* (S. 24: „Biscutaceae with circular shields and approximately radial symmetry.“) an. In den Bemerkungen (Remarks, S. 27) erfolgt eine weitere Präzisierung auf ausschließlich 2 Scheiben, die zwar in engem Kontakt, aber nicht miteinander verschmolzen sind. Im weiteren wird eine deutliche Vergenz der Elementsuturen („precession of the interradial sutures“) – ohne Angabe der Richtung – hervorgehoben. Das 1959 bei den beiden Arten *B. testudinarium* und *B. castrorum* und 1972 bei vielen anderen Arten festgestellte Übergreifen der distalen Scheibenelemente über die proximalen („... the proximal shield has the appearance of being pushed into the under surface of the distal shield, ...“) scheint eher einem stärkeren overgrowth zuzuschreiben zu sein.

WIND & WISE, in WISE & WIND, 1976, heben in ihren Bemerkungen (S. 297) zur Gattung *Biscutum* ein zusätzliches Charakteristikum hervor: „When viewed from the distal side, the distal rim of specimens so observed is characterized by interelemental sutures modified into a dovetail tongue-and-groove configuration. The counter-clockwise edge of each element forms a short, often wide appendage with rounded corners, which is inserted in a corresponding similarly shaped depression on the clockwise edge of the adjacent shield element.“

Ganz allgemein werden somit Formen mit folgenden Besonderheiten zur Gattung *Biscutum* gestellt: Der äußere Umriß ist elliptisch bis nahezu kreisrund. Der Durchmesser variiert stark. Publiziert wurden Formen von 1,7  $\mu$  bis über 10  $\mu$ . Je eine monozyklische distale und proximale Scheibe sind eng aneinandergedreht. Die einzelnen Elemente sind entweder gerade oder sie besitzen seitliche schwalbenschwanzähnliche Auswüchse, die, gegen den Uhrzeigersinn gerichtet, in entsprechende Vertiefungen des angrenzenden Elementes eindringen. Es ist keine Imbrikation zu erkennen. Die Elementsuturen zeigen eine mehr oder weniger deutliche Präzession im Uhrzeigersinn, wobei diese Präzession an den Ellipsenseiten stärker als an den Ellipsenscheiteln ist. Die Breite der Elemente ist dagegen an den Ellipsenscheiteln größer. Die Anzahl der Elemente ist nur untergeordnet artspezifisch und schwankt innerhalb der Gattung zwischen 14 und 34 je Scheibe. Eminent artspezifisch ist dagegen die Ausbildung des Zentralfeldes. Es ist, abgesehen von einer zentralen Perforation oder einem Schlitz (*B. castrorum* BLACK, 1959), imperforat und wird von Granulae oder Deckplatten verschiedenster Größe und Gestalt ausgefüllt. Die zentrale Perforation kann von einem, aus wenigen Elementen bestehenden, kurzen Zentralfortsatz umrahmt sein. Perforationen außerhalb des Zentrums, wie z. B. die Perforationen am Rande des Zentralfeldes bei *Biscutum martellum* BURNS, 1976 (S. 281, Taf. 1, Fig. 5, 6), sind Korrosionserscheinungen. Andernfalls würden diese Formen auch nicht der Gattung *Biscutum* entsprechen.

Der einzige Unterschied zur Gattung *Palaeopontosphaera* NOËL, 1965, emend. NOËL, 1973, besteht darin, daß *Palaeopontosphaera* auf Formen beschränkt ist, die eine zentrale, von einem Zentralfortsatz umgebene Perforation besitzen. Damit würden für die Gattung *Biscutum* nur völlig imperforate Formen verbleiben. Es stellt sich dann aber die Frage, ob eine Coccusphaere, die sich nur aus völlig imperforaten Coccolithen aufbaut, lebensfähig wäre.

Die Präsenz eines kurzen Tubus um eine zentrale Perforation erscheint uns aber keineswegs ausreichend für die Einführung einer neuen Gattung.

*Biscutum castrorum* BLACK, 1959, sensu PERCH-NIELSEN, 1968

(Abb. 3)

1959 *Biscutum castrorum* n. sp. – BLACK, in BLACK & BARNES, S. 326, Taf. 10, Fig. 2.

1966 *Coccolithus oregus* n. sp. – STOVER (partim), S. 139, Taf. 8, Fig. 4 (?) [non Taf. 1, Fig. 8, 9 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975].

1968 *Biscutum castrorum* BLACK, 1959 – PERCH-NIELSEN, S. 79, Fig. 40; Taf. 28, Fig. 1–5.

non 1969 *Biscutum* aff. *B. castrorum* BLACK, 1959 – PERCH-NIELSEN, S. 57, Taf. 3, Fig. 1 [= (?) *Biscutum multiforme* BUKRY, 1969].

1970 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1959 – NOËL (partim), S. 91, Taf. 34, Fig. 1a–1g [non Taf. 33, Fig. 1–10 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975].

1972 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1959 – ROTH & THIERSTEIN (partim), Taf. 8, Fig. 14 [non Taf. 8, Fig. 13, 15–18 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975].

1972 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – HOFFMANN (partim), S. 66, Taf. 10, Fig. 4 [non Taf. 6, Fig. 5, 6; Taf. 8, Fig. 6; Taf. 18, Fig. 4–6 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975].

1975 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) n. comb. – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN (partim), S. 154, Taf. 1, Fig. 5 [non Taf. 1, Fig. 6 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975; non Taf. 1, Fig. 7 = *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974].

1976 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – HILL (partim), S. 123, Taf. 1, Fig. 32, 33; Taf. 13, Fig. 2, 4 [non Taf. 1, Fig. 34–37; Taf. 13, Fig. 3 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975].

1976 *Biscutum martellum* n. sp. – BURNS, S. 281, Taf. 1, Fig. 5, 6 (?).

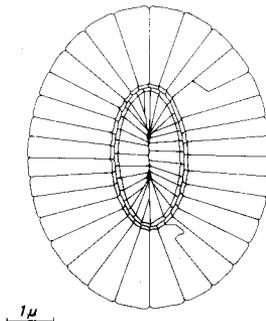


Abb. 3: *Biscutum castrorum* BLACK, 1959, sensu PERCH-NIELSEN, 1968. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Eine überwiegend breitelliptische Art der Gattung *Biscutum* mit 22 bis 32 Elementen in jeder der beiden Scheiben. Das Zentralfeld ist distal entweder von unregelmäßigen Granulae bedeckt oder es zeigt proximal Elemente, die, radial angeordnet, einen zur langen Ellipsenachse parallelen Schlitz frei lassen.

*Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975, hat nur 14 bis 22 Elemente in jeder Scheibe und eine zentrale Perforation ohne Zentralfortsatz. Bei *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974, ist die zentrale Perforation von einem kurzen Elementerring umgeben, und *Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILL, n. comb. zeigt im Zentralfeld eine von Granulae gebildete, zu den Ellipsenachsen parallele Kreuzstruktur.

Vorkommen: Hauterive – Maastricht.

Coccolithen-Länge: 5,0 µ–9,0 µ; Coccolithen-Breite: 3,9 µ–7,7 µ.

Zentralfeld-Länge: 2,1 µ–4,3 µ; Zentralfeld-Breite: 1,8 µ–3,5 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 2,0–2,2; Exzentrizität: 1,14–1,30.

*Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974, emend. GRÜN & ZWEILI

(Abb. 4; Taf. 1, Fig. 1, 2)

non 1965a *Palaeopontosphaera dubia* n. sp. – NOËL, S. 4, Textfig. 8 [= *Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb.].

1965b *Palaeopontosphaera dubia* n. sp. – NOËL (partim), S. 76, Taf. 7, Fig. 1, 3, 5, 7–12 [non Textfig. 8; Taf. 7, Fig. 2, 4, 13 = *Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb.].

1971 *Biscutum gartneri* n. sp. – BLACK, S. 393, Taf. 30, Fig. 2.

1971 *Palaeopontosphaera dubia* NOËL, 1965 – MEDD (partim), S. 826, Taf. 4, Fig. 5 [non Taf. 4, Fig. 6 = *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965].

1971 *Paleopontosphaera dubia* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 265, Taf. 4, Fig. 9.

1972 *Biscutum gartneri* BLACK, 1971 – BLACK, S. 27, Taf. 2, Fig. 1–4.

1973 *Palaeopontosphaera dubia* NOËL, 1965, emend. – NOËL, S. 117, Taf. 13, Fig. 1–5.

1973 *Paleopontosphaera dubia* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 378, Taf. 3, Fig. 1.

1974 *Paleopontosphaera dubia* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 2, Fig. 2; Taf. 5, Fig. 1.

1974 *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) n. comb. – GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 297, Abb. 14, Fig. 1–3.

1975 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) n. comb. – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN (partim), S. 154, Taf. 1, Fig. 7 [non Taf. 1, Fig. 5 = *Biscutum castrorum* BLACK, 1959; non Taf. 1, Fig. 6 = *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975, emend. GRÜN & ZWEILI].

1977 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN & ALLEMANN, 1975 – HAMILTON, Taf. 1, Fig. 7; Taf. 3, Fig. 7 (?).

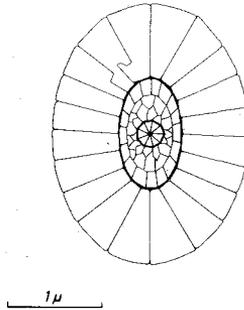


Abb. 4: *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974, emend. GRÜN & ZWEILI. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Diese elliptischen Formen haben 15 bis 22 Scheibenelemente und sind im wesentlichen kleiner als *B. ellipticum* und *B. castrorum*. Das Zentralfeld ist, von einer zentralen Perforation abgesehen, völlig von Granulae erfüllt. Die Perforation wird von einem kurzen, aus wenigen Elementen aufgebauten Zentralfortsatz umgeben.

Durch den Zentralfortsatz unterscheidet sich *B. dubium* von *B. ellipticum* und *B. castrorum*, während *B. erismatum* eine zusätzliche Kreuzstruktur im Zentralfeld aufweist.

Vorkommen: Sinemurien – Alb.

Coccolithen-Länge: 2,0 µ–4,5 µ; Coccolithen-Breite: 1,5 µ–3,6 µ.

Zentralfeld-Länge: 0,9 µ–2,3 µ; Zentralfeld-Breite: 0,5 µ–1,7 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,8–2,4; Exzentrizität: 1,18–1,40.

*Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975, emend. GRÜN & ZWEILI

(Abb. 5)

non 1956 *Discoaster floridus* n. sp. – SHAMRAI & LAZAREVA, S. 713, Fig. 1 (11).

1957 *Tremalithus ellipticum* n. sp. – GÓRKA, S. 245, 269, Taf. 1, Fig. 11.

1957 *Tremalithus melaniae* n. sp. – GÓRKA, S. 245, 270, Taf. 1, Fig. 12.

- 1957 *Discolithus constans* n. sp. – GÓRKA, S. 257, 279, Taf. 4, Fig. 7.
- 1957 *Discaster floridus* n. sp. – GÓRKA, S. 264, 283, Taf. 5, Fig. 11 [illegitim nach ICBN Art. 64/1].
- 1959 *Biscutum testudinarium* n. sp. – BLACK, in BLACK & BARNES, S. 325, Taf. 10, Fig. 1.
- 1960 *Coccolithus* cf. *tenuis* KAMPTNER, 1937 – CARATINI, S. 42, Taf. 4, Abb. 71, 72 (?).
- 1964 *Cribrosphaerella tectiforma* n. sp. – REINHARDT, S. 758, Taf. 2, Fig. 4.
- 1965 *Coccolithites polycingulatus* n. sp. – REINHARDT, S. 39, Taf. 3, Fig. 4.
- 1966 *Coccolithites polycingulatus* REINHARDT, 1965 – REINHARDT, S. 19, Taf. 12, Fig. 1.
- non 1966 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – REINHARDT, S. 30, Taf. 19, Fig. 1 [= *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968].
- 1966 *Cribrosphaera* (al. *Cribrosphaerella*) *tectiforma* REINHARDT, 1964 – REINHARDT, S. 30, Taf. 5, Fig. 3; Taf. 12, Fig. 3, 4; Bild 12.
- 1966 *Coccolithus oregus* n. sp. – STOVER (partim), S. 139, Taf. 1, Fig. 8, 9 [non Taf. 8, Fig. 4 = (?) *Biscutum castrorum* BLACK, in BLACK & BARNES, 1959].
- 1967 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) n. comb. – BLACK, S. 139.
- 1967 *Watznaeria melaniae* (GÓRKA, 1957) n. comb. – REINHARDT & GÓRKA, S. 247.
- non 1968 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – STRADNER, ADAMIKER & MARESCHE, S. 29, Taf. 11; Taf. 12 [= *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968].
- 1968 *Biscutum blacki* n. sp. – GARTNER, S. 18, Taf. 1, Fig. 7; Taf. 6, Fig. 2; Taf. 8, Fig. 8–10; Taf. 11, Fig. 8; Taf. 15, Fig. 2; Taf. 16, Fig. 8.
- 1968 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – PERCH-NIELSEN, S. 78, Textfig. 39; Taf. 27, Fig. 1–11.
- 1968 *Biscutum asymmetricum* n. sp. – PERCH-NIELSEN, S. 80, Taf. 23, Fig. 2, 3, 13 (?), 14 (?), 15.
- 1968 *Maslovella blackii* n. sp. – PIENAAR (partim), S. 366, Taf. 69, Fig. 5 [non Taf. 69, Fig. 1].
- 1968 *Maslovella pulchra* n. sp. – PIENAAR, S. 366, Taf. 69, Fig. 3.
- 1969 *Biscutum asymmetricum* n. sp. – BUKRY, S. 27, Taf. 7, Fig. 10, 11 [illegitim nach ICBN Art. 64].
- 1969 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – BUKRY, S. 28, Taf. 8, Fig. 7–12.
- 1969 *Coccolithus melaniae* (GÓRKA, 1957) n. comb. – LYUL'VA & LIPNIK, Taf. 3, Fig. 2 [ungültig nach ICBN Art. 33/4].
- 1969 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – PIENAAR (partim), S. 85, Taf. 7, Fig. 2, 4, 7 (?) [non Taf. 7, Fig. 6 = (?) *Biscutum castrorum* BLACK, 1959].
- 1969 *Biscutum melaniae* (GÓRKA, 1957) n. comb. – REINHARDT, S. 936, Taf. 1, Fig. 5.
- 1970 *Biscutum kennedyi* nom. nov. – BUKRY, S. 167 [nom. subst. pro *Biscutum asymmetricum* BUKRY, 1969, non PERCH-NIELSEN, 1968].
- 1970 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – BLACK, S. 39, Taf. 3, Fig. 3.
- 1970 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1959 – NOËL (partim), S. 91, Taf. 33, Fig. 1–10 [non Taf. 34, Fig. 1a–1g = *Biscutum castrorum* BLACK, 1959].
- 1970 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – HOFFMANN (partim), S. 861, Taf. 5, Fig. 3 [non Taf. 6, Fig. 6].
- 1970 *Biscutum melaniae* (GÓRKA, 1957) REINHARDT, 1969 – REINHARDT, S. 19, Textfig. 32–34; Taf. 1, Fig. 7, 8.
- 1970 *Discorhabdus testudinarium* (BLACK, 1959) n. comb. – SHUMENKO (partim), S. 72, Taf. 1, Fig. 3 [non Taf. 1, Fig. 4 = *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968].
- 1970 *Calyptrolithus tectiforma* (REINHARDT, 1964) n. comb. – SHUMENKO, S. 74, Taf. 2, Fig. 1.
- 1971 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – SHAFIK & STRADNER, S. 81, Taf. 2, Fig. 1–4.
- non 1971 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – SHAFIK & STRADNER, S. 81, Taf. 3, Fig. 1, 2; Taf. 4, Fig. 1 [= *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968].
- 1971 *Biscutum testudinarium* BLACK, 1959 – MANIVIT, S. 113, Taf. 3, Fig. 8–12.
- 1972 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – LAUER, in GRÜN et al. (partim), S. 153, Taf. 23, Fig. 7, 8 [non Taf. 23, Fig. 6].
- 1972 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1959 – ROTH & THIERSTEIN (partim), Taf. 8, Fig. 13, 15–18 [non Taf. 8, Fig. 14 = *Biscutum castrorum* BLACK, 1959].
- 1972 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – BLACK, Textfig. 32.
- 1972 *Biscutum blackii* GARTNER, 1968 – BLACK, S. 27, Taf. 2, Fig. 5, 6 (?), 7, 8.
- 1972 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – HOFFMANN (partim), S. 66, Taf. 6, Fig. 5, 6 [non Taf. 10, Fig. 4 = *Biscutum castrorum* BLACK, 1959].
- 1972 *Biscutum blacki* GARTNER, 1968 – FORCHHEIMER, S. 32, Taf. 8, Fig. 2, 4 (?); Taf. 9, Fig. 5; Taf. 8, Fig. 6; Taf. 18, Fig. 4–6.
- 1972 *Biscutum kennedyi* BUKRY, 1969 – FORCHHEIMER, S. 32, Taf. 6, Fig. 3, 5.

- 1973 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – THIERSTEIN (partim), S. 41.  
 1973 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – PRIEWALDER, S. 15, Taf. 5, Fig. 1–3.  
 1975 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) n. comb. – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN (partim), S. 154, Taf. 1, Fig. 6 [non Taf. 1, Fig. 5 = *Biscutum castrorum* BLACK, 1959; non Taf. 1, Fig. 7 = *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974].  
 1976 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – HILL (partim), S. 123, Taf. 1, Fig. 34–37; Taf. 13, Fig. 3 [non Taf. 1, Fig. 32, 33; Taf. 13, Fig. 2, 4 = *Biscutum castrorum* BLACK, 1959].  
 1976 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN & ALLEMANN, 1975 – KEUPP, S. 365, Abb. 12.  
 1976 *Biscutum constans* – BURNS, S. 281, Taf. 1, Fig. 3, 4.  
 1977 *Biscutum constans* (GÓRKA, 1957) BLACK, 1967 – VERBEEK, S. 81, Taf. 4, Fig. 1.  
 1977 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN & ALLEMANN, 1975 – KEUPP (partim), S. 26, Taf. 5, Fig. 1–3 [non Taf. 5, Fig. 4].  
 non 1979 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975 – HAMILTON, S. 11, Taf. Fig. 15 [= *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968].

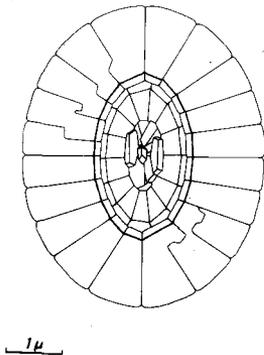


Abb. 5: *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975, emend. GRÜN & ZWEILI. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Die meist breitelliptischen Formen haben Durchmesser von 2 µ bis über 10 µ. Die Anzahl der Elemente in jeder der beiden Scheiben schwankt zwischen 14 und 22. Das von unregelmäßigen Granulae bedeckte Zentralfeld ist relativ klein. Auf der Proximalseite können die Granulae, den Bereich des Zentralfeldes übergreifend, Teile der proximalen Scheibenelemente bedecken. Die zentrale Perforation ist meist verdeckt, ein Zentralfortsatz ist nicht vorhanden.

Im Gegensatz zu *B. ellipticum* besitzt *Biscutum castrorum* BLACK, 1959, 22–32 Elemente in jeder der beiden Scheiben, und die zentrale Perforation ist zu einem Schlitz erweitert. Bei *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974, ist die zentrale Perforation von einem kurzen Elementtring umgeben, und bei *Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb. bilden die Granulae im Zentralfeld eine zu den Ellipsenachsen parallele Kreuzstruktur.

Vorkommen: Oberster Jura – oberstes Maastricht.

Coccolithen-Länge: 2 µ–10,5 µ; Coccolithen-Breite: 1,3 µ–8 µ.

Zentralfeld-Länge: 1,1 µ–4,9 µ; Zentralfeld-Breite: 0,6 µ–3,8 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 2,0–2,8; Exzentrizität: 1,1–1,3.

*Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Abb. 6; Taf. 1, Fig. 3, 4)

1965 *Palaeopontosphaera dubia* n. sp. – NOËL, S. 4, Textfig. 8.

1965 *Palaeopontosphaera dubia* n. sp. – NOËL (partim), S. 76, Textfig. 8; Taf. 7, Fig. 2, 4, 13 [non Taf. 7, Fig. 1, 3, 5, 7–12 = *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974, emend. GRÜN & ZWEILI].

1969 *Palaeopontosphaera veterna* – PRINS, S. 554, Taf. 2, Fig. 9 [ungültig nach ICBN Art. 32].

non 1973 *Paleopontosphaera veterna* PRINS, 1969 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 378, Taf. 3, Fig. 2, 3 [= *Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) PRINS, 1974].

1976 *Palaeopontosphaera erismata* n. sp. – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 303, Taf. 78, Fig. 4–6.

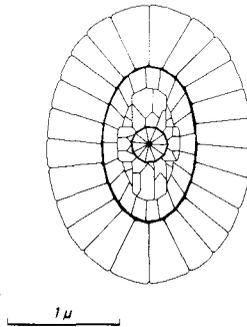


Abb. 6: *Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: *B. erismatum* kann nur distal eindeutig von *B. dubium* unterschieden werden. Größe, Elementanzahl in beiden Scheiben (16–25) und Aussehen des proximalen Zentralfeldes sind bei beiden Arten sehr ähnlich. Das distale Zentralfeld ist jedoch größer und besitzt eine aus wenigen Deckplatten gebildete Kreuzstruktur, die parallel zu den Ellipsenachsen verläuft. Eine zentrale Perforation ist meist von einigen wenigen Elementen umgeben, die den Ansatz eines kleinen Zentralfortsatzes darstellen könnten.

Vorkommen: Pliensbachien – Malm.

Coccolithen-Länge: 1,7 µ–4,0 µ; Coccolithen-Breite: 1,3 µ–3,1 µ.

Zentralfeld-Länge: 0,8 µ–2,5 µ; Zentralfeld-Breite: 0,5 µ–1,9 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,5–1,9; Exzentrizität: 1,2–1,4.

Gattung *Sollasites* BLACK, 1967

Typus-Art: *Coccolithus horticus* STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, in STRADNER & ADAMIKER 1966, Erdöl-Erdgas Zeitschr. 82: S. 337, Textabb. 1, 2, 16V; Taf. 2, Fig. 4 = *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) ČEPEK & HAY, 1969, Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. 19: S. 325, Textfig. 2 (8).

*Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) ČEPEK & HAY, 1969

(Abb. 7; Taf. 1, Fig. 5)

1966 *Coccolithus horticus* n. sp. – STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, in STRADNER & ADAMIKER, S. 337, Taf. 2, Fig. 4; Textabb. 1, 2, 16V.

1966 *Coccolithus horticus* STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966 – MARESCH, S. 378, Taf. 1, Fig. 2.

1966 *Tremalithus* sp. – PIENAAR, S. 155, Taf. 1, Fig. 4–6.

1967 *Sollasites barringtonensis* gen. et sp. nov. – BLACK, S. 144, Fig. 4.

1968 *Coccolithus horticus* STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966 – STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, S. 25, Taf. 3, Fig. 1; Taf. 4, Fig. 1–7; Taf. 5, Fig. 1.

- 1968 *Cocolithus horticus* STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966 – GARTNER, S. 18, Taf. 10, Fig. 2; Taf. 25, Fig. 6, 7 (?), 8; Taf. 26, Fig. 1.
- 1968 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) n. comb. – BLACK, Taf. 144, Fig. 1, 2 [ungültig nach ICBN ART. 33].
- 1969 *Costacentrum horticum* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) n. comb. – BUKRY, S. 44, Taf. 21, Fig. 12; Taf. 22, Fig. 1–3.
- 1969 *Costacentrum horticum* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) BUKRY, 1969 – BUKRY & BRAMLETTE, Taf. 1, Fig. C.
- 1969 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) n. comb. – ČEPEK & HAY, S. 325, Textfig. 2 (8).
- 1969 *Cocolithus horticus* STRADNER & ADAMIKER, 1966 – PIENAAR (partim), S. 89, Taf. 1, Fig. 9; Taf. 8, Fig. 1 [non Taf. 1, Fig. 6 = *Sollasites falklandensis* FILEWICZ, WIND & WISE, 1976].
- 1971 *Sollasites horticus* (STRADNER) BLACK, 1968 – BLACK, Taf. 45.4, Fig. 40.
- 1971 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) – ROOD, HAY & BARNARD, S. 264, Taf. 3, Fig. 9.
- 1971 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) ČEPEK & HAY, 1969 – MANIVIT, S. 117, Taf. 24, Fig. 1–5.
- 1971 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) n. comb. – REINHARDT, S. 26, Bild 16.
- 1972 *Cocolithus horticus* STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966 – HOFFMANN, S. 62, Taf. 17, Bild 4.
- 1973 *Sollasites barringtonensis* BLACK, 1967 – BLACK, S. 64, Taf. 22, Fig. 6–9.
- 1975 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) BLACK, 1968 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 189, Textfig. 28; Taf. 7, Fig. 5, 6.
- 1976 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) ČEPEK & HAY, 1969 – HILL, S. 154, Taf. 11, Fig. 24–26, 29; Taf. 15, Fig. 10.
- 1976 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) – WISE & WIND, Taf. 63, Fig. 9; Taf. 64, Fig. 1.
- 1979 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) – MEDD, S. 67, Taf. 9, Fig. 1.

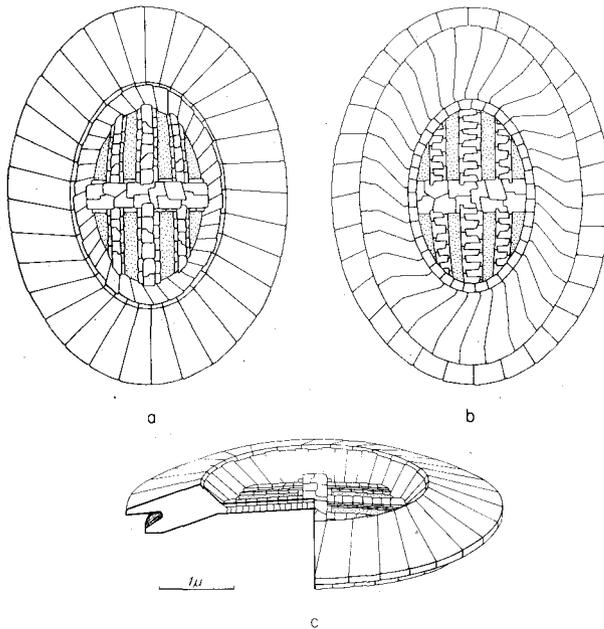


Abb. 7: *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, 1966) ČEPEK & HAY, 1969. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) proximale Seite, c) Schrägansicht der distalen Seite.

**Bemerkungen:** Im vorliegenden Material konnte nur ein Exemplar gefunden werden, das sich nur durch die geringere Größe von oberkretazischen Formen unterscheidet.

**Vorkommen:** Unterster Malm – Campan.

Coccolithen-Länge: 2,7  $\mu$ –7,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 2,0  $\mu$ –5,5  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 1,3  $\mu$ –4,5  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 0,8  $\mu$ –2,3  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,5–2,2; Exzentrizität: 1,2–1,4.

*Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971

(Abb. 8; Taf. 1, Fig. 6–8)

1969 *Costacentrum lowei* n. sp. – BUKRY, S. 44, Taf. 22, Fig. 5, 6.

1969 *Palaeopontosphaera inconspicua* – PRINS, S. 554, Taf. 2, Fig. 13 [ungültig nach ICBN Art. 32/1].

1971–09–03 *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) n. comb. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 264, Taf. 4, Fig. 1.

1971–? *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) n. comb. – REINHARDT, S. 26, Bild 17.

1973 *Sollasites pristinus* n. sp. – NOËL, S. 113, Taf. 10, Fig. 3, 4.

1973 *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 380, Taf. 3, Fig. 6.

1974 *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 299, Abb. 3; Abb. 18, Fig. 1–3.

1979 *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEDD (partim), S. 67, Taf. 9, Fig. 2–4 [non Taf. 9, Fig. 5].

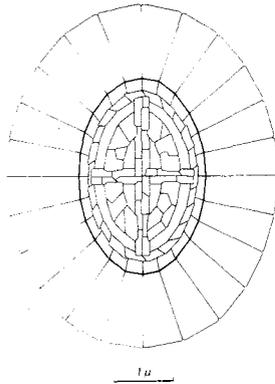


Abb. 8: *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

**Bemerkungen:** Siehe GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974, S. 299.

**Vorkommen:** U. Toarcien – Campan.

Coccolithen-Länge: 2,6  $\mu$ –7,5  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 1,8  $\mu$ –6,5  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 1,5  $\mu$ –3,7  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 0,7  $\mu$ –3,0  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,65–2,10; Exzentrizität: 1,14–1,48.

Subfamilie DISCORHABDOIDEAE NOËL, 1965a

Gattung *Discorhabdus* NOËL, 1965a

Typus-Art: *Rhabdolithus patulus* DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT, 1955, Ann. Paléont. 40: S. 162, Taf. 15, Fig. 40–45; Textfig. 97, 98 = *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont., sér. 1, no. 1 (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 10, Textfig. 55–57.

1969 *Bidiscus* n. gen. – BUKRY, S. 26 [syn.].

*Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968

- 1957 *Tremalithus ignotus* n. sp. – GÓRKA, S. 248, 272; Taf. 2, Fig. 9.  
1968 *Bidiscorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) n. comb. – PERCH-NIELSEN, S. 81, Textfig. 41; Taf. 28, Fig. 6.  
1975 *Bidiscus ignotus* (GÓRKA, 1957) HOFFMANN, 1970 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 157, Textfig. 4; Taf. 1, Fig. 8–10.  
1976 *Bidiscus ignotus* (GÓRKA, 1957) HOFFMANN, 1970 – KEUPP, S. 364, Abb. 13, 14, 15.  
1977 *Bidiscus ignotus* (GÓRKA, 1957) HOFFMANN, 1970 – KEUPP, S. 23, Taf. 3, Fig. 1–6.  
1977 *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968 – HAMILTON, S. 586, Taf. 2, Fig. 1–11; Taf. 4, Fig. 10, 11.  
1979 *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968 – HAMILTON, S. 12, Taf. Fig. 9–11.  
1979 *Biscutum ellipticum* (GÓRKA, 1957) GRÜN, 1975 – HAMILTON, S. 11, Taf. Fig. 15.

Bemerkungen: Wir schließen uns der Ansicht an, daß *Bidiscus* BUKRY, 1969, ein jüngeres Synonym von *Discorhabdus* NOËL, 1965a, ist und revidieren hiemit die von GRÜN, 1975, erfolgte Zuordnung dieser Art zur Gattung *Bidiscus* BUKRY, 1969.

Das Fehlen des Zentralfortsatzes bei den wenigen uns vorliegenden Formen dürfte auf sekundäre Einflüsse zurückzuführen sein, so daß eine Zuordnung zur Art *Discorhabdus patulus* wahrscheinlicher ist.

Vorkommen: (Oxford ?), oberes Tithon – Campan.

*Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965a

(Abb. 9; Taf. 1, Fig. 9–11)

- 1955 *Rhabdolithus patulus* n. sp. – DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT, S. 162, Textfig. 97 (?); 98 (?), Taf. 15, Fig. 40–45.  
1965a *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – NOËL, S. 10, Textfig. 55–57.  
1965b *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – NOËL, S. 141, Textfig. 55–57; Taf. 21, Fig. 6–8, 10, 11; Taf. 22, Fig. 1, 2, 7, 9, 10.  
1965b *Discorhabdus tubus* n. sp. – NOËL, S. 145, Taf. 21, Fig. 4, 15.  
1965b *Discorhabdus corollatus* n. sp. – NOËL, S. 147, Taf. 22, Fig. 6.  
1974 *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 12; Taf. 6, Fig. 11.  
1977 *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – HAMILTON, S. 586, Taf. 1, Fig. 12; Taf. 4, Fig. 5 (?).

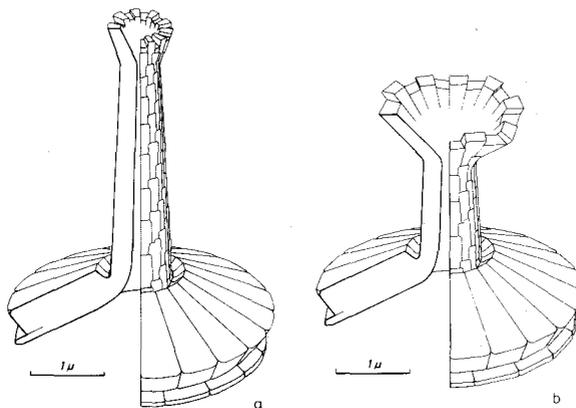


Abb. 9: *Discorhabdus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965. Schematische Zeichnungen. a) Exemplar mit langem Zentralfortsatz. b) Exemplar mit kurzem Zentralfortsatz.

Bemerkungen: Über einer kreisrunden Basis, die aus zwei Scheiben mit jeweils 14 bis 20 geraden, sich nicht überlappenden und radial angeordneten Elementen besteht, erhebt sich ein Zentralfortsatz. Er umschließt einen relativ engen Kanal und kann in der Länge stark variieren. Die Spitze des Zentralfortsatzes erweitert sich trichterförmig.

Die Abgrenzung der vielen von NOËL, 1965b, aufgestellten Arten der Gattung *Discorhabdus* ist im vorliegenden Material genauso problematisch, wie die Abgrenzung dieser Arten zu *Discorhabdus ignotus* (GÓRKA, 1957) PERCH-NIELSEN, 1968, da die Ausbildung oder Anwesenheit des Zentralfortsatzes stark durch den Erhaltungszustand bedingt ist. Die Basis ist bei allen Arten nahezu gleich.

Vorkommen: Callovien (?) – Oxford.

Durchmesser: 3,7  $\mu$ –4,9  $\mu$ ; Höhe: 2,8  $\mu$ –5,5  $\mu$ .

#### Familie ELLIPSAGELOSPHAERACEAE NOËL, 1965a

Typus-Gattung: *Ellipsagelosphaera* NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont, sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 7.

#### Subfamilie ELLIPSAGELOSPHAEROIDEAE NOËL, 1965a

#### Gattung *Ellipsagelosphaera* NOËL, 1965a

Typus-Art: *Coccolithus britannicus* STRADNER, 1963, Proc. 6<sup>th</sup> WPC. 1/4: S. 10, Taf. 1, Fig. 7 = *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968, Biol. Skr. Dan. Vid. Selsk. 16/1: S. 71.

*Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968  
(Abb. 10; Taf. 1, Fig. 12; Taf. 2, Fig. 1–3)

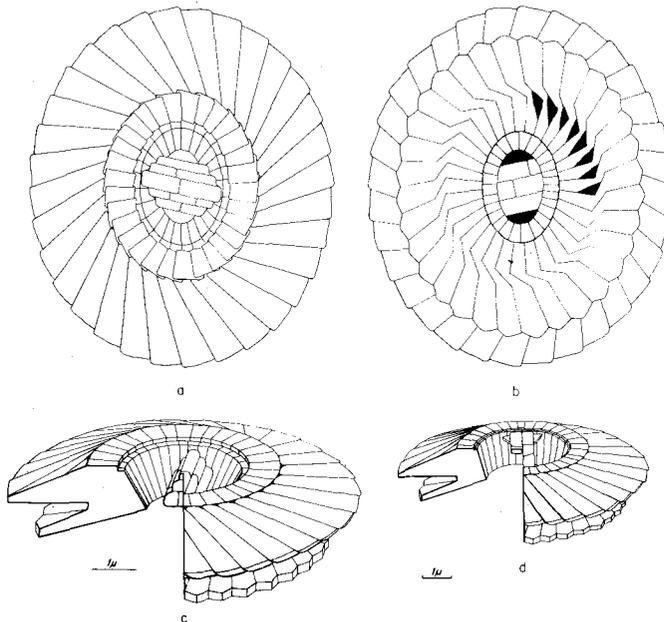


Abb. 10: *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) proximale Seite, c) Schrägsicht der distalen Seite, d) Exemplar mit größerem Zentralfeld. Schrägsicht der distalen Seite.

- 1963 *Coccolithus britannicus* n. sp. – STRADNER, S. 10, Taf. 1, Fig. 7.  
 1965a *Ellipsagelosphaera frequens* n. sp. – NOËL (partim), S. 8, Textfig. 38 [non Textfig. 35–37, 39].  
 1965a *Ellipsagelosphaera lucasi* n. sp. – NOËL, S. 8, Fig. 40, 41.  
 1965b *Ellipsagelosphaera frequens* n. sp. – NOËL (partim), S. 119, Textfig. 38; Taf. 11, Fig. 7; Taf. 12, Fig. 1–7, 9, 10; Taf. 13, Fig. 5, 10 [non Textfig. 35–37, 39, 40; Taf. 11, Fig. 8–10; Taf. 12, Fig. 8; Taf. 13, Fig. 1–4, 6–9; Taf. 16, Fig. 1–11; Taf. 19, Fig. 1, 4, 5; Taf. 20, Fig. 1, 6–8].  
 1965b *Ellipsagelosphaera lucasi* n. sp. – NOËL (partim), S. 126, Textfig. 41, 42; Taf. 11, Fig. 1–3, 5 [non Taf. 11, Fig. 4, 6].  
 1968 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) n. comb. – PERCH-NIELSEN, S. 71.  
 1975 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 159, Textfig. 5a–5d; Taf. 1, Fig. 11, 12; Taf. 2, Fig. 1–4.  
 1976 *Watznaueria communis* REINHARDT – WISE & WIND, Taf. 86, Fig. 1, 2, 5; Taf. 88, Fig. 7.  
 1976 *Watznaueria britannica* (STRADNER, 1963) REINHARDT – WISE & WIND, Taf. 86, Fig. 4; Taf. 88, Fig. 8.  
 1976 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968 – KEUPP, S. 367, Abb. 2, 5.  
 1977 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968 – KEUPP, S. 34, Taf. 8, Fig. 1–4, 5 (?), 6.  
 1978 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) – HAMILTON, Taf. 1, Fig. 1, 4.  
 1979 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) – HAMILTON, S. 12, Taf. Fig. 1, 2.

**Bemerkungen:** Auch im Bereich der Dogger-Malm-Grenze tritt diese Art in der gleichen Häufigkeit und Variationsbreite auf wie in der Unterkreide (siehe GRÜN & ALLEMANN, 1975).

Vorkommen: Toarcien – Campan.

Coccolithen-Länge: 2,0 µ–12 µ; Coccolithen-Breite: 1,8 µ–10 µ.

Zentralfeld-Länge: 1,3 µ–7,4 µ; Zentralfeld-Breite: 0,6 µ–4,2 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,6–5,5; Exzentrizität: 1,1–1,3.

### *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971

(Abb. 11; Taf. 2, Fig. 4, 5)

- 1965 *Ellipsagelosphaera frequens* n. sp. – NOËL (partim), S. 119, Taf. 12, Fig. 8; Taf. 19, Fig. 1 [non Textfig. 35–40; Taf. 11, Fig. 7–10; Taf. 12, Fig. 1–7, 9, 10; Taf. 13, Fig. 1–10; Taf. 16, Fig. 1–11; Taf. 19, Fig. 4, 5; Taf. 20, Fig. 1, 6–8].  
 1966 *Watznaueria* sp. aff. *W. communis* REINHARDT, 1964 – REINHARDT, S. 19, Taf. 4, Fig. 1.  
 1966 *Coccolithus britannicus* STRADNER, 1963 – MARESC (partim), Taf. 2, Fig. 2 [non Taf. 2, Fig. 1, 3].  
 ?1968 *Ellipsagelosphaera frequens* NOËL, 1965 – LEZAUD, S. 16, Taf. 1, Fig. 12.  
 non 1968 *Coccolithus coronatus* n. sp. – GARTNER, S. 17, Taf. 23, Fig. 26–28.  
 non 1968 *Coccolithus perforatus* n. sp. – HAQ, S. 23, Textfig. 2; Taf. 6, Fig. 1–3.  
 1969 *Ellipsagelosphaera* sp. – BARBIERI & MEDIOLI (partim), S. 733, Taf. 48, Fig. 6a [non Taf. 48, Fig. 6b–6d].  
 1971 *Ellipsagelosphaera frequens* NOËL, 1965 – NOCERA (partim), S. 429, Taf. 1, Fig. 4, 5 [non Taf. 1, Fig. 1–3].  
 1971 *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER, 1968) n. comb. – BLACK, S. 398, Taf. 30, Fig. 6.  
 1971 *Ellipsagelosphaera fossacincta* n. sp. – BLACK, S. 399, Taf. 30, Fig. 8.  
 1972 *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959), BUKRY, 1969 – LAUER, in GRÜN et al. (partim), S. 154, Taf. 26, Fig. 5 [non Taf. 26, Fig. 1–4].  
 1973 *Ellipsagelosphaera arata* n. sp. – BLACK (partim), S. 69, Taf. 26, Fig. 1, 4 [non Taf. 26, Fig. 2].  
 1973 *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER, 1968) BLACK, 1971 – BLACK, S. 70, Taf. 26, Fig. 5, 8, 9, 13.  
 1975 *Ellipsagelosphaera kefalrepti* n. sp. – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 161, Textfig. 7; Taf. 2, Fig. 5, 6.  
 1976 *Watznaueria* sp. – WISE & WIND, Taf. 86, Fig. 6.  
 1976 *Watznaueria barnesae* (BLACK, 1959) PERCH-NIELSEN, 1968 – HILL (partim), S. 159, Taf. 15, Fig. 21–24 [non Taf. 12, Fig. 16–18].  
 1977 *Ellipsagelosphaera kefalrepti* GRÜN, 1975 – KEUPP, S. 36, Taf. 9, Fig. 1 (?), 2–4, 5 (?); Taf. 10, Fig. 1–5, 6 (?).  
 1978 *Ellipsagelosphaera kefalrepti* GRÜN & ALLEMANN, 1975 – HAMILTON, S. 33, Taf. 1, Fig. 2, 5.  
 1979 *Ellipsagelosphaera kefalrepti* GRÜN & ALLEMANN, 1975 – HAMILTON, S. 12, Taf. Fig. 3, 4.

**Bemerkungen:** Charakteristisch für diese Art ist die relativ kleine, von einem Tubus umgebene Öffnung im Zentralfeld, die von keinen zusätzlichen Elementen überdeckt wird.

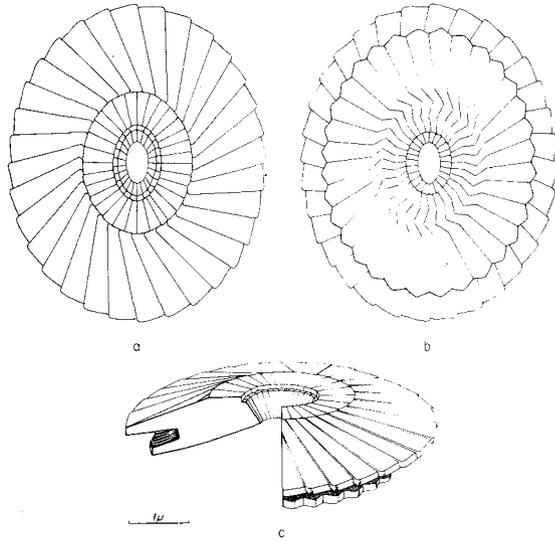


Abb. 11: *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) proximale Seite, c) Schrägansicht der distalen Seite.

Dadurch unterscheidet sich diese Art auch von *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968.

*Coccolithus coronatus* GARTNER, 1968 zeigt diese zentrale Öffnung nicht. Bei Fig. 27 ist die Öffnung sekundär entstanden. *Coccolithus perforatus* HAQ, 1968, vereint verschiedene, aus der Kreide (?) ins Eozän umgelagerte Formen der Gattung *Ellipsagelosphaera* NOËL, 1965, und *Watznaueria* REINHARDT, 1964, deren zentrale Öffnungen zweifellos Korrosionserscheinungen sind.

Die von BLACK, 1971 zur Gattung *Ellipsagelosphaera* gestellte Art *Ellipsagelosphaera coronata* (GARTNER, 1968) n. comb. entspricht in der Abbildung und Diagnose genau der Definition von *Ellipsagelosphaera keftalrempti* GRÜN, 1975, doch ist der Name *Ellipsagelosphaera coronata* (= *Coccolithus coronatus* GARTNER, 1968) für andere Formen vorbehalten.

Demnach ist *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971 der erste, für die uns vorliegenden Formen verfügbare Name und somit ist die von GRÜN, 1975 für diese Formen aufgestellte Art *Ellipsagelosphaera keftalrempti* ein jüngeres Synonym von *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971.

Unterschiede im Bereich der proximalen Scheibe, wie sie bei *Ellipsagelosphaera arata* BLACK, 1973 auftreten, sind für artliche Abtrennungen unerheblich.

Vorkommen: Mittl. Bajocien – Barrême.

Coccolithen-Länge: 5,0  $\mu$ –7,4  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 4,3  $\mu$ –6,1  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 0,4  $\mu$ –1,9  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 0,3  $\mu$ –1,8  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 3,8–14,0; Exzentrizität: 1,08–1,30.

*Ellipsagelosphaera gresslyi* GRÜN & ZWEILI, n. sp.  
(Abb. 12; Taf. 2, Fig. 6–9)

Namengebung: Nach Amanz GRESSLY, dem Schweizer Jurageologen (1814–1865).

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 1245/7 (Taf. 2, Fig. 6).

Stratum typicum: Renggeri-Tone, Unteres Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Ellipsagelosphaera* NOËL, 1965, mit folgenden Besonderheiten: Umriß breitelliptisch, Anzahl der Scheibenelemente distal und proximal jeweils 20 bis 25. Das von einem Tubus umgebene Zentralfeld ist klein und primär offen. Die Kranzelemente sind deutlich vergrößert und überragen die Elemente der distalen Scheibe.

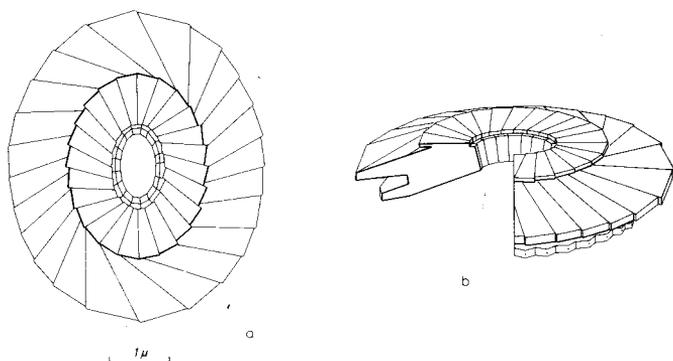


Abb. 12: *Ellipsagelosphaera gresslyi* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) Schrägsicht der distalen Seite.

Bemerkungen: Das Charakteristikum dieser Art – das Überragen der Kranzelemente – könnte auch durch overgrowth bedingt sein. Dagegen spricht aber, daß die Coccolithen ganzer Cocosphären diesen Großwuchs der Kranzelemente zeigen und daß diese Formen erst ab Malm auftreten.

Vorkommen: Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 3,6  $\mu$ –6,5  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,1  $\mu$ –5,6  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 0,7  $\mu$ –1,6  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 0,4  $\mu$ –0,75  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 4,2–5,4; Exzentrizität: 1,13–1,17.

*Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY, 1969) BLACK, 1973

(Taf. 3, Fig. 2–4)

1969 *Watznaueria ovata* n. sp. – BUKRY (partim), S. 33, Taf. 11, Fig. 11 [non Taf. 11, Fig. 12].

1973 *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY, 1969) n. comb. – BLACK, S. 71, Taf. 26, Fig. 10–12.

1975 *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY, 1969) BLACK, 1973 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 160, Textfig. 6; Taf. 2, Fig. 7–9.

1976 *Watznaueria ovata* BUKRY, 1969 – HILL, S. 160, Taf. 12, Fig. 19–22.

1976 *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY, 1969) BLACK, 1973 – KEUPP, S. 370, Abb. 4.

1977 *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY, 1969) BLACK, 1973 – KEUPP, S. 38, Taf. 11, Fig. 1–3.

Bemerkungen: HILL vereinigt 1976 unter *Watznaueria ovata* alle Formen mit offenem Zentralfeld, unabhängig von der Größe des Zentralfeldes. Im Gegensatz dazu stellen wir nur Formen mit relativ großem Zentralfeld (Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 2,3–3,5) zu *Ellipsagelosphaera ovata*. Formen mit relativ kleinem Zentralfeld (Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 3,8–14,0) zählen wir zu *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971.  
 Vorkommen: Callovien – Santon.  
 Coccolithen-Länge: 3,5  $\mu$ –7,2  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,0  $\mu$ –6,6  $\mu$ .  
 Zentralfeld-Länge: 1,3  $\mu$ –3,7  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,2  $\mu$ –3,0  $\mu$ .  
 Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 2,3–3,5; Exzentrizität: 1,09–1,30.

*Ellipsagelosphaera plena* GRÜN & ZWEILI, n. sp.  
 (Abb. 13; Taf. 2, Fig. 10, 11)

Namengebung: Plenus, lat. = voll. Wegen des geschlossenen Zentralfeldes.  
 Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 912/5 (Taf. 2, Fig. 10).  
 Stratum typicum: Callovien-Tone, mittleres Callovien.  
 Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.  
 Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

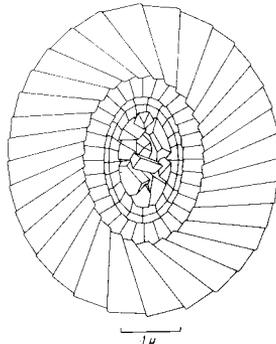


Abb. 13: *Ellipsagelosphaera plena* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Diagnose: Eine neue Art der Gattung *Ellipsagelosphaera* NOËL, 1965, mit folgenden Besonderheiten: Umriss breitelliptisch, Anzahl der Scheibenelemente distal und proximal jeweils 26 bis 30. Das von einem Tubus aus ungef. 20 Elementen eingerahmte Zentralfeld ist relativ groß und wird von kleinen Elementen völlig bedeckt. Die ungef. 28 Elemente des Kranzes sind relativ klein und scheinen in der distalen Scheibe etwas eingesenkt zu sein.

Bemerkungen: Die kleinen Elemente des Zentralfeldes formen keine Brücke quer zur langen Ellipsenachse wie bei *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968. Bei *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971, ist das Zentralfeld klein und offen. Von *Ellipsagelosphaera gresslyi* GRÜN & ZWEILI n. sp. unterscheiden sich die vorliegenden Formen durch das größere Zentralfeld und die Ausbildung der Kranzelemente.

Vorkommen: Callovien – unteres Oxford.  
 Coccolithen-Länge: 4,8  $\mu$ –6,2  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 4,2  $\mu$ –5,5  $\mu$ .  
 Zentralfeld-Länge: 1,5  $\mu$ –2,4  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,3  $\mu$ –2,2  $\mu$ .  
 Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 2,4–3,5; Exzentrizität: 1,13.

*Ellipsagelosphaera reinhardtii* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) NOËL, 1973

(Abb. 14; Taf. 2, Fig. 12; Taf. 3, Fig. 1)

1965 *Ellipsagelosphaera lucasi* n. sp. – NOËL (partim), S. 126, Taf. 11, Fig. 3, 4, 6 [non Textfig. 41, 42; Taf. 11, Fig. 1, 2, 5 = *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968].

1971 *Watznaueria reinhardtii* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 269, Taf. 5, Fig. 6.

1973 *Ellipsagelosphaera reinhardtii* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) n. comb. – NOËL, S. 120, Taf. 14, Fig. 8.

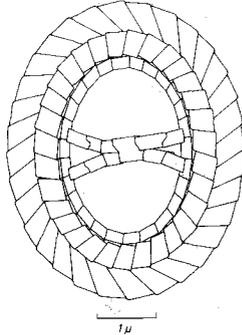


Abb. 14: *Ellipsagelosphaera reinhardtii* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) NOËL, 1973. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

**Bemerkungen:** Das relativ große Zentralfeld wird von einer schlanken Brücke überspannt, deren beide Enden gegabelt sind. Dadurch unterscheidet sich diese Art von den anderen Arten der Gattung *Ellipsagelosphaera* NOËL, 1965.

Vorkommen: Oxford.

Coccolithen-Länge: 4,0 µ–5,1 µ; Coccolithen-Breite: 3,2 µ–4,2 µ.

Zentralfeld-Länge: 1,7 µ–2,9 µ; Zentralfeld-Breite: 1,3 µ–2,4 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,7–2,5; Exzentrizität: 1,13–1,3.

*Ellipsagelosphaera strigosa* GRÜN & ZWEILL, n. sp.

(Abb. 15; Taf. 3, Fig. 8–11)

1972 *Loxolithus armilla* (BLACK, 1959) NOËL, 1965 – WILCOXON (partim), S. 432, Taf. 2, Fig. 8 [non Taf. 2, Fig. 9].

**Namengebung:** Strigosus, lat. = mager. Wegen der schlanken Gestalt.

**Holotyp:** Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/6 (Taf. 3, Fig. 8).

**Stratum typicum:** Rengeri-Tone, unterstes Oxford.

**Locus typicus:** Tongrube bei Liesberg-Dorf.

**Aufbewahrung:** Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

**Diagnose:** Die monozyklische distale Scheibe besteht aus 30–32 Elementen. Die gleiche Anzahl sehr kleiner Elemente weist der Kranz auf und auch der Tubus ist aus 28–32 rechteckigen Elementen aufgebaut. Aufbau und Anordnung aller Elemente ist für die Gattung *Ellipsagelosphaera* charakteristisch. Das Zentralfeld ist extrem groß und völlig frei. Proximalansichten liegen keine vor.

Bemerkungen: Durch das extrem große und unbedeckte Zentralfeld unterscheidet sich diese Art von allen anderen Arten der Gattung *Ellipsagelosphaera*.

Vorkommen: Callovien – unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 3,8  $\mu$ –5,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,1  $\mu$ –4,0  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 2,1  $\mu$ –3,1  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,6  $\mu$ –2,4  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,61–1,82; Exzentrizität: 1,25–1,35.

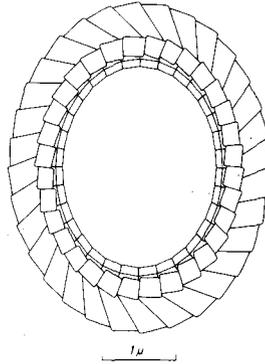


Abb. 15: *Ellipsagelosphaera strigosa* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

*Ellipsagelosphaera ? tubulata* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 16; Taf. 3, Fig. 5–7)

Namengebung: Nach dem zylindrischen Umriss.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 917/12 (Taf. 3, Fig. 5).

Stratum typicum: Callovien-Tone, mittleres Callovien.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Von dieser Art liegen nur Distal-Ansichten vor. Sie zeigen eine monozyklische distale Scheibe, deren 34 bis 36 Elemente in proximaler Richtung stark verdickt sind. Ein distaler Kranz besteht aus ebenfalls 34–36 sehr kleinen Elementen, die bei unseren Exemplaren stellenweise ausgebrochen oder korrodiert sind. Das relativ große und unbedeckte Zentralfeld wird von einem Tubus aus 20 bis 28 rechteckigen Elementen umgeben.

Bemerkungen: Die Anordnung aller Elemente entspricht der Familie Ellipsagelosphaeraceae. Da aber die Proximalseite nicht sichtbar ist und die distalen Scheibenelemente ungewöhnlich verdickt sind, erscheint eine Zuordnung zur Gattung *Ellipsagelosphaera* zumindest fraglich.

Vorkommen: Unteres Callovien – unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 4,5  $\mu$ –6,8  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,7  $\mu$ –5,7  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 2,1  $\mu$ –3,1  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,7  $\mu$ –2,8  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,15–1,25; Exzentrizität: 2,0–2,2.

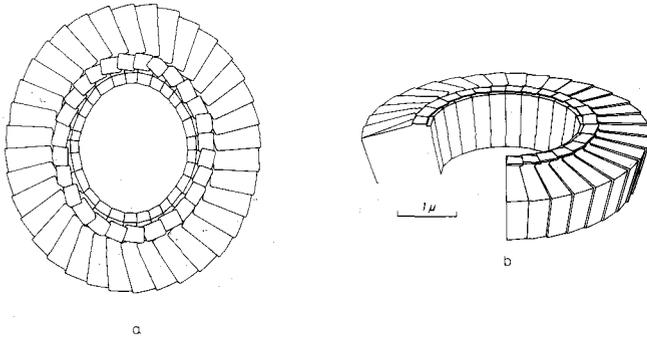


Abb. 16: *Ellipsagelosphaera* ? *tubulata* GRÜN & ZWEILL, n. sp. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) Schrägansicht der distalen Seite.

Gattung *Lotharingius* NOËL, 1973

Typus-Art: *Lotharingius barozii* NOËL, 1973, Bull. Mus. Hist. nat., 3<sup>e</sup> sér, 75: S. 114, Taf. 11, Fig. 1-7.

*Lotharingius crucicentralis* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILL, n. comb.

(Abb. 17; Taf. 4, Fig. 3-5)

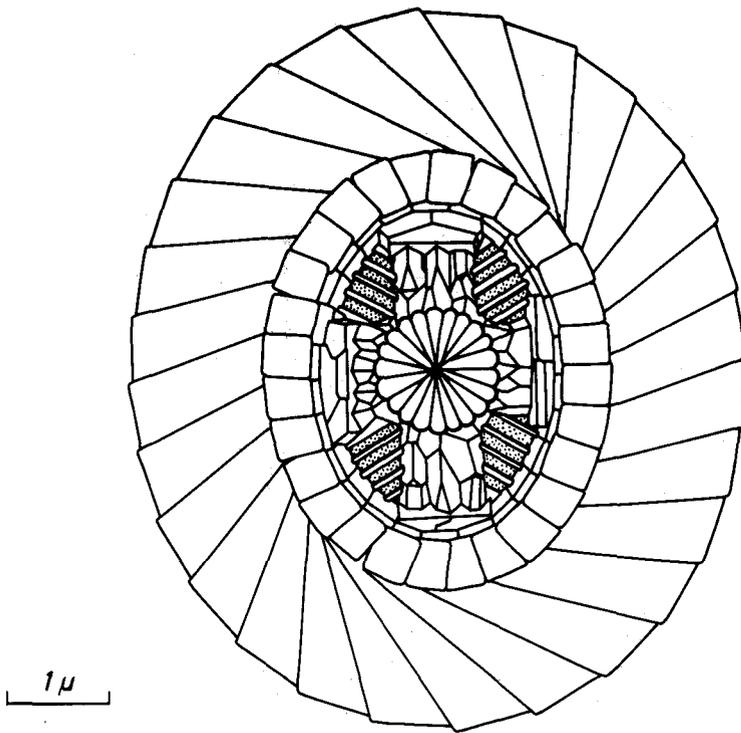


Abb. 17: *Lotharingius crucicentralis* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILL, n. comb. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

1971 *Ellipsagelosphaera crucicentralis* n. sp. – MEDD (partim), S. 829, Taf. 1, Fig. 1 [non Taf. 1, Fig. 2].  
 1976 *Watznaueria crucicentralis* (MEDD, 1971) n. comb. – THIERSTEIN, Taf. 2, Fig. 8, 9.  
 ? 1979 *Ellipsagelosphaera crucicentralis* MEDD, 1971 – HAMILTON, S. 12, Taf. Fig. 5.

Bemerkungen: Die Anzahl der Elemente in der distalen und proximalen Scheibe sowie die Anzahl der Kranz- und Tubuselemente ist meist gleich und beträgt vorwiegend 28, selten bis 32. Für die Art charakteristisch ist das Zentralfeld. Es wird von einem massiven Balkenkreuz überspannt, das meist parallel zu den Ellipsenachsen verläuft. Die beiden kurzen Balken können aber auch etwas schräg zur kurzen Ellipsenachse liegen, wie das bei Fig. 1 von MEDD deutlich zu sehen ist. Die Enden der 4 Balken sind – Säulenkapitellen gleich – verdickt. Über dem Balkenkreuz erhebt sich ein solider Zentralfortsatz der einen dünnen Zentralkanal umhüllt. Die 4 Segmente zwischen den Balken werden von einem Gitter aus ungef. 20 dünnen Lateralbalken ausgefüllt. Diese Siebplatte fehlt bei den meisten Exemplaren sekundär.

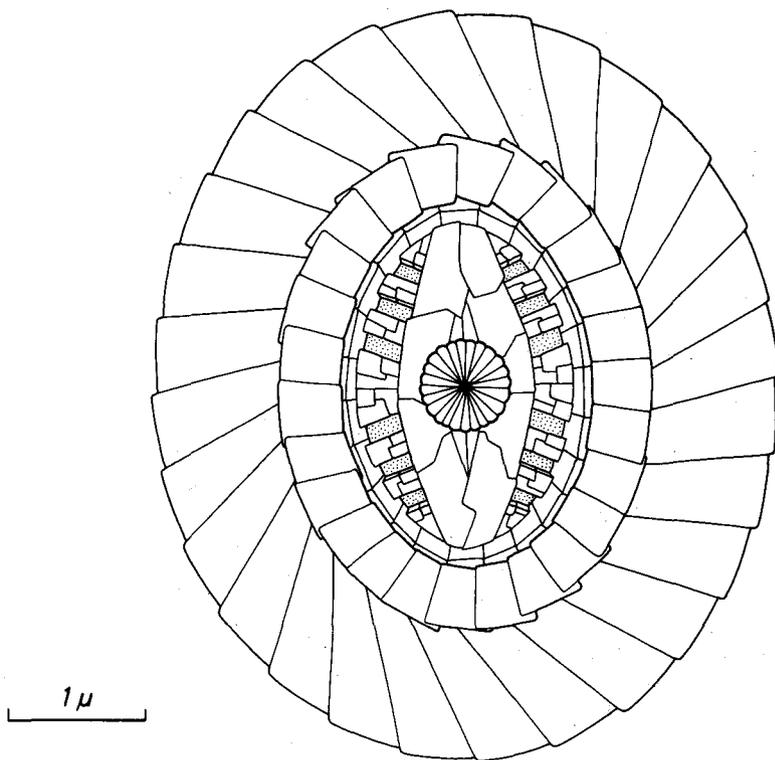


Abb. 18: *Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) PRINS, 1974. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

*Lotharingius primitivus* (ROOD, HAY & BARNARD, 1973) PRINS, 1974 besitzt kein Achsenkreuz. *Lotharingius barozzi* NOËL, 1973 ist wesentlich schlanker im Umriß (Exzentrizität: 1,36–1,52) und weist im Zentralfeld keine Verdickungen der Balkenenden auf. *Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) PRINS, 1974 ist durch die bikonvexe Struktur im Zentralfeld charakterisiert.

Vorkommen : Unteres Bathonien – Oxford.

Coccolithen-Länge : 6,6  $\mu$ –13,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 5,7  $\mu$ –11,0  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 2,7  $\mu$ –5,5  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 1,8  $\mu$ –3,7  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 2,34–2,44; Exzentrizität : 1,14–1,29.

*Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) PRINS, 1974

(Abb. 18; Taf. 3, Fig. 12; Taf. 4, Fig. 1, 2)

1961 *Discolithus sigillatus* n. sp. – STRADNER, S. 79, Textfig. 14, 15.

1969 *Colvillea crucicentralis* var. *parva* – PRINS, Taf. 3, Fig. 12 [ungültig nach ICBN Art. 32/1].

1973 *Paleopontosphaera vetera* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 378, Taf. 3, Fig. 2, 3 (?).

1974 *Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) n. comb. – PRINS, in GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 304, Abb. 8; Abb. 17, Fig. 3, 4.

Bemerkungen : Im gesamten Profil tritt *Lotharingius sigillatus* nicht selten und in typischer Ausbildung auf (vergl. GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974).

Vorkommen : Toarcien – Oxford.

Coccolithen-Länge : 5,4  $\mu$ –7,4  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 4,5  $\mu$ –5,4  $\mu$

Zentralfeld-Länge : 2,6  $\mu$ –4,0  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 1,6  $\mu$ –2,5  $\mu$

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,84–2,07; Exzentrizität : 1,20–1,37.

Gattung *Ansulasphaera* GRÜN & ZWEILI, n. gen.

Typus-Art: *Ansulasphaera helvetica* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

Diagnose : Eine neue Gattung der Familie Ellipsagelosphaeraceae mit den Besonderheiten der einzigen, bisher bekannten Art dieser Gattung.

*Ansulasphaera helvetica* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 19; Taf. 4, Fig. 6–11)

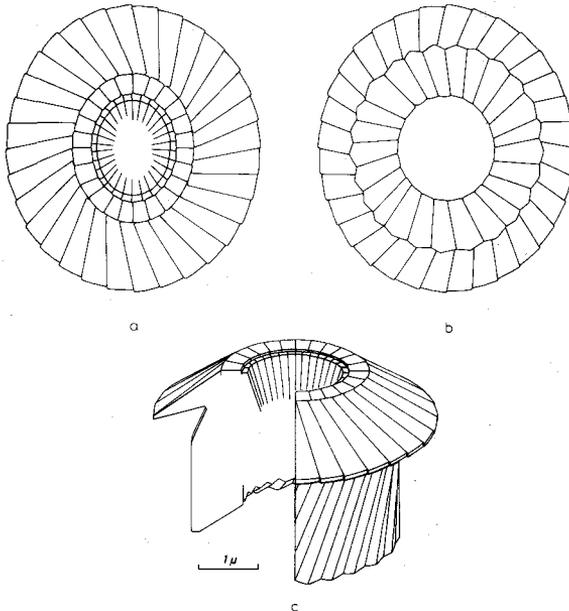


Abb. 19: *Ansulasphaera helvetica* GRÜN & ZWEILI, n. gen., n. sp. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) proximale Seite, c) Schrägansicht der distalen Seite.

Namengebung: Diese Art wurde bisher nur in der Schweiz gefunden.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 794/7 (Taf. 4, Fig. 6).

Stratum typicum: Callovien-Tone, mittleres Callovien.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Die breitelliptischen bis nahezu kreisrunden Coccolithen besitzen eine monozyklische distale Scheibe mit 28–32 Elementen. Der innen anschließende Kranz wird aus 24–28 sehr kleinen Elementen aufgebaut, die – durch Korrosion bedingt – häufig fehlen. Das offene Zentralfeld wird von einem Tubus aus 28–32 Elementen umschlossen. Der proximale Teil des Coccolithen ist extrem verlängert und besteht aus einem Kranz von 24–28 langen, schräggestellten Elementen, die eine offene Röhre bilden.

Bemerkungen: Während der distale Teil des Coccolithen durchaus der Gattung *Ellipsagelosphaera* entsprechen würde, stellt der proximale Teil ein völlig fremdes Element sogar für die Familie Ellipsagelosphaeraceae dar. Es erschien uns aber nicht sehr sinnvoll, diese Formen einer eigenen und neuen Familie zuzuordnen.

Vorkommen: Mittleres Callovien.

Coccolithen-Länge: 5,3  $\mu$ –5,8  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 5,0  $\mu$ –5,5  $\mu$ .

Durchmesser proximal: 3,0  $\mu$ –4,2  $\mu$ ; Höhe gesamt: 2,9  $\mu$ –3,7  $\mu$ .

Exzentrizität (distal): 1,06.

#### Gattung *Cyclagelosphaera* NOËL, 1965a

Typus-Art: *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont, sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 8, Fig. 45, 46, 48.

#### *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965a

(Abb. 20; Taf. 4, Fig. 12; Taf. 5, Fig. 1, 2)

1965 „Eine runde Coccolithenart“ – BLACK, S. 132, Abb. 7.

1965a *Cyclagelosphaera margereli* n. sp. – NOËL, S. 8, Fig. 45, 46, 48.

1965b *Cyclagelosphaera margereli* n. sp. – NOËL (partim), S. 130, Textfig. 44–46; Taf. 17, Fig. 4, 5, 7–9; Taf. 18, Fig. 1, 2; Taf. 20, Fig. 2 [non Taf. 17, Fig. 6; Taf. 20, Fig. 3, 4].

1968 *Cyclagelosphaera margereli* ? – LEZAUD, S. 15, Taf. 1 Fig. 23.

1972 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – ROTH & THIERSTEIN, Taf. 16, Fig. 19–22.

1972 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – BERNIER, BUSSON, ENAY & NOËL, S. 2927, Taf. 1, Fig. 2.

1973 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – NOËL, S. 121, Taf. 15, Fig. 1.

?1974 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 2, Fig. 10; Taf. 5, Fig. 9.

1975 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 165, Textfig. 10; Taf. 3, Fig. 1–3.

1976 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – HILL, S. 136, Taf. 14, Fig. 3.

1976 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – MOSHKOVITZ & EHRLICH, S. 13, Taf. 5, Fig. 1–14.

1976 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – KEUPP, S. 366, Abb. 7–9.

1976 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – WISE & WIND, Taf. 31, Fig. 1, 2; Taf. 85, Fig. 6; Taf. 87, Fig. 1, 2, 5.

1977 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – KEUPP, S. 29, Taf. 6, Fig. 1–8; Taf. 7, Fig. 1–6; Taf. 17, Fig. 6; Taf. 27, Fig. 1–5.

1977 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – VERBEEK, S. 82, Taf. 4, Fig. 3.

1978 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 – HAMILTON, S. 33, Taf. 1, Fig. 14.

Bemerkungen: Wie bei der Gattung *Ellipsagelosphaera* zeigen auch die proximalen Scheibenelemente bei der Gattung *Cyclagelosphaera* den charakteristischen Knick im Uhrzeigersinn. Weiters sind proximal die Elemente des Tubus sichtbar, der das offene, oder von wenigen Elementen bedeckte, aber immer sehr kleine Zentralfeld umschließt.

Vorkommen: Oberstes Toarcien (?), Basis Bajocien – Maastricht. BARNARD & HAY, 1974 bilden auf Taf. 5, Fig. 9 eine *Cyclagelosphaera margereli* aus dem obersten Toarcien (*D. levesquei*-Zone) ab. Dagegen wird das Erstauftreten von *C. margereli* (sic!) in Fig. 2 mit Basis Bathonien und im Text innerhalb der darüber folgenden *Diazomatolithus lehmani*-Zone angegeben.

Coccolithen-Durchmesser: 4  $\mu$ –10  $\mu$ ; Zentralfeld-Durchmesser: 0,4  $\mu$ –1,4  $\mu$ .

Coccolithen-Durchmesser/Zentralfeld-Durchmesser: 7,1–12,1.

Durchmesser der Coccospaere: 8  $\mu$ –15  $\mu$ .

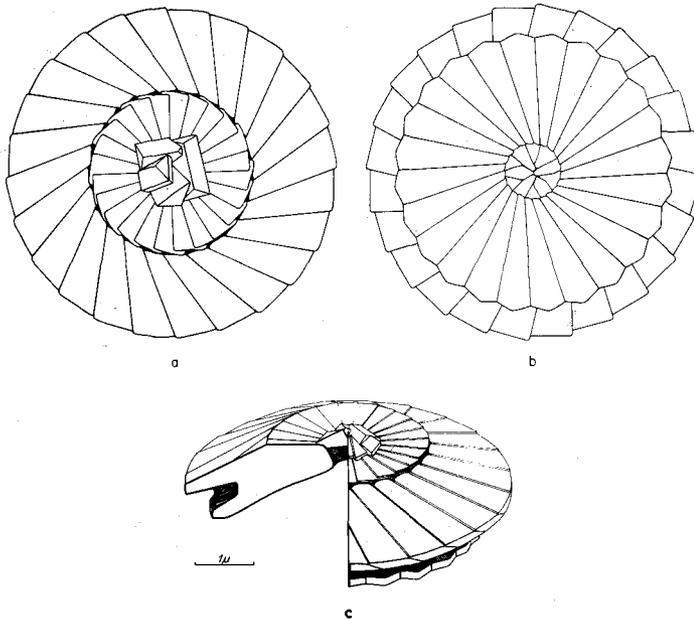


Abb. 20: *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) proximale Seite, c) Schrägansicht der distalen Seite.

#### Familie PODORHABDACEAE NOËL, 1965b

Typus-Gattung: *Podorhabdus* NOËL, 1965b, Essai de classification des coccolithes fossiles, C. N. R. S.: S. 100.

#### Gattung *Podorhabdus* NOËL, 1965b, emend. WIND & WISE, 1976

Typus-Art: *Podorhabdus grassei* NOËL, 1965b, Essai de classification des coccolithes fossiles, C. N. R. S.: S. 103, Taf. 9, Fig. 1, 2.

1971 *Hemipodorhabdus* gen. nov. – BLACK, S. 403 [syn.].

Bemerkungen: Von D. NOËL wird 1965, S. 100, *Podorhabdus* als eine Gattung beschrieben, die in ihrem weiten Zentralfeld ein parallel zu den Ellipsenachsen verlaufendes Balkenkreuz aus 4 massiven Pfeilern besitzt. Diese Diagnose wird durch weitere Ausführungen auf den Seiten 101 und 102 dahingehend ergänzt, daß die 4 Balken durch, in ihrem Umriß deutlich abgegrenzte Bögen separiert sind. Die Textfiguren 28, 29 und die Figuren 1–7 auf Tafel 8 untermauern diese Definition durch Elektronenmikrographien und Zeichnungen.

*Podorhabdus grassei* n. sp., das Basionym der Gattung wird auf Seite 103 ganz im Einklang mit der Gattungsdiagnose beschrieben. Die einzigen Abbildungen der Art sind zwei um 10° gedrehte Elektronenmikrographien des selben Exemplares (Taf. 9, Fig. 1, 2). Zu allem Unglück sind es zwei Seitenansichten, die nicht erkennen lassen, ob diese Form tatsächlich der Diagnose voll entspricht, ob dieses Exemplar tatsächlich die beschriebenen Besonderheiten im Bereich des Zentralfeldes aufweist.

Dieser Umstand ist Anlaß für WIND & WISE (in WISE & WIND, 1976, S. 305) die Gattung *Podorhabdus* NOËL, 1965b, zu emendieren. Ausgehend von der Annahme (eine Annahme, die in einer persönlichen Mitteilung von W. W. HAY an die beiden Autoren geteilt wird), daß die beiden Abbildungen des Basionyms *Podorhabdus grassei* in Wirklichkeit eine Form mit nur zwei gegenüberliegenden Bögen darstellt, engen sie die Gattung *Podorhabdus* auf Formen mit nur 2 gegenüberliegenden Öffnungen im Zentralfeld ein. Die verbleibenden Formen mit 4 parallel zu den Ellipsenachsen liegenden Balken und 4 dazwischen liegenden Öffnungen werden der neuen Gattung *Axopodorhabdus* WIND & WISE, 1976, zugeordnet.

Wir schließen uns dieser Vorgangsweise voll an, da die in unserem Material vorhandenen Formen mit nur 2 gegenüberliegenden Öffnungen den beiden Seitenansichten der Art *P. grassei* von NOËL sehr ähnlich sehen.

Da somit alle Formen mit zwei gegenüber und an den Ellipsenscheiteln liegenden Öffnungen zur emendierten Gattung *Podorhabdus* gehören, muß die Gattung *Hemipodorhabdus* BLACK, 1971, die bisher Arten mit zwei Perforationen vereinte, zur Gattung *Podorhabdus* NOËL, 1965b, synonym gesetzt werden.

*Podorhabdus grassei* NOËL, 1965b, emend. WIND & WISE, 1976  
(Abb. 21; Taf. 5, Fig. 3–8)

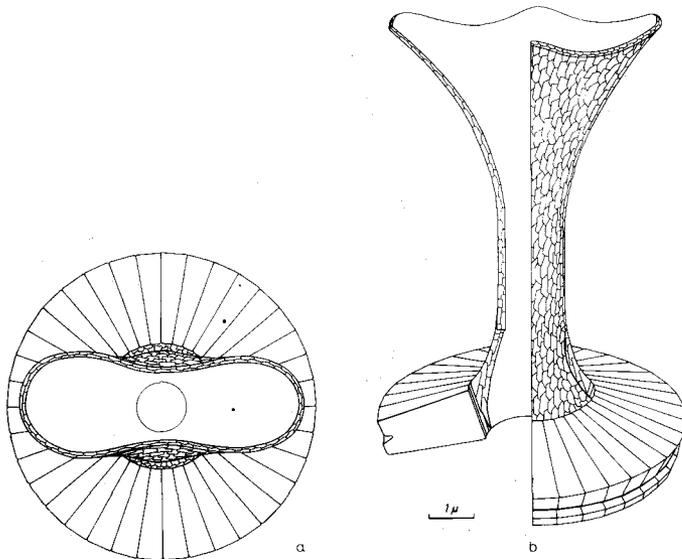


Abb. 21: *Podorhabdus grassei* NOËL, 1965, emend. WIND & WISE, 1976. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) Schrägansicht der distalen Seite.

- 1965a *Podorhabdus grassei* n. sp. – NOËL, S. 6 [ungültig nach ICBN Art. 38 & 43].  
 1965b *Podorhabdus grassei* n. sp. – NOËL, S. 103, Taf. 9, Fig. 1, 2.  
 ?1965b *Discorhabdus jungi* n. sp. – NOËL, S. 144, Taf. 22, Fig. 5.  
 ?1971 *Discorhabdus jungi* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 267, Taf. 4, Fig. 5, 6.  
 1973 *Discorhabdus biperforatus* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 381, Taf. 3, Fig. 7.  
 ?1974 *Discorhabdus jungi* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 5; Taf. 6, Fig. 4.  
 1976 *Podorhabdus grassei* NOËL, 1965 emend. – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 305, Taf. 79, Fig. 4–6; Taf. 80, Fig. 1–4.

**Bemerkungen:** Die Basis ist breitelliptisch bis nahezu kreisrund und besitzt distal und proximal je eine monozyklische Scheibe aus meist 36 rechteckigen, radial angeordneten, sich nicht überlappenden Elementen. Über dem offenen Zentralfeld erhebt sich ein Zentralfortsatz, dessen trompetenförmig erweitertes Ende meist flachgedrückt ist und dadurch, von oben gesehen, einen parallel zur langen Ellipsenachse verlaufenden, biskottenförmigen Umriss zeigt. Der weit geöffnete Zentralfortsatz besitzt an der Basis zwei relativ kleine, an den Ellipsenscheiteln liegende Perforationen.

Vorkommen: Bajocien – Oxford.

Coccolithen-Durchmesser: 4,3 µ–8,0 µ; Coccolithen-Höhe: 6,6 µ–8,2 µ.

#### Gattung *Axopodorhabdus* WIND & WISE, 1976

Typus-Art: *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965b, Essai de classification des coccolithes fossiles, C. N. R. S.: S. 103, Textfig. 30; Taf. 9, Fig. 3, 7 = *Axopodorhabdus cylindratus* (NOËL, 1965b) WIND & WISE, in WISE & WIND, 1976, Initial Rep. D. S. D. P. 36: S. 297, Taf. 80, Fig. 5, 6; Taf. 81, Fig. 1–4; Taf. 88, Fig. 5, 6.

#### *Axopodorhabdus cylindratus* (NOËL, 1965b) WIND & WISE, 1976

(Taf. 5, Fig. 9–11)

- 1965a *Podorhabdus cylindratus* n. sp. – NOËL, S. 6, Fig. 30 [ungültig nach ICBN Art. 43].  
 1965b *Podorhabdus cylindratus* n. sp. – NOËL, S. 103, Textfig. 30; Taf. 9, Fig. 3, 7.  
 1968 *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965 – BLACK, S. 806, Taf. 150, Fig. 1.  
 1969 *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965 – PRINS, Taf. 3, Fig. 7A, 7B.  
 1970 *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965 – REINHARDT, S. 86, Bild 106.  
 ?1971 *Podorhabdus* cf. *cylindratus* NOËL, 1965 – MEDD, S. 828, Taf. 4, Fig. 3.  
 1971 *Podorhabdus septentrionalis* n. sp. – BLACK, S. 407, Taf. 32, Fig. 5.  
 1971 *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 261, Taf. 3, Fig. 1, 2.  
 1972 *Podorhabdus* sp. cf. *P. septentrionalis* BLACK, 1971 – BLACK, S. 35, Taf. 6, Fig. 1–3.  
 1973 *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965 – NOËL, S. 109, Taf. 6, Fig. 1, 2; Taf. 7, Fig. 1, 2, 3 (?).  
 1973 *Podorhabdus cylindratus* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 377, Taf. 2, Fig. 6.  
 1976 *Axopodorhabdus cylindratus* (NOËL, 1965) n. comb. – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 297, Taf. 80, Fig. 5, 6; Taf. 81, Fig. 1–4; Taf. 88, Fig. 5, 6.

**Bemerkungen:** Die monozyklische distale Scheibe besteht aus meist 36 rechteckigen, radial angeordneten Elementen. Ein innerer Kranz aus 28–36 Elementen rahmt das große Zentralfeld ein. Ein parallel zu den Ellipsenachsen verlaufendes Balkenkreuz läßt 4 große Perforationen frei, die bis zu den Kranzelementen reichen. Ein langer, schlanker und hohler Zentralfortsatz erhebt sich über dem Balkenkreuz.

Bei *Axopodorhabdus gracilis* (BLACK, 1972) WIND & WISE, 1976 ist das Balkenkreuz noch schlanker. Es umrahmt die 4 großen Perforationen so, daß sich 4 zusätzliche Perforationen an den Balkenenden ergeben. *Axopodorhabdus dietzmanni* (REINHARDT, 1965) WIND & WISE, 1976 besitzt 4 kleine Perforationen im Zentralfeld und einen stärker elliptischen Umriss (Exzentrizität: 1,3–1,4). *Axopodorhabdus albianus* (BLACK, 1967) WIND & WISE, 1976, fehlt der Kranz zwischen distaler Scheibe und Zentralfeld.

Vorkommen : Pliensbachien – Hauterivien.

Coccolithen-Länge : 5,3  $\mu$ –8,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 4,6  $\mu$ –6,5  $\mu$ .

Exzentrizität : 1,13–1,23.

*Axopodorhabdus depravatus* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 22; Taf. 5, Fig. 12; Taf. 6, Fig. 1–4)

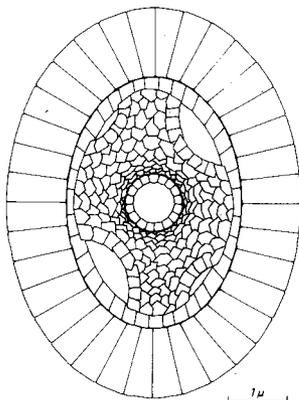


Abb. 22: *Axopodorhabdus depravatus* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Namengebung : Depravatus, lat. = verzerrt. Nach der verzerrten Zentralfeld-Struktur.

Holotyp : Rasterelektronenmikrographie Nr. 1072/8 und 1072/9 (Taf. 6, Fig. 1, 2).

Stratum typicum : Renggeri-Tone, mittleres Oxford.

Locus typicus : Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung : Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose : 32 bis 36 rechteckige, radial angeordnete Elemente bauen die monozyklische, distale Scheibe auf. Ein zusätzlicher Kranz aus 32 bis 36, in Richtung Zentrum einfallenden Elementen umgibt das Zentralfeld. Ein Pflaster aus kleinen Granulae formt ein undeutliches, parallel zu den Ellipsenachsen verlaufendes Achsenkreuz. Die 4 Perforationen im Zentralfeld zeigen deutlich zwei verschiedene Größen, wobei jeweils die beiden diagonal gegenüberliegenden Perforationen gleich groß sind. Der sicherlich hohle Zentralfortsatz ist immer abgebrochen.

Bemerkungen : Durch die Asymmetrie im Zentralfeld unterscheidet sich diese Art von allen anderen Arten der Gattung *Axopodorhabdus*.

Vorkommen : Callovien – mittleres Oxford.

Coccolithen-Länge : 5,5  $\mu$ –7,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 4,4  $\mu$ –5,3  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 3,4  $\mu$ –4,5  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 2,5  $\mu$ –3,1  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,50–1,70; Exzentrizität : 1,24–1,33.

*Axopodorhabdus rabla* (NOËL, 1965b) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Abb. 23; Taf. 6, Fig. 5–8)

1965b *Podorhabdus rabla* n. sp. – NOËL, S. 105, Taf. 9, Fig. 8.

?1971 *Podorhabdus rabla* NOËL, 1965 – MEDD, S. 828, Taf. 2, Fig. 4; Taf. 5, Fig. 2.

1971 *Podorhabdus* (?) *rabla* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 260, Taf. 2, Fig. 9.

1974 *Podorhabdus rabla* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 3; Taf. 6, Fig. 2.

1978 *Podorhabdus rabla* NOËL, 1965 – HAMILTON, S. 33, Taf. 1, Fig. 13.

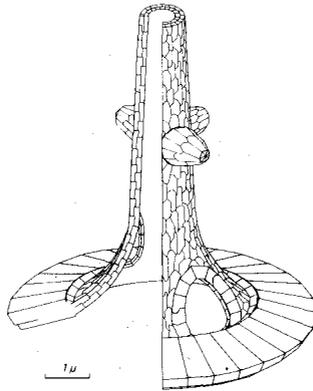


Abb. 23: *Axopodorhabdus rabla* (NOËL, 1965) GRÜN & ZWEILI, n. comb. Schematische Zeichnung der distalen Seite in Schrägansicht.

Bemerkungen: Das Charakteristikum dieser Art sind die 4 seitlichen Auswüchse etwa in der Mitte des langen und hohlen Zentralfortsatzes. Bei Formen, deren Zentralfortsatz abgebrochen ist, erscheint uns eine Unterscheidung von *Axopodorhabdus cylindratus* (NOËL, 1965b) WIND & WISE, 1976, kaum möglich.

Vorkommen: Mittleres Callovien – Oxford.

Größter Durchmesser des Coccolithen: 5,0 µ–7,8 µ; Höhe des Zentralfortsatzes: über 10 µ.

Gattung *Hexapodorhabdus* NOËL, 1965b

Typus-Art: *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965b, Essai de classification des coccolithes fossiles, C. N. R. S.: S. 105, Taf. 9, Fig. 4–6.

*Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965b

(Abb. 24; Taf. 6, Fig. 9–12)

1965b *Hexapodorhabdus cuvillieri* n. sp. – NOËL, S. 105, Taf. 9, Fig. 4–6.

1971 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – MEDD, S. 828, Taf. 1, Fig. 3, 4 (?).

1971 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 261, Taf. 3, Fig. 3.

1973 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 378, Taf. 2, Fig. 8.

1974 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 2, Fig. 9; Taf. 5, Fig. 8.

1976 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – MOSHKOVITZ & EHRLICH, S. 11, Taf. 2, Fig. 14, 15.

1976 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – WISE & WIND, Taf. 81, Fig. 5.

1978 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 – HAMILTON, Taf. 1, Fig. 9.

1979 *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEDD (partim), S. 64, Taf. 6, Fig. 1 [non Taf. 5, Fig. 5 = *Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975; non Taf. 5, Fig. 6, 7 = *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971].

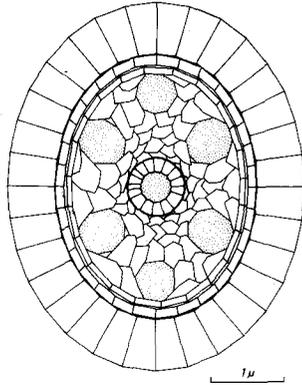


Abb. 24: *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Die distale Scheibe besteht aus 28 bis 32 rechteckigen, radial angeordneten Elementen. Das Zentralfeld wird von mindestens 2 Zyklen aus zentral einfallenden Elementen umgeben und von einem Pflaster aus kleinen Granulae überdeckt, das sich im Zentrum zu einem hohlen Zentralfortsatz hochwölbt. Am Außenrand des Zentralfeldes befinden sich 6 Perforationen, je eine meist kleinere an den beiden Ellipsenscheiteln. Bei einigen Formen (Taf. 6, Fig. 11, 12) besteht die Tendenz, eine siebente Perforation am Außenrand des Zentralfeldes zu bilden. Wir erweitern die Definition von *Hexapodorhabdus cuvillieri* dahingehend.

Vorkommen: Bajocien – Oxford.

Coccolithen-Länge: 4,7 µ–6,0 µ; Coccolithen-Breite: 3,5 µ–4,7 µ.

Zentralfeld-Länge: 2,8 µ–4,5 µ; Zentralfeld-Breite: 2,0 µ–3,2 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,31–1,70; Exzentrizität: 1,25–1,46.

Gattung *Octopodorhabdus* NOËL, 1965a, sensu ROOD, HAY & BARNARD, 1971

Typus-Art: *Octopodorhabdus praevius* NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont, sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 6, Textfig. 31.

Bemerkungen: NOËLS sehr eng gefaßte Definition der Gattung *Octopodorhabdus* („... huit piliers, situés de part et d’autre des axes de l’embase du coccolithe...“) wurde von ROOD, HAY & BARNARD, 1971, indirekt erweitert: „Coccoliths with a podorhabdid rim and a stem supported by eight bars.“ Um es noch deutlicher zu machen: Wir zählen alle Arten der Familie Podorhabdaceae mit 8, in einem Zyklus am Außenrand des Zentralfeldes gelegenen Perforationen, unabhängig von ihrer Lage gegenüber den Ellipsenachsen zur Gattung *Octopodorhabdus* NOËL, 1965.

*Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971

(Abb. 25; Taf. 7, Fig. 1–3)

1961 *Discolithus decussatus* n. sp. – MANIVIT, S. 344, Taf. 1, Fig. 7.

1963 *Rhabdolithus decussatus* (MANIVIT, 1961) n. comb. – STRADNER, S. 9, Taf. 5, Fig. 8, 8a [ungültig nach ICBN Art 33/4].

- 1966 *Zygodontus variradiatus* n. sp. – STOVER (partim), S. 148, Taf. 4, Fig. 14; Taf. 9, Fig. 1 [non Taf. 4, Fig. 13, 15].  
 1968 *Cretarhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) n. comb. – STRADNER, ADAMIKER & MARESC (partim), S. 29, Taf. 13, Fig. 2; Taf. 14, Fig. 1, 2, 3 (?), 4, 5, 6 (?) [non Taf. 13, Fig. 1].  
 1969 *Podorhabdus reinhardtii* n. sp. – BUKRY, S. 38, Taf. 16, Fig. 7.  
 1971 *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) n. comb. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 262, Taf. 3, Fig. 4.  
 1972 *Otocyclus magnus* n. sp. – BLACK, S. 38, Taf. 8, Fig. 1–5; Taf. 9, Fig. 6–9.  
 1973 *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 378, Taf. 2, Fig. 9.  
 1976 *Otocyclus reinhardtii* (BUKRY, 1969) n. comb. – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 302, Taf. 44, Fig. 1–3; Taf. 57, Fig. 6; Taf. 58, Fig. 1, 2.  
 1979 *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEED (partim), S. 64, Taf. 5, Fig. 6, 7 [non Taf. 5, Fig. 5 = *Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975; non Taf. 6, Fig. 1 = *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965].

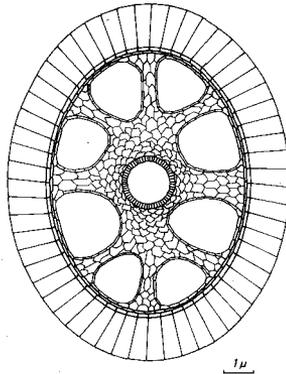


Abb. 25: *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

**Bemerkungen:** Die 8 runden bis elliptischen Perforationen, die von einem parallel zu den Ellipsenachsen verlaufenden Balkenkreuz getrennt werden, sind relativ groß. Die monozyklische distale Scheibe besteht aus 48–64 Elementen.

Wie bei *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965, besteht auch bei *Octopodorhabdus decussatus* die Tendenz, die Zahl der Perforationen zu vergrößern. So sind nicht selten Formen mit einer zusätzlichen, neunten Perforation zu beobachten. Durch die Gesamtgröße und die Größe der Perforationen unterscheidet sich diese Art von *Octopodorhabdus oculisminutis* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

Vorkommen: Bajocien – Maastricht (im Eozän umgelagert?).

Coccolithen-Länge: 7,0 µ–19,0 µ; Coccolithen-Breite: 5,0 µ–16,4 µ.

Zentralfeld-Länge: 6,0 µ–15,0 µ; Zentralfeld-Breite: 4,2 µ–12,4 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,17–1,53; Exzentrizität: 1,15–1,60.

*Octopodorhabdus oculisminutis* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 26; Taf. 7, Fig. 4–6)

**Namengebung:** Oculis minutis, lat. = kleinäugig.

**Holotyp:** Rasterelektronenmikrographie Nr. 823/10 (Taf. 7, Fig. 4).

**Stratum typicum:** Renggeri-Tone, unterstes Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf, Schweiz.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Die distale monozyklische Scheibe besteht aus meist 32 Elementen in einer für die Familie Podorhabdaceae NOËL, 1965, typischen Ausbildung und Anordnung. Das relativ weite Zentralfeld enthält 8 kleine Perforationen, die in einem Zyklus am Außenrand angeordnet sind. Darüber hinausgehende Anomalien in der Anordnung der Perforationen sind für diese Art nicht uncharakteristisch.

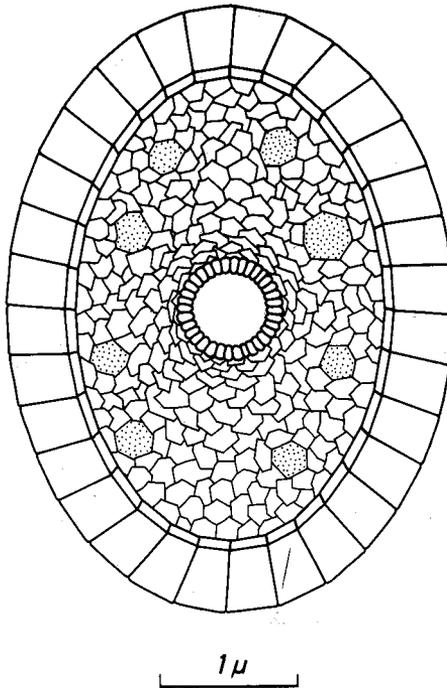


Abb. 26: *Octopodorhabdus oculisminutis* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Bei *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971, sind sowohl der Umriß des Coccolithen als auch die Perforationen wesentlich größer.

Vorkommen: Unterstes Oxford.

Coccolithen-Länge: 4,2 µ–4,9 µ; Coccolithen-Breite: 3,0 µ–3,7 µ.

Zentralfeld-Länge: 3,6 µ–4,0 µ; Zentralfeld-Breite: 2,3 µ–2,5 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,23–1,33; Exzentrizität: 1,32–1,45.

Gattung *Perissocyclus* BLACK, 1971

Typus-Art: *Perissocyclus noelae* BLACK, 1971, Proc. Yorkshire Geol. Soc. 38/3: S. 405, Taf. 32, Fig. 6.

Bemerkungen: Nach BLACK, 1971, S. 405, gehören sowohl Formen mit einem wie auch zwei Perforationszyklen im Zentralfeld zu dieser Gattung. Einzige Art mit nur einem Perforationszyklus ist die Typus-Art *P. noelae*, die laut Definition von BLACK 5 bis 9 Perforationen in ihrem Zentralfeld aufweist. In dieser Fassung würde *P. noelae* im Falle von 6 Perforationen zur Gattung *Hexapodorhabdus* NOËL, 1965 und im Falle von 8 Perforationen zur Gattung *Octopodorhabdus* NOËL, 1965, gehören. Es ist daher zu überlegen, ob man die Gattung *Perissocyclus* nicht auf Formen mit ausschließlich zwei Perforationszyklen beschränkt oder ob die Gattungen *Hexapodorhabdus* und *Octopodorhabdus* zugunsten von *Perissocyclus* eingezogen werden sollen.

Die Gattung *Ethmorhabdus* NOËL, 1965, besitzt eine größere Anzahl von hexagonal angeordneten Perforationen im Zentralfeld.

*Perissocyclus fletcheri* BLACK, 1971

(Taf. 7, Fig. 11, 12)

1971 *Perissocyclus fletcheri* n. sp. – BLACK, S. 406, Taf. 32, Fig. 3.

Bemerkungen: Diese kleinwüchsige Art der Gattung *Perissocyclus* besitzt 26 bis 34 Elemente in jeder der beiden Scheiben. Das Zentralfeld wird von 14 bis 18, in zwei Zyklen angeordneten Perforationen durchbrochen. Ein parallel zu den Ellipsenachsen verlaufendes Balkenkreuz ist nur undeutlich entwickelt.

*Perissocyclus liesbergensis* GRÜN & ZWEILI, n. sp. und *Perissocyclus fenestratus* (STOVER, 1966) BLACK, 1971, sind größer, besitzen mehr Perforationen im Zentralfeld und mehr Elemente in den beiden Scheiben.

Vorkommen: Oxford – Berrias.

Coccolithen-Länge: 4,2  $\mu$ –6,2  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,5  $\mu$ –4,9  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 3,0  $\mu$ –4,7  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 2,3  $\mu$ –3,4  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,32–1,40; Exzentrizität: 1,26–1,30.

*Perissocyclus liesbergensis* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 27; Taf. 7, Fig. 7–10)

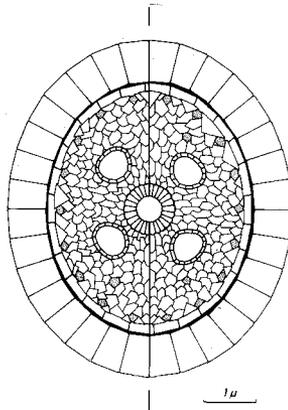


Abb. 27: *Perissocyclus liesbergensis* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der distalen Seite. Die beiden Coccolithen-Hälften zeigen zwei verschiedene Ausbildungen.

Namengebung: Nach dem Fundort Liesberg, Schweiz.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 892/12 (Taf. 7, Fig. 7).

Stratum typicum: Renggeri-Tone, unterstes Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Die meist breitelliptischen Formen besitzen eine monozyklische distale Scheibe aus 30 bis 36 geraden, radial angeordneten Elementen. Der Rand des relativ großen Zentralfeldes ist von 16 bis 18 kleinen Perforationen durchbrochen. Im Zentrum trägt ein parallel zu den Ellipsenachsen liegendes Balkenkreuz (der Querbalken kann auch etwas schräg liegen) einen hohlen Zentralfortsatz. Zwischen den 4 Balken befinden sich insgesamt 4 größere Perforationen. Weitere 4 kleine Perforationen liegen zwischen den 4 großen und den Perforationen am Außenrand des Zentralfeldes.

Bemerkungen: Bei *Perissocyclus fenestratus* (STOVER, 1966) BLACK, 1971, sind die Perforationen anders angeordnet und nahezu gleich groß. Der innere Zyklus besteht darüber hinaus aus 6 Perforationen. *Perissocyclus fletcheri* BLACK, 1971, ist insgesamt kleiner, besitzt weniger Perforationen im Zentralfeld und weniger Elemente in den beiden Scheiben.

Vorkommen: Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 6,4  $\mu$ –8,4  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 4,9  $\mu$ –6,5  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 4,8  $\mu$ –6,2  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 3,9  $\mu$ –4,7  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,32–1,34; Exzentrizität: 1,20–1,30.

#### Gattung *Ethmorhabdus* NOËL, 1965a

Typus-Art: *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont., sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408) : S. 6, Textfig. 33, 34.

Bemerkungen: Diese Gattung weist eine größere Anzahl von hexagonal angeordneten Perforationen im Zentralfeld auf.

#### *Ethmorhabdus anglicus* ROOD, HAY & BARNARD, 1971

(Taf. 8, Fig. 1–3)

1971 *Ethmorhabdus anglicus* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 263, Taf. 3, Fig. 8.

1973 *Ethmorhabdus anglicus* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – NOËL, S. 111, Taf. 9, Fig. 1–4; Taf. 10, Fig. 2 (?).

1973 *Ethmorhabdus anglicus* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 380.

Bemerkungen: Die distale Scheibe besteht aus meist 32 Elementen. Das Zentralfeld zeigt 22 bis 44 Perforationen. Im Gegensatz dazu besitzt *Ethmorhabdus gallicus* 80 bis 100 Perforationen und *Ethmorhabdus rimosus* GRÜN & ZWEILI, n. sp. 150 bis 200 Perforationen.

Vorkommen: Oxford.

Coccolithen-Länge: 5,4  $\mu$ –5,7  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,5  $\mu$ –3,8  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 3,7  $\mu$ –4,0  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 2,3  $\mu$ –2,5  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,4; Exzentrizität: 1,5.

#### *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965a

(Taf. 8, Fig. 4,5)

1965a *Ethmorhabdus gallicus* n. sp. – NOËL, S. 6, Textfig. 33, 34.

1965b *Ethmorhabdus gallicus* n. sp. – NOËL, S. 110, Textfig. 33, 34; Taf. 10, Fig. 1, 2, 5.

1968 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – BLACK, S. 806, Taf. 150, Fig. 3.

? 1971 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – MEED, S. 829, Taf. 2, Fig. 2.

1971 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 263, Taf. 3, Fig. 7.

- 1973 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 380, Taf. 3, Fig. 5.  
 1974 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 2, Fig. 6; Taf. 5, Fig. 5.  
 1976 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – WISE & WIND, Taf. 77, Fig. 5, 6.  
 1976 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – THIERSTEIN, Taf. 2, Fig. 15–18.  
 1978 *Ethmorhabdus gallicus* NOËL, 1965 – HAMILTON, S. 33, Taf. 1, Fig. 8.

Bemerkungen: Die schmale, monozyklische distale Scheibe besteht aus 32 bis 40 Elementen. Gleich viele Elemente bauen den Tubus auf, der das große Zentralfeld einrahmt. 80 bis 100 hexagonal angeordnete Perforationen durchbrechen das Zentralfeld, welches sich zu einem hohlen Zentralfortsatz hochwölbt.

Vorkommen: Bajocien – Oxford.

Coccolithen-Länge: 5,1  $\mu$ –7,6  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 4,0  $\mu$ –6,2  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 3,6  $\mu$ –5,3  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 2,8  $\mu$ –3,6  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,40–1,45; Exzentrizität: 1,22–1,32.

*Ethmorhabdus rimosus* GRÜN & ZWEILL, n. sp.

(Taf. 8, Fig. 6–9)

Namengebung: Rimosus, lat. = löcherig. Wegen der zahlreichen Perforationen im Zentralfeld.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 884/8 (Taf. 8, Fig. 6).

Stratum typicum: Untere Renggeri-Tone, unterstes Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Die schmale distale Scheibe besteht aus 40 bis 52 rechteckigen, radial angeordneten Elementen. Die Membran, die das relativ große Zentralfeld überspannt, wird von 150 bis 200 kleinen Perforationen durchbrochen. Der hohle Zentralfortsatz trägt, wie bei *Axopodorhabdus rahla* (NOËL, 1965) GRÜN & ZWEILL, n. comb., 4 seitliche Dornen.

Bemerkungen: Im vorliegenden Material ist diese Form die größte innerhalb der Gattung *Ethmorhabdus*. Auch die Anzahl der Scheibenelemente und der Perforationen im Zentralfeld ist bei dieser Art am größten. Die 4 seitlichen Dornen am Zentralfortsatz sind nur bei 2 Exemplaren sichtbar. Bei den restlichen Exemplaren ist der Zentralfortsatz unterhalb der Verzweigungsstelle abgebrochen. Die Orientierung der 4 Dornen bezüglich der Ellipsenachsen der Scheibe ist nicht eindeutig und dürfte auch nicht artspezifisch sein.

Vorkommen: Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 8,2  $\mu$ –9,2  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 6,6  $\mu$ –7,5  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 7,0  $\mu$ –7,6  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 5,3  $\mu$ –5,8  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,15–1,25; Exzentrizität: 1,20–1,25.

Familie RETECAPSACEAE GRÜN, 1975

Typus-Gattung: *Retecapsa* BLACK, 1971, Proc. Yorkshire Geol. Soc. 38/3: S. 409.

Subfamilie RETECAPSOIDEAE BLACK, 1972

Gattung *Retecapsa* BLACK, 1971, emend. GRÜN, 1975

Typus-Art: *Retecapsa brigioni* BLACK, 1971, Proc. Yorkshire Geol. Soc. 38/3: S. 409, Taf. 33, Fig. 3.

*Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975

(Abb. 28; Taf. 8, Fig. 10–12)

1968 *Vekshinella schizobrachiata* n. sp. – GARTNER, S. 31, Taf. 13, Fig. 10, 11; Taf. 20, Fig. 5.

1969 *Cretarhabdus schizobrachiatus* (GARTNER, 1968) n. comb. – BUKRY, S. 36, Taf. 15, Fig. 4–6.

- 1971 *Polypodorhabdus schizobrachiatus* (GARTNER, 1968) n. comb. – SHAFIK & STRADNER (partim), S. 87, Taf. 15, Fig. 1, 3 [non Taf. 15, Fig. 2].  
 1975 *Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) n. comb. – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 175, Textfig. 18b.  
 1978 *Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975 – TAYLOR, S. 198.  
 1979 *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEDD (partim), S. 64, Taf. 5, Fig. 5 [non Taf. 5, Fig. 6, 7 = *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971; non Taf. 6, Fig. 1 = *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965].

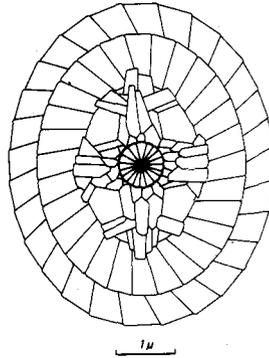


Abb. 28: *Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

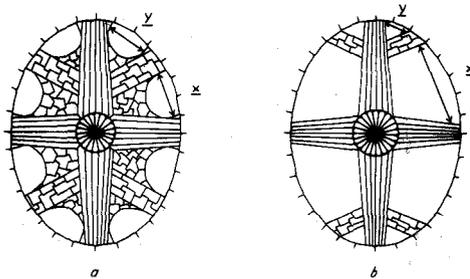


Abb. 29: Schematische Zeichnung der Zentralfelder. a) *Retecapsa angustiforata* BLACK, 1971  $x:y < 2$ . b) *Retecapsa schizobrachiata* (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975  $x:y > 2$ .

**Bemerkungen:** Die bizonale distale Scheibe besitzt in jedem Zyklus 24 bis 32 gerade, gegen den UZS gerichtete Elemente. Das Charakteristikum dieser Art ist der Größenunterschied zwischen den 4 zentralen Perforationen einerseits und den 4 externen Perforationen andererseits. Dadurch unterscheidet sich diese Art von *Retecapsa angustiforata* BLACK, 1971, die zwar ebenfalls 8, aber annähernd gleich große Perforationen besitzt (siehe Abb. 29).

**Vorkommen:** Unterstes Oxford – Oberes Maastricht.

Coccolithen-Länge: 4,7 µ–6,7 µ; Coccolithen-Breite: 4,0 µ–5,6 µ.

Zentralfeld-Länge: 2,5 µ–3,7 µ; Zentralfeld-Breite: 1,6 µ–2,8 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,75–1,93; Exzentrizität: 1,17–1,26.

Gattung *Polypodorhabdus* NOËL, 1965a, emend. BLACK, 1972

Typus-Art: *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont, sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 6, Textfig. 32.

*Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965a

(Taf. 9, Fig. 1–12)

- 1965a *Polypodorhabdus escaigi* n. sp. – NOËL, S. 6, Textfig. 32.  
1965b *Polypodorhabdus escaigi* n. sp. – NOËL, S. 109, Textfig. 32; Taf. 10, Fig. 6–8.  
1968 *Polypodorhabdus madingleyensis* n. sp. – BLACK, S. 806, Taf. 150, Fig. 2.  
non 1969 *Cretarhabdus crenulatus hansmanii* n. ssp. – BUKRY, S. 35, Taf. 14, Fig. 7–9 [= *Retecapsa crenulata* (BRAM-LETTE & MARTINI, 1964) GRÜN, 1975].  
1971 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – MEDD, S. 828, Taf. 1, Fig. 5.  
1971a *Polypodorhabdus madingleyensis* BLACK, 1968 – BLACK, S. 619, Taf. 454, Fig. 37.  
1971b *Polypodorhabdus madingleyensis* BLACK, 1968 – BLACK, S. 408, Taf. 32, Fig. 7.  
1971b *Polypodorhabdus paucisectus* n. sp. – BLACK, S. 408, Taf. 32, Fig. 8.  
1971 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 262, Taf. 3, Fig. 5, 6.  
1972 *Polypodorhabdus madingleyensis* BLACK, 1968 – BLACK, S. 41, Taf. 10, Fig. 4.  
1972 *Polypodorhabdus hansmanii* (BUKRY, 1969) n. comb. – BLACK, S. 42, Textfig. 37; Taf. 10, Fig. 5 (?).  
1973 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – NOËL, S. 111, Taf. 7, Fig. 4–7.  
1974 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 10.  
1975 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 185.  
1975 *Polypodorhabdus madingleyensis* BLACK, 1968 – GRÜN, in GRÜN & ALLEMANN, S. 185.  
1976 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – WISE & WIND, Taf. 77, Fig. 1–3; Taf. 88, Fig. 3, 4.  
1976 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – THIERSTEIN, Taf. 2, Fig. 22–25.  
1978 *Polypodorhabdus madingleyensis* BLACK, 1968 – HAMILTON, S. 33, Taf. 1, Fig. 12, 15.  
1979 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 – MEDD, S. 65, Taf. 6, Fig. 3.  
1979 *Polypodorhabdus madingleyensis* BLACK, 1968 – MEDD, S. 66, Taf. 6, Fig. 4, 5.  
1979 *Polypodorhabdus beckii* n. sp. – MEDD, S. 66, Taf. 6, Fig. 6.

Bemerkungen: Ausschließlich auf Grund der unterschiedlichen Anzahl von Lateralbalken im Zentralfeld wurden von BLACK, 1968, 1971b, und von MEDD, 1979, neue Arten der Gattung *Polypodorhabdus* aufgestellt. In dem uns vorliegenden Material finden sich Formen mit 8 bis zu 24 Lateralbalken, ohne daß eine Gruppierung im Sinne der von BLACK und MEDD aufgestellten Arten zu erkennen wäre. Nicht selten ist die Anzahl der Lateralbalken in den 4 Quadranten eines Exemplars verschieden, so daß unter Umständen einzelne Quadranten eines einzigen Exemplars unterschiedlichen Arten zugeordnet werden müßten (Taf. 9, Fig. 7, 10, 11).

Vorkommen: Mittleres Callovien – Alb.

Coccolithen-Länge: 4,3  $\mu$ –7,9  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 3,5  $\mu$ –6,2  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 2,6  $\mu$ –4,4  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,6  $\mu$ –3,2  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,62–1,90; Exzentrizität: 1,25–1,38.

Ordnung EIFFELLITHALES ROOD, HAY & BARNARD, 1971

Familie STEPHANOLITHACEAE BLACK, 1968, sensu BLACK, 1973

Typus-Gattung: *Stephanolithion* DEFLANDRE, 1939, C. R. Acad. Sc. (Paris) 208: S. 1331–1333.

Bemerkungen: Im Einklang mit BLACKs Diagnose (1973, S. 92) stellen wir alle Formen mit einer zylindrischen, elliptischen oder polygonalen distalen Randscheibe, deren Elemente keine deutliche Imbrikation zeigen (wie es bei den Familien Crepidolithaceae BLACK, 1971, Zygolithaceae NOËL ex BLACK, 1968, und anderen der Fall ist), Formen deren offenes Zentralfeld von einem Netzwerk radial oder in anderer Weise angeordneter Balken überzogen wird und die eine proximale Scheibe aus flachliegenden Elementen auf-

weisen zur Familie Stephanolithiaceae BLACK, 1968. Ein Zentralfortsatz und laterale Fortsätze können vorhanden sein.

Gattung *Stephanolithion* DEFLANDRE, 1939

Typus-Art: *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939, C. R. Acad. Sc. (Paris) 208: S. 1332, Textfig. 1–14.

*Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939

(Abb. 30; Taf. 10, Fig. 1–6)

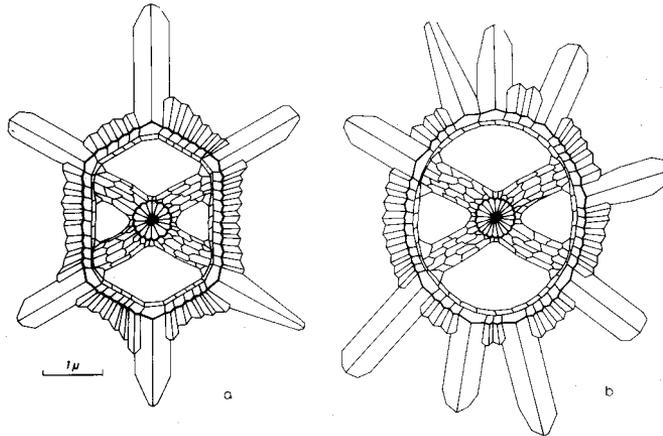


Abb. 30: *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939. Schematische Zeichnungen der distalen Seite. a) Exemplar mit sechseckigem Umriss und 6 Lateralfortsätzen. b) Exemplar mit elliptischem Umriss und 9 Lateralfortsätzen.

- 1939 *Stephanolithion bigoti* n. sp. – DEFLANDRE, S. 1332, Textfig. 1–14.  
 1952 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – DEFLANDRE, in GRASSÉ, Fig. 361A–E.  
 1952 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – DEFLANDRE, in PIVETEAU, Fig. 36–38.  
 1955 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – DEFLANDRE & FERT, S. 146, Taf. 15, Fig. 1–6.  
 1957 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – NOËL, S. 316, Taf. 2, Fig. 1, 2.  
 1963 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – STRADNER, S. 9, Taf. 4, Fig. 2, 2a–2c.  
 1965a *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – NOËL, S. 5, Textfig. 9–14.  
 1965b *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – NOËL, S. 78, Textfig. 9–14; Taf. 5, Fig. 1–4, 5 (?), 6 (?), 7–10.  
 1968 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – BLACK, S. 807, Taf. 152, Fig. 1.  
 1968 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – LEZAUD, S. 16, Taf. 1, Fig. 1, 2.  
 1971 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – MEDD, S. 827, Taf. 2, Fig. 6 (?); Taf. 3, Fig. 5, 6 (?).  
 1971 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 260, Taf. 2, Fig. 8.  
 1971 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – REINHARDT, S. 27, Bild 18, 19.  
 1972 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – ROOD & BARNARD, S. 329, Taf. 1, Fig. 5, 11.  
 1972 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – WILCOXON, S. 432, Taf. 3, Fig. 2.  
 1973 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – NOËL, S. 109, Taf. 5, Fig. 1–4.  
 1973 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – BLACK, S. 92, Textfig. 44.  
 1974 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 6; Taf. 6, Fig. 5.  
 1976 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – MOSHKOVITZ & EHRlich, S. 9, Taf. 2, Fig. 1, 2, 3 (?), 4 (?), 5, 6, 7 (?), 8 (?).  
 1976 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – KEUPP, S. 372, Abb. 18 (?), 19 (?), 22.  
 1976 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – WISE & WIND, Taf. 79, Fig. 1–3.  
 1976 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – THIERSTEIN, Taf. 2, Fig. 19.

1977 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – KEUPP, S. 52, Taf. 2 (= Taf. 1), Fig. 3 (?); Taf. 17, Fig. 3 (?), 4 (?), 5, 6; Taf. 18, Fig. 1, 2 (?), 3, 4 (?), 5 (?), 6 (?).

1978 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 – HAMILTON, S. 33, Taf. 1, Fig. 11.

1979 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 *bigoti* ssp. n. – MEDD, S. 50, Taf. 4, Fig. 5.

?1979 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 *maximum* ssp. n. – MEDD, S. 51, Taf. 4, Fig. 5, 6.

**Bemerkungen:** Proximal besteht diese Art aus 32 bis 40 geraden, radial angeordneten Elementen. Die 40 bis 48 Elemente der distalen Scheibe sind senkrecht angeordnet und umrahmen ein großes Zentralfeld. Mindestens 6 bis max. 9 der distalen Elemente sind extrem vergrößert und bilden laterale Fortsätze, die den Coccolithen weit überragen. Das Zentralfeld wird von einem schräg zu den Ellipsenachsen liegenden Balkenkreuz überbrückt. Ein solider Zentralfortsatz ist zumindest im Ansatz vorhanden.

Unter den vorliegenden Formen lassen sich zwei unterschiedliche Ausbildungen feststellen. Die eine ist nahezu sechseckig im Umriß und besitzt 6 bis max. 7 laterale Fortsätze. Die andere mit elliptischem Umriß zeigt dagegen 8 bis max. 9 laterale Fortsätze. Zwischen diesen beiden Extremformen gibt es alle Übergänge, so daß uns eine Aufspaltung in zwei Arten nicht sinnvoll erschiene.

Da die unterschiedliche Anzahl und Anordnung der Balken im Zentralfeld artspezifisch sind, können Seitenansichten und schlecht erhaltene Exemplare nicht mehr eindeutig einer bestimmten Art zugewiesen werden.

Vorkommen: Callovien – Kimmeridge (Tithon?).

Coccolithen-Länge ohne Lateralfortsätze: 3,2  $\mu$ –5,2  $\mu$ .

Coccolithen-Breite ohne Lateralfortsätze: 2,4  $\mu$ –3,8  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 2,3  $\mu$ –3,6  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,8  $\mu$ –2,8  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,37–1,44.

Exzentrizität: 1,14 (elliptische Form) – 1,38 (hexagonale Form).

Länge der Lateralfortsätze: max. 2,4  $\mu$ .

### *Stephanolithion hexum* ROOD & BARNARD, 1972

(Abb. 31; Taf. 10, Fig. 7–9)

1972 *Stephanolithion hexum* n. sp. – ROOD & BARNARD, S. 329, Textfig. 1; Taf. 1, Fig. 3, 4, 9, 10.

1973 *Stephanolithion hexum* ROOD & BARNARD, 1972 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 376.

1974 *Stephanolithion hexum* ROOD & BARNARD, 1972 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 1; Taf. 5, Fig. 12.

1976 *Stephanolithion hexum* ROOD & BARNARD, 1972 – MOSHKOVITZ & EHRlich, S. 10, Taf. 2, Fig. 11.

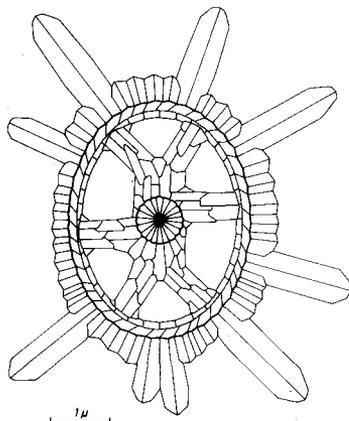


Abb. 31: *Stephanolithion hexum* ROOD & BARNARD, 1972. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Im Gegensatz zu *Stephanolithion bigoti* besitzt *Stephanolithion hexum* im Zentralfeld 6 Balken, die von einem kurzen, parallel zur langen Ellipsenachse verlaufenden Hauptbalken ausgehen. Die Anzahl der Lateralfortsätze ist 8 bis 10. Der Umriß ist deutlich elliptisch mit größerer Exzentrizität als bei *Stephanolithion bigoti*. Bei allen Formen ist ein solcher Zentralfortsatz zumindest im Ansatz vorhanden.

Vorkommen: Unteres bis mittleres Callovien.

Coccolithen-Länge ohne Lateralfortsätze: 4,2  $\mu$ –5,2  $\mu$ .

Coccolithen-Breite ohne Lateralfortsätze: 3,2  $\mu$ –3,9  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 3,2  $\mu$ –4,0  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 2,1  $\mu$ –2,9  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,25–1,35; Exzentrizität: 1,3–1,5.

Länge der Lateralfortsätze: max. 2,0  $\mu$ .

Gattung *Corollithion* STRADNER, 1961, sensu BLACK, 1973

Typus-Art: *Corollithion exiguum* STRADNER, 1961, Erdoel-Zeitschr. 77/3: S. 83, Abb. 58–61.

Bemerkungen: Von STRADNER, 1961, wurde die Gattung *Corollithion* entsprechend der damals einzigen Art *Corollithion exiguum* beschrieben. Demnach umfaßte die Gattung „flache, radiäre Kalkkörperchen von sechseckigem Umriß mit sechs in Richtung der Diagonalen gelegenen Durchbrechungen. Der nabenartige Mittelteil, von dem die Speichen ausgehen, trägt einen in Richtung der Hauptachse distal abstehenden kurzen Stiel. Der Rand des Kalkkörperchens ist geneigt, so daß der proximale Durchmesser kleiner ist als der distale“.

Diese Definition wurde von REINHARDT, 1970, wie folgt erweitert: „In Distalansicht eine hexagonale, rhombische bis elliptische oder fast runde Randscheibe aus radial angeordneten, nebeneinanderliegenden Randblättchen, z. T. ein zweiter innerer Element-Zyklus, ein Zentralfeld, das von radialen Speichen überspannt wird und z. T. ein Zentralfortsatz.“ Trotz dieser Diagnose stellt REINHARDT auch die Arten *Zygothitus delftensis* STRADNER & ADAMIKER, 1966, und *Zygothitus rhombicus* STRADNER & ADAMIKER, 1966, zu *Corollithion*, obwohl diese beiden Arten keine „radialen Speichen“ im Zentralfeld aufweisen.

Wir schließen uns daher der Diagnose von BLACK, 1973, S. 92, an, der die Gattung *Corollithion* als „coccoliths consisting of a circular, elliptical or polygonal ring with simple radial spokes internally and no external spines“ beschreibt und nur Arten mit radialen Balken in dieser Gattung vereint.

REINHARDTs und BLACKs Diagnosen schließen auch Gattungen wie *Diadorhombus* WORSLEY, 1971, und *Rotelapillus* NOËL, 1973, ein und machen diese überflüssig.

*Corollithion asymmetricum* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Taf. 11, Fig. 3)

1971 *Diadozygus asymmetricum* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 255, Taf. 1, Fig. 7.

1972 *Diadozygus asymmetricum* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD & BARNARD, S. 336, Textfig. 2; Taf. 2, Fig. 2, 3.

1974 *Diadozygus asymmetricum* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 12; Taf. 5, Fig. 11.

Bemerkungen: Der äußere Umriß ist im wesentlichen elliptisch, aber mit kleinen Unregelmäßigkeiten, die dieser Art sogar einen schwach rhombischen Umriß geben können. Die 8 Balken sind im offenen Zentralfeld nicht radial angeordnet. Mindestens 2 Balken befinden sich außerhalb der radiären Symmetrie und auch die weitere Konfiguration der Balken zeigt schon Anklänge an die um 180 Grad gedrehte Symmetrie der Gattung *Rhom-*

*bolithion* BLACK, 1973. Auch diese Form ist sehr selten und wurde in unserem Material nur einmal gefunden.

Vorkommen : Unterstes – mittleres Oxford.

Coccolithen-Länge : 3,3  $\mu$ –3,5  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 2,5  $\mu$ –2,7  $\mu$ .

*Corollithion fragilis* (ROOD & BARNARD, 1972) WIND & WISE, 1976

(Taf. 11, Fig. 1)

1972 *Actinozygus fragilis* n. sp. – ROOD & BARNARD, S. 334, Taf. 2, Fig. 9.

1976 *Corollithion fragilis* (ROOD & BARNARD, 1972) n. comb. – WIND & WISE, in WISE & WIND (partim), S. 299, Taf. 60, Fig. 6, 7; Taf. 61, Fig. 2 [non Taf. 60, Fig. 5].

1979 *Actinozygus fragilis* ROOD & BARNARD, 1972 – MEDD, S. 43, Taf. 3, Fig. 6.

Bemerkungen : Diese sehr seltene Form ist in Größe und Umriß *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) MANIVIT, 1971, sehr ähnlich und unterscheidet sich von dieser Art durch die Anwesenheit von 8 – statt 6 – radialen Balken im Zentralfeld. Auch hier ist ein kurzer, solider Zentralfortsatz zu beobachten.

Vorkommen : Oberstes Callovien (?) – unteres Oxford.

Coccolithen-Länge : 2,8  $\mu$ –3,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 1,8  $\mu$ –2,2  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 1,9  $\mu$ –2,3  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 1,2  $\mu$ –1,4  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,20–1,40; Exzentrizität : 1,30–1,45.

*Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) MANIVIT, 1971

(Abb. 32; Taf. 10, Fig. 11, 12)

1957 *Discolithus geometricus* n. sp. – GÓRKA, S. 259, 279; Taf. 4, Fig. 8.

1967 *Corollithion derosus* n. sp. – LYUL'eva, S. 97, Taf. 4, Fig. 42, 42a.

1968 *Zycolithus geometricus* (GÓRKA, 1957) n. comb. – STRADNER, in STRADNER, ADAMIKER & MARESCH, S. 40, Taf. 36; Taf. 37, Fig. 1–4.

1969 *Zycolithus sexiradiatus* n. sp. – PIENAAR, S. 116, Taf. 4, Fig. 9; Taf. 10, Fig. 9.

1969 *Corollithion ellipticum* n. sp. – BUKRY, S. 40, Taf. 18, Fig. 10, 11.

1970 *Corollithion ellipticum* BUKRY, 1969 – REINHARDT, S. 43, Bild 2, Taf. 1, Fig. 1–3.

1970 *Neococcolithus geometricus* (GÓRKA, 1957) n. comb. – HOFFMANN, S. 182, Taf. 2, Fig. 5–6; Taf. 3, Fig. 6; Taf. 5, Fig. 5.

1971 *Ellipsochastus hexserratus* n. sp. – WORSLEY, S. 1308, Taf. 1, Fig. 24–26.

1971 *Actinozygus geometricus* (GÓRKA, 1957) n. comb. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 254, Taf. 1, Fig. 6.

1971 *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) n. comb. – MANIVIT, S. 109, Taf. 5, Fig. 4, 5.

1971 *Zycolithus* cf. *geometricus* (GÓRKA) – MEDD, S. 825, Taf. 1, Fig. 6; Taf. 3, Fig. 3 (?), 4.

1972 *Corollithion ellipticum* BUKRY, 1969 – THIERSTEIN, S. 480, Taf. 7, Fig. 6.

1972 *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) n. comb. – HOFFMANN, S. 50, Taf. 7, Fig. 5–8.

1972 *Actinozygus geometricus* (GÓRKA, 1957) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD & BARNARD, S. 333, Textfig. 2; Taf. 2, Fig. 8.

1972 *Zycolithus geometricus* (GÓRKA, 1957) STRADNER, 1968 – WILCOXON, S. 432, Taf. 10, Fig. 5, 6.

1973 *Actinozygus geometricus* (GÓRKA, 1957) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – NOËL, S. 102, Fig. 2B; Taf. 3, Fig. 4.

1973 *Corollithion ellipticum* BUKRY, 1969 – BLACK, S. 93, Taf. 30, Fig. 1.

1973 *Corollithion ellipticum* BUKRY, 1969 – THIERSTEIN, S. 43, Taf. 1, Fig. 20.

1974 *Actinozygus geometricus* (GÓRKA, 1957) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 7; Taf. 6, Fig. 6.

1976 *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) MANIVIT, 1971 – HILL, S. 130, Taf. 4, Fig. 19, 20; Taf. 13, Fig. 20.

1976 *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) MANIVIT, 1971 – WISE & WIND, Taf. 60, Fig. 3, 4 (?).

1976 *Corollithion ellipticum* BUKRY, 1969 – WISE & WIND, Taf. 89, Fig. 9 (?).

1979 *Actinozygus geometricus* (GÓRKA, 1957) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEDD, S. 42, Taf. 3, Fig. 1, 2, 3 (?).

Bemerkungen: Das Zentralfeld der meist schlankelliptischen Formen wird vom Zentrum aus von 6 radialen Balken überspannt. Dabei bleiben 6 Perforationen frei, von denen die beiden größten an den Ellipsenscheiteln liegen. Das Zentrum trägt einen kurzen, soliden Zentralfortsatz.

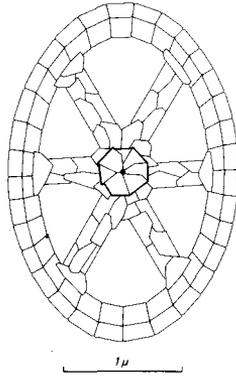


Abb. 32: *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) MANIVIT, 1971. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Formen, bei denen der Zentralfortsatz abgebrochen ist, zeigen im Lichtmikroskop ein Bild, wie es von GÓRKA, 1957, in Fig. 8, Taf. 4, schematisch dargestellt wurde.

Vorkommen: Unterstes Oxford – Maastricht.

Coccolithen-Länge: 2,8 µ–3,1 µ; Coccolithen-Breite: 1,9 µ–2,1 µ.

Zentralfeld-Länge: 1,9 µ–2,4 µ; Zentralfeld-Breite: 1,2 µ–1,4 µ.

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,20–1,40; Exzentrizität: 1,30–1,45.

*Corollithion radians* (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Taf. 11, Fig. 2)

1973–05–30 *Rotelapillus radians* n. sp. – NOËL, S. 107, Fig. 2E (?), 5; Taf. 4, Fig. 1–3.

‡1973–11–15 *Corollithion fractum* n. sp. – BLACK, S. 94, Taf. 29, Fig. 13–15.

1978 *Corollithion rhombicum* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) BUKRY, 1969 – NOËL & MELGUEN, Taf. 3, Fig. 2.

Bemerkungen: Die nahezu kreisrunde, aber im Umriß nicht ganz regelmäßige Form weist in ihrem großen und offenen Zentralfeld meist 8 radiale Balken auf. Sie treffen sich im Zentrum, von dem aus sich, zumindest im Ansatz, ein kurzer, solider Zentralfortsatz erhebt. Fig. 2 (unten), Taf. 4 von NOËL zeigt ein Exemplar mit 9 radialen Balken.

Diese Art ist *Cylindralithus laffitei* (NOËL, 1957) BLACK, 1973, sehr ähnlich. Es fehlen aber die lateralen Auswüchse der distalen Elemente und die proximale Scheibe überragt die distale kaum. Nur ein Exemplar konnte in unserem Material gefunden werden.

Vorkommen: Unterstes Oxford – Kimmeridge.

Größter Durchmesser: 3,0 µ–3,2 µ.

*Corollithion scutulatum* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Abb. 33; Taf. 10, Fig. 10)

1971-05-31 *Zycolithus scutulatus* n. sp. – MEDD, Proc. II. Planktonic Confer, Roma 1970: S. 826, Taf. 3, Fig. 1, 2.

1971-09-03 *Diadorbomus minutus* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, Eclogae geol. Helv. 64/2: S. 258, Taf. 2, Fig. 6.

1972 *Diadorbomus minutus* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD & BARNARD, S. 337, Taf. 2, Fig. 10.

1972 *Corollithion* sp. – WILCOXON, Taf. 12, Fig. 1.

non 1979 *Diadorbomus scutulatus* (MEDD, 1971) n. comb. – MEDD, S. 50. Taf. 4, Fig. 1.

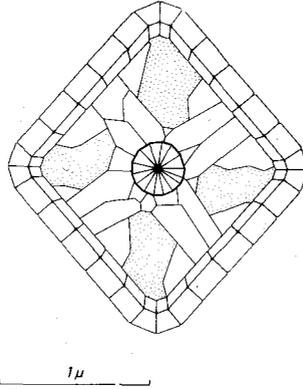


Abb. 33: *Corollithion scutulatum* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILI, n. comb. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Eine sehr kleine, rhombische Form mit 4 radialen Balken im Zentralfeld und einem kurzen, soliden Zentralfortsatz. Die radialen Balken sind nicht parallel zu den Seiten des Rhombus, sondern sind geringfügig im oder gegen den UZS verdreht. Zusätzliche flache Elemente verbinden die Balken mit den Elementen der proximalen Scheibe. Es könnten aber auch die Reste einer Basisplatte sein. In diesem Fall müßte diese Form einer anderen Familie zugeordnet werden, da bei der Familie Stephanolithiaceae das Zentralfeld zwischen den einzelnen Balken offen ist.

*Zycolithus scutulatus* MEDD, 1971, wurde früher veröffentlicht als *Diadorbomus minutus* ROOD, HAY & BARNARD, 1971. *Diadorbomus scutulatus* (MEDD, 1971) MEDD, 1979 (?), zeigt einen überwiegend elliptischen Umriss.

Vorkommen: Unterstes Oxford.

Coccolithen-Länge: 2,2 µ; Coccolithen-Breite: 2,0 µ.

Zentralfeld-Länge: 1,3 µ; Zentralfeld-Breite: 1,2 µ.

Gattung *Rhombolithion* BLACK, 1973

Typus-Art: *Zycolithus rhombicus* STRADNER & ADAMIKER, 1966, Erdoel-Erdgas-Ztschr. 82: S. 339, Abb. 5-7; Taf. 2, Fig. 1 = *Rhombolithion rhombicum* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) BLACK, 1973, Palaeontogr. Soc. [Monogr.], 127: S. 97, Taf. 30, Fig. 2-4.

Bemerkungen: Es ist sehr schwierig, ein Ordnungsprinzip für die Formen zu finden, die wir in dieser Arbeit zur Familie Stephanolithiaceae BLACK, 1968, stellen. Die Gattung *Stephanolithion* DEFLANDRE, 1939, ist durch die lateralen Stacheln – verlängerte Elemente der proximalen Scheibe – charakterisiert und ausreichend von anderen Gattungen differenziert.

Es unterscheidet sich auch die Gattung *Cylindralithus* BRAMLETTE & MARTINI, 1964, von anderen Gattungen durch die lateral verlängerte proximale Scheibe und durch den hohen Zylinder des distalen Teiles, dessen Elemente gelegentlich laterale Fortsätze bilden wie bei *Cylindralithus laffitei* (NOËL, 1957) BLACK, 1973. Die verbleibenden Formen zeigen die verschiedensten Umrisse und Zentralfeldstrukturen. Systeme, die nur den äußeren Umriß als Ordnungsprinzip anwenden (wie bei *Diadorbombus* WORSLEY, 1971, und *Truncatoscapbus* ROOD, HAY & BARNARD, 1971), müssen scheitern, weil der äußere Umriß bei den vorliegenden Formen sicherlich kein gattungsspezifisches Merkmal darstellt. Da nahezu alle Arten einen kurzen, soliden Zentralfortsatz tragen, steht auch dieses Unterscheidungsmerkmal nicht zur Verfügung, wenn es überhaupt als gattungstrennend zu betrachten ist.

Dagegen sind wir aber der Ansicht, daß den Unterschieden in den Symmetriearten im Bereich des Zentralfeldes große systematische Bedeutung zukommt. Auf diese Weise können 4 weitere Gattungen der Familie Stephanolithiaceae definiert werden. Die Gattung *Corollithion* STRADNER, 1961, sensu BLACK, 1973, ist durch radiär im Zentralfeld angeordnete Balken charakterisiert. Bei der Gattung *Stradnerlithus* BLACK, 1971, sind die Balken spiegelbildlich beiderseits eines parallel zur langen Ellipsenachse verlaufenden Hauptbalkens angeordnet. Die Gattung *Rhombolithion* BLACK, 1973, umfaßt Formen mit einem zentralen Balken, der ebenfalls parallel zur langen Ellipsenachse liegt, aber die Enden der Ellipse nicht erreicht, so daß an jeder der beiden Ellipsenscheiteln eine Perforation frei bleibt. Die Lateralbalken gehen vom Hauptbalken aus und sind, wenn man eine Zentralfeld-Hälfte um 180 Grad dreht, deckungsgleich. Bei der Gattung *Thurmannolithion* GRÜN & ZWEILI, n. gen. bildet das Balkenkreuz die Symmetrieachsen eines doppelten Symmetriesystems.

*Rhombolithion bifurcatum* (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Abb. 34; Taf. 11, Fig. 4)

1973 *Stradnerlithus bifurcatus* n. sp. – NOËL, S. 105, Fig. 3A, 4; Taf. 2, Fig. 7, 8.

1979 *Stradnerlithus bifurcatus* NOËL, 1973 – MEDD, S. 48, Taf. 3, Fig. 4.

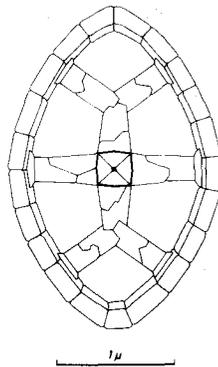


Abb. 34: *Rhombolithion bifurcatum* (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILI, n. comb. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Durch die beiden Perforationen an den Ellipsenscheiteln ist die Zugehörigkeit zur Gattung *Rhombolithion* BLACK, 1973, gegeben.

Vorkommen: Unteres Oxford – oberes Kimmeridge.

Coccolithen-Länge: 2,75 µ; Coccolithen-Breite: 1,75 µ.

### Gattung *Stradnerlithus* BLACK, 1971

Typus-Art: *Stradnerlithus comptus* BLACK, 1971, Proc. Yorkshire Geol. Soc. 38/3: S. 415, Taf. 31, Fig. 10.

Bemerkungen: Elliptische bis längliche Formen mit einem Hauptbalken im Zentralfeld, der parallel zur langen Ellipsenachse liegt und an beiden Enden bis zur Randscheibe reicht. Die Lateralbalken gehen vom Hauptbalken aus und sind in den beiden Zentralfeld-Hälften bezüglich des Hauptbalkens symmetrisch angeordnet.

#### *Stradnerlithus comptus* BLACK, 1971

(Taf. 11, Fig. 6; Taf. 12, Fig. 1)

1971-07-02 *Stradnerlithus comptus* n. sp. – BLACK, S. 415, Taf. 31, Fig. 10.

1971-09-03 *Diadozygus dorsetense* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 257, Taf. 2, Fig. 2, 3.

1972 *Diadozygus dorsetense* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD & BARNARD, S. 336, Taf. 2, Fig. 5.

1973 *Stradnerlithus comptus* BLACK, 1971 – NOËL, S. 105, Fig. 2C; Taf. 3, Fig. 5.

1974 *Diadozygus dorsetense* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – BARNARD & HAY, Taf. 3, Fig. 11; Taf. 6, Fig. 10.

1979 *Stradnerlithus comptus* BLACK, 1971 – MEDD, S. 49, Taf. 3, Fig. 7, 8.

Bemerkungen: Die im Umriß schlankelliptische Art besitzt im Zentralfeld 12 Lateralbalken, die von einem zur langen Ellipsenachse parallelen Hauptbalken ausgehen. Ein kurzer Zentralfortsatz ist im Ansatz vorhanden.

Vorkommen: Unteres Oxford – Kimmeridge.

Coccolithen-Länge: 2,8  $\mu$ –3,7  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 1,7  $\mu$ –2,4  $\mu$ .

Exzentrizität: 1,50–1,87.

#### *Stradnerlithus pauciramosus* BLACK, 1973

(Abb. 35; Taf. 11, Fig. 5)

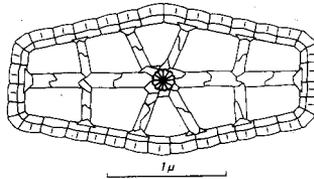


Abb. 35: *Stradnerlithus pauciramosus* BLACK, 1973. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

1971 *Stradnerlithus delffensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) n. comb. – BLACK, S. 415, Taf. 31, Fig. 11.

1971 *Truncatoscapus delffensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) n. comb. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 257, Taf. 2, Fig. 4, 5.

1972 *Truncatoscapus delffensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD & BARNARD, S. 338, Textfig. 2.

1973 *Stradnerlithus pauciramosus* n. sp. – BLACK, S. 98, Textfig. 47.

1979 *Stradnerlithus pauciramosus* BLACK, 1973 – MEDD, S. 49, Taf. 3, Fig. 9.

Bemerkungen: Die langgestreckte, sub-hexagonale Form besitzt insgesamt 8 Lateralbalken, die von einem Hauptbalken ausgehen. Bei *Stradnerlithus delffensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) BLACK, 1971, treten an Stelle der einfachen Lateralbalken doppelte auf.

Die von NOËL, 1973 (S. 108, Fig. 2D, 6; Taf. 4, Fig. 4–6) unter dem Namen *Truncatoscaphus delftensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) ROOD, HAY & BARNARD, 1971, abgebildeten Formen weisen insgesamt 12 einfache Lateralbalken auf. Sie entsprechen damit weder *Stradnerlithus pauciramosus* BLACK, 1973, noch *Stradnerlithus delftensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) BLACK, 1971, und müßten somit einer eigenen, neuen Art zugewiesen werden (siehe Abb. 36).

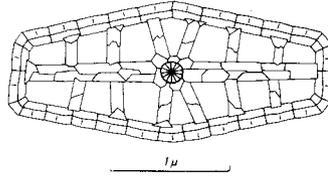


Abb. 36: *Stradnerlithus* sp. [= *Truncatoscaphus delftensis* (STRADNER & ADAMIKER, 1966) ROOD, HAY & BARNARD, 1971, sensu NOËL, 1973, S. 108. Non *Zycolithus delftensis* STRADNER & ADAMIKER, 1966, S. 388]. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Vorkommen: Unteres Oxford – Hauterivien.

Coccolithen-Länge: 2,6 µ–3,0 µ; Coccolithen-Breite: 1,3 µ–1,6 µ.

Gattung *Thurmannolithion* GRÜN & ZWEILI, n. gen.

Typus-Art: *Thurmannolithion clatratum* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

Diagnose: Stephanolithiaceae mit einem parallel zu den Ellipsenachsen liegenden Balkenkreuz im Zentralfeld. Die Quadranten zwischen den 4 Balken sind von Elementen erfüllt, die Perforationen unterschiedlicher Größe und Anordnung freilassen. Ein kurzer, solider Zentralfortsatz erhebt sich über dem Balkenkreuz.

Bemerkungen: Das Balkenkreuz im Zentralfeld bildet zwei um 90 Grad gedrehte Symmetrieachsen. Durch diese doppelte Symmetrie unterscheidet sich diese Gattung von anderen Gattungen mit einfacher Symmetrie wie z. B. *Rhombolithion* BLACK, 1973, und *Stradnerlithus* BLACK, 1971.

*Thurmannolithion clatratum* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 37; Taf. 11, Fig. 7–12)

Namengebung: Clatratus, lat. = vergittert. Wegen des Gitters in den 4 Quadranten des Zentralfeldes.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 909/4 und 5 (Taf. 11, Fig. 7, 8).

Stratum typicum: Renggeri-Tone, unteres Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Eine elliptische Form mit relativ großer Exzentrizität. Das Zentralfeld wird von einem parallel zu den Ellipsenachsen liegenden Balkenkreuz überbrückt. Die 4 Quadranten sind von einem Gitter aus senkrecht zueinander verlaufenden, dünnen Lateralbalken ausgefüllt. Ein solider Zentralfortsatz erhebt sich über dem Balkenkreuz.

Vorkommen : Unteres Callovien – unteres Oxford.

Coccolithen-Länge : 3,8  $\mu$ –6,7  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 2,7  $\mu$ –4,3  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 2,8  $\mu$ –4,9  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 1,9  $\mu$ –3,0  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,28–1,42; Exzentrizität : 1,38–1,62.

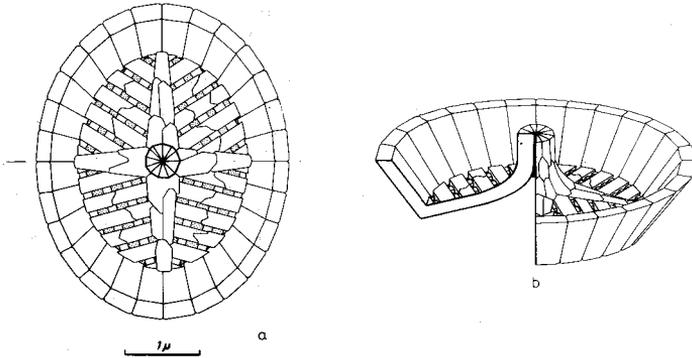


Abb. 37: *Thurmannolithion clatratum* GRÜN & ZWEILI, n. gen., n. sp. Schematische Zeichnungen. a) Distale Seite, b) Schrägansicht der distalen Seite.

#### Familie CALYCVLACEAE NOËL, 1973

Typus-Gattung: *Calyculus* NOËL, 1973, Bull. Mus. Nat. Hist. nat., 3<sup>e</sup> sér., 75: S. 115.

Bemerkungen : Diese Familie umfaßt Formen, die bis jetzt selten beschrieben wurden. Die wenigen abgebildeten Exemplare (NOËL, 1973; GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974; MEDD, 1979) lassen aber erkennen, daß es sich hier um eine sehr formenreiche Gruppe handeln dürfte. Das gemeinsame Merkmal aller bisher bekannten Arten (*Calyculus cribrum* NOËL, 1973; *Calyculus pugnatum* GRÜN & ZWEILI, 1974; *Proculithus expansus* MEDD, 1979; *Proculithus charlotteii* MEDD, 1979; *Proculithus fistulatus* MEDD, 1979) ist vor allem die äußere Gestalt, die als „Hut mit Krempe“ recht gut umschrieben werden kann. Die distale Randscheibe ist monozyklisch, die einzelnen Elemente sind L-förmig, ohne Überlappung nebeneinander angeordnet und stehen senkrecht bis leicht schräg. Die proximale Scheibe ist monozyklisch oder polyzyklisch ausgebildet. Die Anzahl der proximalen Scheiben-Zyklen betrachten wir als gattungsspezifisch. Auch die meist rechteckigen Elemente der proximalen Scheibe sind ohne Überlappung radial angeordnet. Zwischen den Elementen des proximalen Zyklus sind die Elemente der Siebplatte eingebunden. Die Siebplatte, ein Charakteristikum der Familie Calyculaceae, ist sehr unterschiedlich ausgebildet. Ein Zentralfortsatz wurde bisher nur bei einem Exemplar der Art *Calyculus cribrum* NOËL, 1973, (Taf. 12, Fig. 3) abgebildet.

Nach den bisher berichteten Vorkommen, scheint es sich nicht nur um eine seltene Familie zu handeln, sie dürfte auch auf den borealen Jura beschränkt sein.

1974 waren wir (GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 309) der Ansicht, daß die Einführung einer eigenen Familie Calyculaceae auf der Basis von nur 2 Arten nicht nötig sei und haben diese Familie als jüngeres Synonym der Familie Goniolithaceae DEFLANDRE, 1957, betrachtet. Mittlerweise sind wir von der Notwendigkeit überzeugt, eine eigene Familie für die beiden folgenden Gattungen aufzustellen.

Gattung *Calyculus* NOËL, 1973, emend. GRÜN & ZWEILI

Typus-Art: *Calyculus cribrum* NOËL, 1973, Bull. Mus. Nat. Hist. nat., 3<sup>e</sup> sér., 75: S. 116, Taf. 12, Fig. 1-5.

Bemerkungen: Die beiden einzigen bisher bekannten Gattungen der Familie Calyculaceae unterscheiden sich durch die Anzahl der Zyklen der proximalen Scheibe. Die proximale Scheibe der Gattung *Calyculus* ist monozyklisch.

*Calyculus elongatus* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Abb. 38; Taf. 12, Fig. 5-7)

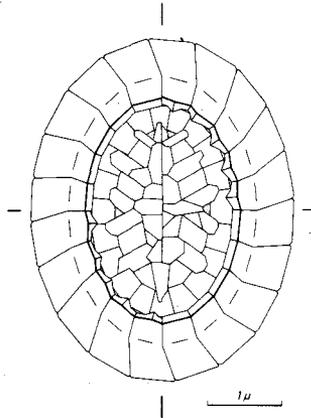


Abb. 38: *Calyculus elongatus* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der proximalen Seite. In den vier Quadranten sind verschiedene Ausbildungen im Proximalbereich dargestellt.

Namengebung: Wegen des länglichen Umrisses.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 902/11 (Taf. 12, Fig. 5).

Stratum typicum: Untere Renggeri-Tone, unterstes Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

Diagnose: Eine im Umriss elliptische Form mit einer monozyklischen distalen Scheibe aus 18 bis 22 Elementen. Die monozyklische proximale Scheibe besitzt ebenfalls 18 bis 22 rechteckige, radial angeordnete Elemente. Die Siebplatte besteht aus einem parallel zur langen Ellipsenachse liegenden Hauptbalken und 8 davon ausgehenden Lateralbalken.

Bemerkungen: Durch die Struktur der Siebplatte unterscheidet sich *Calyculus elongatus* GRÜN & ZWEILI, n. sp. von allen anderen bisher bekannten Arten der Gattung *Calyculus* NOËL, 1973.

Vorkommen: Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 4,0 µ-5,2 µ; Coccolithen-Breite: 3,1 µ-4,0 µ.

Exzentrizität: 1,28-1,35.

*Calyculus subcircularis* GRÜN & ZWEILI, n. sp.  
(Abb. 39; Taf. 12, Fig. 2-4)

Namengebung: Wegen des nahezu kreisrunden Umrisses.

Holotyp: Rasterelektronenmikrographie Nr. 902/1 und 2 (Taf. 12, Fig. 2, 3).

Stratum typicum: Untere Renggeri-Tone, unterstes Oxford.

Locus typicus: Tongrube bei Liesberg-Dorf.

Aufbewahrung: Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

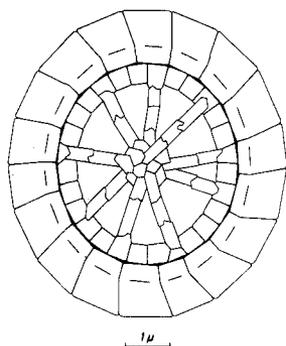


Abb. 39: *Calyculus subcircularis* GRÜN & ZWEILI, n. sp. Schematische Zeichnung der proximalen Seite.

Diagnose: Die im Umriss breitelliptischen, bis nahezu kreisrunden Exemplare führen in ihrer monozyklischen distalen Scheibe ungef. 18 Elemente. Die monozyklische proximale Scheibe besteht aus ungef. 28 flachen, rechteckigen und radial angeordneten Elementen. In die proximale Scheibe sind 8 bis 10 radiale Balken eingebunden, die die proximale Siebplatte bilden.

Bemerkungen: Vor allem durch die Elementanordnung im Bereich der Siebplatte unterscheiden sich die bisher bekannten Arten der Gattung *Calyculus*. Die Siebplatte von *Calyculus cribrum* NOËL, 1973, ist mit dem Zentralfeld von *Polyodorhabdus escaigi* NOËL, 1965, vergleichbar. *Calyculus pugnatum* GRÜN & ZWEILI, 1974, besitzt eine Siebplatte, die dem Zentralfeld von *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971, sehr ähnlich ist. Die radialen Balken, die die Siebplatte bei *Calyculus subcircularis* GRÜN & ZWEILI, n. sp. bilden, erinnern an *Cylindralithus laffittei* (NOËL, 1957) BLACK, 1973. Mit diesen Vergleichen sollen allerdings keine verwandtschaftlichen Beziehungen angedeutet werden.

Vorkommen: Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 6,7 µ–7,7 µ; Coccolithen-Breite: 5,8 µ–6,7 µ.

Coccolithen-Höhe: 1,70 µ–1,85 µ; Exzentrizität: 1,12–1,18.

*Calyculus* ? sp.  
(Taf. 12, Fig. 8)

Bemerkungen: Dieses Einzelexemplar besitzt eine distale Scheibe, deren Elemente lateral weit vorstehen. Die proximale Scheibe ist relativ klein und monozyklisch (?). Die Struktur der Siebplatte ist nicht zu erkennen.

Vorkommen: Unteres Oxford.

Durchmesser distal: 8,2 µ; Durchmesser proximal: 3,0 µ.

Gattung *Proculithus* MEDD, 1979

Typus-Art: *Proculithus fistulatus* MEDD, 1979 (ex PRINS, 1969, nom. nud.), *Eclogae geol. Helv.* 72/1: S. 54, Textfig. 3; Taf. 10, Fig. 8, 9.

Bemerkungen: Die beiden einzigen bisher bekannten Gattungen der Familie Calyculaceae NOËL, 1973, unterscheiden sich durch die Anzahl der Zyklen der proximalen Scheibe. Die proximale Scheibe der Gattung *Proculithus* MEDD, 1979, besteht aus 2 Zyklen.

*Proculithus expansus* MEDD, 1979

(Abb. 40; Taf. 12, Fig. 9–12; Taf. 13, Fig. 1, 2).

1979 *Proculithus expansus* n. sp. – MEDD, S. 56, Taf. 11, Fig. 1, 5, 6.

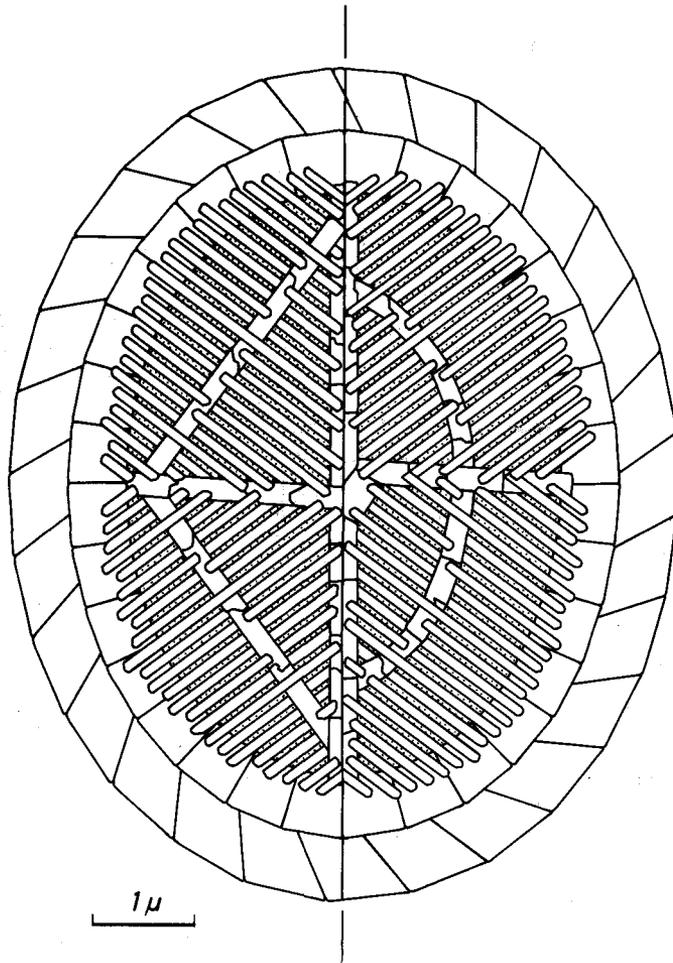


Abb. 40: *Proculithus expansus* MEDD, 1979. Schematische Zeichnung der proximalen Seite. In den beiden Hälften sind verschiedene Ausbildungen im Proximalbereich dargestellt.

Bemerkungen : Diese Art ist durch die filigrane Struktur der Siebplatte charakterisiert, wobei geringe Variationen in der Elementanordnung möglich sind. Die Anzahl der Elemente in den einzelnen Zyklen beträgt 28 bis 36.

Vorkommen : Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge : 7,1  $\mu$ –8,9  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 5,5  $\mu$ –7,0  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 4,4  $\mu$ –5,6  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 3,5  $\mu$ –4,1  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,54–1,62; Exzentrizität : 1,25–1,30.

### Familie CREPIDOLITHACEAE BLACK, 1971

Typus-Gattung: *Crepidolithus* NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont, sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 5.

### Gattung *Crepidolithus* NOËL, 1965a

Typus-Art: *Discolithus crassus* DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT, 1955, Ann. Paléontol. 40: S. 144, Textfig. 49; Taf. 15, Fig. 12, 13 = *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965a, Cahiers Micropaléont, sér. 1, no. 1. (Arch. Orig. Centre Document, C. N. R. S. 408): S. 5, Textfig. 17–21.

### *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965a

(Taf. 13, Fig. 3–5)

1955 *Discolithus crassus* n. sp. – DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT, S. 144, Textfig. 49; Taf. 15, Fig. 12, 13.

1961 *Discolithus crassus* DEFLANDRE, 1955 – STRADNER, S. 79, Fig. 16–18.

1963 *Discolithus crassus* DEFLANDRE, 1955 – STRADNER, S. 7, Taf. 2, Fig. 14.

1965a *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – NOËL, S. 5, Fig. 19–21.

1965b *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – NOËL, S. 85, Textfig. 17–21; Taf. 2, Fig. 3–7; Taf. 3, Fig. 1–5.

1968 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – LEZAUD, S. 15, Taf. 1, Fig. 17.

1969 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – PRINS, S. 551, Taf. 1, Fig. 5A–5C.

1970 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – REINHARDT, S. 45, Bilder 6, 7, 8.

non 1971 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 259, Taf. 2, Fig. 7.

1974 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – GRÜN, PRINS & ZWEILL, S. 310, Abb. 20, Fig. 1–3. non 1974 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 11; Taf. 4, Fig. 11.

1976 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – MOSHKOVITZ & EHRlich, S. 51, Taf. 1, Fig. 1–6.

1977 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – HAMILTON, S. 586, Taf. 3, Fig. 11.

? 1979 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – MEDD, S. 54, Taf. 1, Fig. 7, 8.

Bemerkungen : Die proximale Membran ist, bedingt durch den Erhaltungszustand, im vorliegenden Material bei keinem Exemplar zu sehen. Wie auch schon im Lias epsilon (GRÜN, PRINS & ZWEILL, 1974, S. 310) treten an der Dogger-Malm-Grenze eng- und weitlumige Formen gleich häufig auf.

Exemplare mit einem wesentlich weiteren, proximal von einer perforierten Membran verschlossenem Zentralfeld zählen wir zu *Crepidolithus perforatus* (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILL, n. comb.

Vorkommen : Oberes Sinemurien – oberes Kimmeridgien.

Länge : 6  $\mu$ –13  $\mu$ ; Breite : 3,5  $\mu$ –9  $\mu$ ; Höhe : 3,5  $\mu$ –6  $\mu$ .

### *Crepidolithus perforatus* (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILL, n. comb.

(Taf. 13, Fig. 6–9)

1971 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 259, Taf. 2, Fig. 7.

1974 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 11; Taf. 4, Fig. 11.

1979 *Millbrookia perforata* n. sp. – MEDD, S. 57, Taf. 11, Fig. 2, 3, 4 (?).

Bemerkungen: *Millbrookia perforata*, die Typus-Art der Gattung *Millbrookia* MEDD, 1979 zeigt keine wesentlichen Unterschiede zur Gattung *Crepidolithus* NOËL, 1965. Andererseits weist *Millbrookia virgata* MEDD, 1979 (S. 57, Taf. 11, Fig. 7, 8), große Ähnlichkeiten zu *Corollithion silvaradion* FILEWICZ, WIND & WISE, in WISE & WIND (S. 310, Taf. 62, Fig. 2–6; Taf. 63, Fig. 5, 6) auf. Die Einführung der Gattung *Millbrookia* erscheint uns daher nicht sehr zwingend.

Vorkommen: Oberes Callovien – oberes Oxford.

Coccolithen-Länge: 4,5  $\mu$ –6,4  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 2,8  $\mu$ –4,8  $\mu$ .

Exzentrizität: 1,25–1,65.

### Gattung *Parhabdolithus* DEFLANDRE, 1952

Typus-Art: *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, in GRASSÉ, 1952, *Traité de Zoologie* L/1: S. 460, Fig. 362 J–M.

#### *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952

(Taf. 13, Fig. 10)

1952 *Parhabdolithus liasicus* n. sp. – DEFLANDRE, in GRASSÉ, S. 460, 466, Fig. 362 J–M.

1955 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – DEFLANDRE & FERT, S. 162, Textfig. 104–108; Taf. 15, Fig. 28–31.

1957 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – NOËL, S. 326, Taf. 4, Fig. 30.

? 1963 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – STRADNER, S. 8, Taf. 2, Fig. 13, 13a, b.

1965b *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – NOËL, S. 92, Textfig. 22a–e; Taf. 3, Fig. 7; Taf. 4, Fig. 3, 4, 7.

1969 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – PRINS, Taf. 2, Fig. 4A, B.

1969 *Parhabdolithus longispinus* – PRINS, Taf. 2, Fig. 5 [jungültig nach ICBN Art. 32/1].

1973 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 372, Taf. 2, Fig. 1.

1974 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 9; Taf. 4, Fig. 9.

1977 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – HAMILTON, S. 587, Taf. 4, Fig. 7, 8.

1979 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 – MEDD, S. 44.

1979 *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 – MEDD, S. 44, Taf. 1, Fig. 10.

Bemerkungen: Es ist kaum möglich, eine Grenze zwischen *Parhabdolithus liasicus* und *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955, zu ziehen. *Parhabdolithus liasicus* ist durch einen langen, dünnen Zentralfortsatz charakterisiert. *Parhabdolithus marthae* durch einen kurzen und dicken Zentralfortsatz. Zwischen diesen beiden Formen gibt es alle Übergänge und darüber hinaus noch zahlreiche Variationen im Bereich der Basis, vor allem, was den Zwischenraum zwischen Zentralfortsatz und distaler Scheibe betrifft. Wir sind der Ansicht, daß die Einführung neuer Arten in diesem Fall keine Lösung bringt, solange keine eindeutigen, artunterscheidenden Merkmale vorliegen. Aus diesem Grunde behalten wir nur die beiden von DEFLANDRE 1952 und 1955 aufgestellten Arten *Parhabdolithus liasicus* und *Parhabdolithus marthae* bei.

Vorkommen: Mittlerer Lias (*bucklandi*-Zone) – oberer Lias (*margaritatus*-Zone) – unteres Oxford (Renggeri-Tone) – unteres Kimmeridge (*mutabilis*-Zone). Im Dogger und Malm möglicherweise umgelagert.

Gesamthöhe: max. 15  $\mu$ ; Basis-Länge: 3,5  $\mu$ –5,8  $\mu$ ; Basis-Breite: 3,0  $\mu$ –5,0  $\mu$ .

#### *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955

(Taf. 13, Fig. 11, 12)

1955 *Parhabdolithus marthae* n. sp. – DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT (partim), S. 163, Textfig. 101, 102; Taf. 15, Fig. 22, 23 [non Textfig. 103].

? 1965b *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 – NOËL, S. 93, Textfig. 23a–e; Taf. 3, Fig. 6; Taf. 4, Fig. 6.

1965b *Parhabdolithus robustus* n. sp. – NOËL, S. 95, Textfig. 24; Taf. 4, Fig. 1, 2.

1973 *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 373, Taf. 2, Fig. 2.

1974 *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 – BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 12; Taf. 4, Fig. 12

1977 *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 – HAMILTON, S. 587, Taf. 1, Fig. 10; Taf. 4, Fig. 6.  
non 1979 *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 – MEDD, S. 44, Taf. 1, Fig. 10 [= *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952].

Bemerkungen: Siehe Bemerkungen zu *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952.

Vorkommen: Sinemurien – Oxford.

Basis-Länge: 3,8  $\mu$ –6,0  $\mu$ ; Basis-Breite: 3,0  $\mu$ –5,0  $\mu$ .

Gesamthöhe: 5,3  $\mu$ –10  $\mu$ .

*Parhabdolithus pseudobelgicus* MEDD, 1979

(Taf. 14, Fig. 1)

1979 *Parhabdolithus pseudobelgicus* n. sp. – MEDD, S. 44, Taf. 9, Fig. 6, 7 (?), 8.

Bemerkungen: In unserem Material konnte nur ein einziges Exemplar dieser Art gefunden werden. Wir glauben nicht an eine sekundäre Entstehung der seitlichen Knöpfe am Zentralfortsatz.

Vorkommen: Oxford.

Basis-Durchmesser: 5,9  $\mu$ ; Länge des Zentralfortsatzes: 9,2  $\mu$ .

*Parhabdolithus rhombicus* (GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Taf. 14, Fig. 2–4)

1974 *Tubirhabdus* ? *rhombicus* n. sp. – GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 309, Abb. 20, Fig. 4–6.

Bemerkungen: Auch an der Dogger-Malm-Grenze treten schlankelliptische Formen mit proximal sichtbaren, rhombischen Vertiefungen auf. Sie gleichen den Formen aus dem Lias epsilon von Holzmaden. In beiden Fällen sind die distalen Seiten nicht sichtbar, so daß eine Gattungszuordnung problematisch ist. Da ein eventuell vorhandener Zentralfortsatz, auf Grund der starken proximalen Eintiefung, eher schlank und solide zu sein scheint, dürfte eine Zuordnung zur Gattung *Parhabdolithus* eher wahrscheinlich sein.

Vorkommen: Lias epsilon – unteres Oxford.

Coccolithen-Länge: 2,0  $\mu$ –3,2  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 1,3  $\mu$ –2,0  $\mu$ .

Exzentrizität: 1,48–1,62.

Familie ZYGOLITHACEAE NOËL ex BLACK, 1968

Typus-Gattung: *Zycolithus* KAMPTNER ex MATTHES, 1956, Einführung in die Mikropaläontologie: S. 223 (= *Zycolithus* KAMPTNER, 1949, Anz. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturwiss. Kl. 86 [4]: S. 78 [ungültig nach ICBN Art. 41]).

Gattung *Vekshinella* LOEBLICH & TAPPAN, 1963

Typus-Art: *Ephippium acutiferrus* VEKSHINA, 1959, Trudy Sibir. Nauch. – Issled. Inst. Geol. Geofiz. i Min. Syr'ya [SNIIGGIMS] 2: S. 69, Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 7a, b = *Vekshinella acutiferra* (VEKSHINA, 1959) LOEBLICH & TAPPAN, 1963, Proc. Biol. Soc. Wash. 76: S. 194.

*Vekshinella dibrachiata* GARTNER, 1968

(Abb. 41; Taf. 14, Fig. 12; Taf. 15, Fig. 1–5)

1952 *Discolithus crux* n. sp. – DEFLANDRE & FERT, Fig. 8 [ungültig nach ICBN Art. 32/1].

non 1955 *Discolithus crux* DEFLANDRE & FERT, 1952 – DEFLANDRE & FERT, S. 143, Textfig. 55; Taf. 14, Fig. 4.

? 1957 *Discolithus mielnicensis* n. sp. – GÖRKA, S. 250, 273; Taf. 2, Fig. 14.

? 1957 *Discolithus bochtotnicae* n. sp. – GÖRKA, S. 250, 273; Taf. 2, Fig. 15.

non 1959 *Ephippium acutiferrus* n. sp. – VEKSHINA, S. 69, Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 7 [ungültig nach ICBN Art. 64].

non 1961 *Discolithus crux* DEFLANDRE & FERT, 1952 – MANIVIT, S. 345, Taf. 1, Fig. 9.

non 1961 *Zycolithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) n. comb. – BRAMLETTE & SULLIVAN, S. 149, Taf. 6, Fig. 8–10.

- ? 1962 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – BOUCHÉ, S. 82, Taf. 1, Fig. 3.  
 non 1963 *Cyathosphaera crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) n. comb. – HAY & TOWE, S. 507, Taf. 2, Fig. 1.  
 ? 1963 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – STRADNER, Taf. 4, Fig. 6, 7.  
 non 1963 *Staurolithites laffittei* n. sp. – CARATINI, S. 25, Taf. 2, Fig. 32, 33.  
 ? 1963 *Discolithus bochtotnicus* GÓRKA, 1957 – VISHNEVSKII & MENYAILENKO, S. 50, Taf. 2, Fig. 14.  
 ? 1964 *Discolithus bochtotnicus* GÓRKA, 1957 – BALDI-BEKE, S. 135, Taf. 1, Fig. 7.  
 ? 1964 *Zygotilithus* cf. *Z. crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – BRAMLETTE & MARTINI, S. 304, Taf. 4, Fig. 19, 20.  
 non 1965 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – LEVIN, S. 267, Taf. 41, Fig. 7.  
 non 1965 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – SULLIVAN, S. 38, Taf. 6, Fig. 6.  
 ? 1965 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) – MANIVIT, S. 191, Taf. 2, Fig. 13.  
 non 1965 *Staurolithites bochtotnicus* (GÓRKA, 1957) n. comb. – REINHARDT, S. 39, Taf. 3, Fig. 3.  
 1966 *Staurolithites bochtotnicus* (GÓRKA, 1957) REINHARDT, 1965 – REINHARDT (partim), S. 33, Bild 22 (?), Taf. 19, Fig. 4; Taf. 22, Fig. 8 (?) [non Taf. 15, Fig. 1; Taf. 23, Fig. 18].  
 ? 1966 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – STOVER, S. 147, Taf. 3, Fig. 17, 18, 22A.  
 1966 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – STRADNER & ADAMIKER, S. 340, Taf. 3, Fig. 3, 4.  
 non 1967 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – LEVIN & JOERGER, S. 169, Taf. 2, Fig. 22.  
 ? 1967 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – MOSHKOVITZ, S. 152, Taf. 1, Fig. 1.  
 non 1967 *Zygotilithus crux* DEFLANDRE in DEFLANDRE & FERT, 1954 – REINHARDT & GÓRKA, S. 250, Taf. 32, Fig. 13; Taf. 33, Fig. 3.  
 non 1967 *Eiffelithites bochtotnicus* (GÓRKA, 1957) n. comb. – REINHARDT & GÓRKA, S. 251, Taf. 31, Fig. 17; Taf. 32, Fig. 7, 10; Taf. 33, Fig. 4.  
 1968 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – STRADNER, ADAMIKER & MARESCHE (partim), S. 36, Taf. 28; Taf. 29; Taf. 30, Fig. 2 (?) – 7 (?) [non Taf. 30, Fig. 1].  
 1968 *Vekshinella ara* n. sp. – GARTNER (partim), S. 29, Taf. 3, Fig. 15 [non Taf. 2, Fig. 24 = Holotyp].  
 1968 *Vekshinella dibrachiata* n. sp. – GARTNER (partim), S. 30, Taf. 5, Fig. 23, 24; Taf. 7, Fig. 8 (?); Taf. 9, Fig. 15; Taf. 22, Fig. 8 (?) [non Taf. 19, Fig. 8].  
 non 1968 *Vekshinella elliptica* n. sp. – GARTNER, S. 30, Taf. 17, Fig. 5; Taf. 25, Fig. 26, 27; Taf. 26, Fig. 7.  
 1968 *Vekshinella imbricata* n. sp. – GARTNER (partim), S. 30, Taf. 9, Fig. 17; Taf. 13, Fig. 8, 9 (?) [non Taf. 9, Fig. 16 = Holotyp].  
 non 1968 *Staurolithites mielnicensis* (GÓRKA, 1957) n. comb. – PERCH-NIELSEN, S. 26, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 3–5.  
 ? 1968 *Staurolithites* sp. – BLACK, S. 805, Taf. 148, Fig. 7.  
 1969 *Vagalapilla imbricata imbricata* (GARTNER, 1968) n. comb. – BUKRY, S. 57, Taf. 33, Fig. 1 (?), 2.  
 non 1969 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) BRAMLETTE & SULLIVAN, 1961 – BARBIERI & MEDIOLI, S. 737, Taf. 50, Fig. 3a–d.  
 ? 1970 *Zygotilithus* ? *crux* (DEFLANDRE & FERT) – LAUER, in FAUPL et al., Taf. 2, Fig. 13.  
 1970 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) n. comb. – HOFFMANN (partim) S. 166, Abb. 3/1a, b; Taf. 1, Fig. 3; Taf. 10, Fig. 6 (?) [non Taf. 1, Fig. 1, 2; Taf. 4, Fig. 3, 5; Taf. 9, Fig. 5].  
 1971 *Vekshinella crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) n. comb. – SHAFIK & STRADNER (partim), S. 89, Taf. 39, Fig. 4 [non Taf. 39, Fig. 1–3].  
 non 1971 *Staurolithites* sp. – BLACK, Taf. 45.3, Fig. 33.  
 1971 *Staurolithites rectus* n. sp. – BLACK, S. 419, Taf. 34, Fig. 6.  
 1971 *Vekshinella stradneri* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 249, Taf. 1, Fig. 2.  
 1971 *Staurolithites bochtotnicus* (GÓRKA, 1957) REINHARDT, 1965 – MANIVIT, S. 82, Taf. 27, Fig. 1–5, 12 (?), 13 (?).  
 1971 *Staurolithites crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) CARATINI, 1963 – MANIVIT, S. 82, Taf. 18, Fig. 15, 16; Taf. 27, Fig. 6–8, 10, 11, 14.  
 1972 *Staurolithites crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) CARATINI, 1963 – THIERSTEIN, S. 475, Taf. 6, Fig. 13, 14 (?).  
 1972 *Zygotilithus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) HOFFMANN, 1970 – HOFFMANN, S. 21.

- 1973 *Staurorbaldus quadriarculus* (NOËL, 1965) n. comb. – NOËL (partim), S. 101, Taf. 1, Fig. 5, 6; Taf. 2, Fig. 2 (?), 3, 5 [non Taf. 2, Fig. 1, 4 = *Vekshinella quadriarcula* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971].  
 non 1973 *Vekshinella crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) SHAFIK & STRADNER, 1971 – PRIEWALDER, S. 26, Taf. 20, Fig. 1–6.  
 non 1973 *Vekshinella stradneri* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 368, Taf. 1, Fig. 4.  
 1973 *Cyathosphaera crux* (DEFLANDRE & FERT, 1955) HAY & TOWE, 1962 – KAPELLOS, S. 105, Taf. 28, Fig. 5.  
 1974 *Vekshinella stradneri* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – BARNARD & HAY (partim), Taf. 3, Fig. 9 [non Taf. 6, Fig. 8].  
 1976 *Staurorbaldus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1972 – KEUPP, S. 371, Abb. 6.  
 1976 *Vagalapilla elliptica* (GARTNER, 1968) BUKRY, 1969 – HILL, S. 157, Taf. 12, Fig. 3 (?)-6 (?); Taf. 15, Fig. 16–19.  
 non 1976 *Vekshinella* sp. aff. *V. stradneri* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – WISE & WIND, Taf. 83, Fig. 5.  
 non 1976 *Vekshinella stradneri* ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – WISE & WIND, Taf. 83, Fig. 6; Taf. 84, Fig. 1, 3, 5, 6.  
 1977 *Staurorbaldus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1972 – KEUPP, S. 48, Taf. 1 [= Taf. 2], Fig. 2 (?); Taf. 15, Fig. 1 (?), 2, 3, 4 (?), 5, 6 (?).  
 1979 *Zeugrhabdotus salillum* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEDD, S. 46, Taf. 9, Fig. 12.

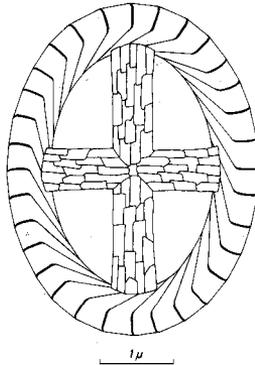


Abb. 41: *Vekshinella dibrachiata* GARTNER, 1968. Schematische Zeichnung der distalen Seite.

Bemerkungen: Charakteristikum dieser Art sind die relativ kurzen, radial angeordneten Elementsuturen, die durch die geringe Wandstärke auf der distalen Seite bedingt sind. Das Balkenkreuz ist aus zahlreichen länglichen Elementen aufgebaut. Die einzelnen Balken zeigen proximal eine enge, aber deutliche Längsfurche. Die kurzen Balken können im Zentrum leicht versetzt sein – ein Merkmal, das aber auch bei anderen Arten dieser Gattung auftreten kann. Formen, die eine bogenförmige Verbindung vom kurzen zum langen Balken zeigen, wurden nicht in diese Art aufgenommen, sondern zu *Vekshinella quadriarcula* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971, verwiesen. Ein deutlicher Zentralfortsatz ist nicht zu erkennen. Über dem Balkenkreuz erhebt sich bestenfalls ein kurzer solider Knopf. Bei den meisten Exemplaren ist aber auch der abgebrochen. Die einzelnen, plattenförmigen Elemente der Randscheibe zeigen ein, gegen den UZS gerichtetes Einfallen. Elektronenmikrographien, die ein Einfallen im UZS zeigen (z. B. *V. stradneri* ROOD, HAY & BARNARD, 1971, Taf. 1, Fig. 2) dürften seitenverkehrt kopiert worden sein. Jedenfalls ist die zweifellos gleiche Abbildung bei BARNARD & HAY, 1974, Taf. 3, Fig. 9, so kopiert, daß die Elemente der Randscheibe wieder gegen den UZS einfallen.

Da nur relativ vage morphologische Kriterien diese Art charakterisieren, ist eine Zuordnung ausschließlich bei Vorlage guter Elektronenmikrographien möglich. Daraus resultiert sicherlich die große Konfusion um die Abgrenzung der einzelnen sehr ähnlichen Arten, die insgesamt eine Reichweite vom mittleren Lias bis ins Eozän hätten.

*Discolithus crux* DEFLANDRE & FERT, 1952, wurde ohne Beschreibung abgebildet und ist daher ungültig nach ICBN Art. 32/1. 1955 wurde diese Art von DEFLANDRE & FERT gültig beschrieben. Die beiden Abbildungen können aber mit unseren Formen nicht verglichen werden. Fig. 4, Taf. 14, zeigt keine morphologischen Details, bei Textfig. 55 sind die Elementsuturen der Randscheibe durchgehend radial angeordnet.

Die Abbildungen der beiden von GÓRKA, 1957, aufgestellten Arten zeigen nicht genügend Details, um über eine Zuordnung unserer Formen entscheiden zu können.

*Vekshinella ara* GARTNER, 1968, weist große Ähnlichkeiten zu unseren Exemplaren auf. Das gilt vor allem für die Fig. 15, Taf. 3. Dagegen unterscheidet sich der Holotyp (Taf. 2, Fig. 24) wesentlich durch die schräg zur langen Ellipsenachse verlaufenden Längsbalken.

Der Aufbau des Zentralfeldes, wie er vor allem in den beiden Elektronenmikrographien Fig. 26, 27 auf Taf. 25 deutlich zu sehen ist, spricht gegen eine Zugehörigkeit zu der von GARTNER, 1968, aufgestellten Art *Vekshinella elliptica*. Die Bögen zwischen den 4 Balken sprechen eher für eine Verwandtschaft mit *Vekshinella quadriarculla* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971.

Auch bei *Vekshinella imbricata* GARTNER, 1968, ist es gerade der Holotyp (Fig. 16, Taf. 9), der sich durch die durchgehend radialen Suturen in der Randscheibe und die Struktur des Balkenkreuzes von unseren Formen unterscheidet. Fig. 17, Taf. 9, zeigt hingegen alle Merkmale, wie sie auch für unser Material charakteristisch sind.

Vorkommen: Oxford – Maastricht (Eozän?).

Coccolithen-Länge: 2,8  $\mu$ –6,4  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 2,0  $\mu$ ±5,0  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 2,1  $\mu$ –4,4  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,5  $\mu$ –3,0  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,30–1,48; Exzentrizität: 1,28–1,42.

*Vekshinella magna* (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILI, n. comb.

(Taf. 14, Fig. 5, 6)

1979 *Staurorbabidus magnus* n. sp. – MEDD, S. 35, Taf. 10, Fig. 6, 7 (?), 10.

Bemerkungen: Diese Art unterscheidet sich durch ihre Größe und durch die hochgezogene distale Scheibe von *Vekshinella quadriarculla* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971.

Vorkommen: Oxford.

Länge: 4,3  $\mu$ –5,3  $\mu$ ; Breite: 3,2  $\mu$ –4,0  $\mu$ ; Höhe: 1,3  $\mu$ –1,8  $\mu$ .

Exzentrizität: 1,32–1,41.

*Vekshinella quadriarculla* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971

(Taf. 14, Fig. 7–11)

1965a *Discolithus quadriarcullus* n. sp. – NOËL, S. 4, Textfig. 7.

1965b *Discolithus quadriarcullus* n. sp. – NOËL, S. 74, Textfig. 7; Taf. 1, Fig. 14, 15; Taf. 2, Fig. 1 (?), 2.

1971 *Discolithus quadriarcullus* NOËL, 1965 – MEDD, S. 826, Taf. 2, Fig. 1.

1971 *Vekshinella quadriarculla* (NOËL, 1965) n. comb. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 250, Taf. 1, Fig. 1.

1972 *Staurolithites quadriarcullus* (NOËL, 1965) n. comb. – WILCOXON, S. 432, Taf. 3, Fig. 3, 4.

1973 *Staurorbabidus quadriarcullus* (NOËL, 1965) n. comb. – NOËL (partim), S. 101, Taf. 2, Fig. 1, 4 [non Taf. 1, Fig. 5, 6; Taf. 2, Fig. 2, 3, 5 = *Vekshinella dibrachata* GARTNER, 1968].

non 1973 *Vekshinella quadriarculla* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 369, Taf. 1, Fig. 5.

- 1974 *Vekshinella quadriarcula* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – BARNARD & HAY (partim), Taf. 4, Fig. 3 [non Taf. 1, Fig. 3 = (?) *Vekshinella magna* (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILI, n. comb.]  
 1974 *Staurorhabdus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973 – GRÜN, PRINS & ZWEILI, S. 307, Abb. 19, Fig. 6.  
 1976 *Vekshinella quadriarcula* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 307, Taf. 83, Fig. 3, 4; Taf. 84, Fig. 2, 4.  
 non 1976 *Staurorhabdus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973 – KEUPP, S. 371, Abb. 6.  
 non 1977 *Staurorhabdus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973 – KEUPP, S. 48, Taf. 1 [= Taf. 2], Fig. 2; Taf. 15, Fig. 1–6.  
 1977 *Vekshinella quadriarcula* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – HAMILTON, S. 587, Taf. 3, Fig. 6.  
 ? 1979 *Staurorhabdus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973 – HAMILTON, S. 12, Taf. Fig. 19.  
 1979 *Staurorhabdus quadriarculus* (NOËL, 1965) NOËL, 1973 – MEDD, S. 36, Taf. 1, Fig. 5 (?); Taf. 2, Fig. 4.

**Bemerkungen:** Das Charakteristikum dieser Art sind die 4 namengebenden Bögen in den 4 Quadranten zwischen den Armen des, zu den Ellipsenachsen parallelen Balkenkreuzes. Diese Bögen sind vor allem proximal deutlich sichtbar. Der Zentralfortsatz über dem Balkenkreuz ist hohl.

Vorkommen: Unterer Lias (*planorbis*-Zone) – oberstes Kimmeridge.

Coccolithen-Länge: 3,5  $\mu$ –4,3  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 2,4  $\mu$ –2,8  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 2,5  $\mu$ –2,9  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 1,5  $\mu$ –1,7  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,40–1,48; Exzentrizität: 1,46–1,58.

#### Gattung *Zeugrhabdotus* REINHARDT, 1965, emend. BLACK, 1973

Typus-Art: *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT, 1955, Ann. Paléontol. 40: S. 150, Textfig. 60–62; Taf. 15, Fig. 14–17 = *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965, Monatsber. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin 7: S. 37.

**Bemerkungen:** Im Einklang mit BLACK, 1972 und 1973, ordnen wir Zycolithaceae mit einem einfachen Querbalken über dem Zentralfeld zwei verschiedenen Gattungen zu. Formen mit einer basalen Membran („minutely-perforated floor“) stellen wir zur Gattung *Zeugrhabdotus* REINHARDT, 1965, emend. BLACK, 1973, während wir Formen mit offenem Zentralfeld unter der Gattung *Zycolithites* BLACK, 1972, vereinen.

#### *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965

(Taf. 15, Fig. 6–8)

1955 *Zycolithus erectus* n. sp. – DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT (partim), S. 150, Textfig. 60, 61; Taf. 15, Fig. 14–17 [non Textfig. 62].

? 1962 *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – BOUCHÉ, S. 82, Taf. 1, Fig. 2.

? 1963 *Zycolithus fibulus* (LECAL-SCHLAUDER, 1951) GÓRKA, 1957 – STRADNER, Taf. 4, Fig. 5.

? 1965a *Zycolithus bussoni* NOËL, 1957 – NOËL, S. 3, Textfig. 1a–c.

non 1965a *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – NOËL, S. 3, Textfig. 2.

? 1965b *Zycolithus bussoni* NOËL, 1957 – NOËL, S. 59, Textfig. 1; Taf. 1, Fig. 1, 2.

non 1965b *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – NOËL, S. 62, Textfig. 2; Taf. 1, Fig. 3, 4.

1965 *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – MANIVIT, S. 191, Taf. 2, Fig. 12.

1965 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – REINHARDT, S. 37.

1966 *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – REINHARDT, S. 40, Taf. 15, Fig. 3.

1966 *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – STOVER, S. 147, Taf. 3, Fig. 19, 20.

1966 *Zycolithus ponticaulus* (DEFLANDRE-STOVER) 1966 – MARESC, S. 383, Taf. 3, Fig. 1.

1966 *Zycolithus erectus* DEFLANDRE, 1955 – STRADNER, ADAMIKER & MARESC (partim), S. 34, Taf. 26, Fig. 1, 2 (?) [non Taf. 25].

1971 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 252, Taf. 1, Fig. 3.

1973 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 – ROOD, HAY & BARNARD, S. 369, Taf. 1, Fig. 6.

- 1974 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 – BARNARD & HAY, Taf. 1, Fig. 10; Taf. 4, Fig. 10.  
 1976 *Zeugrhabdotus noeli* ROOD, 1971 – WIND & WISE, in WISE & WIND (partim), S. 308, Taf. 82, Fig. 1–4, 6 [non Taf. 83, Fig. 1; Taf. 89, Fig. 12].  
 1976 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 308, Taf. 81, Fig. 6; Taf. 83, Fig. 2.  
 1978 *Zycolithus erectus* (DEFLANDRE, 1955) LEZAUD, 1968 – TAYLOR, S. 200, Taf. 6, Fig. 15.  
 1979 *Zeugrhabdotus bussoni* (NOËL, 1956) n. comb. – MEDD (partim), S. 45, Taf. 2, Fig. 8 [non Taf. 2, Fig. 7].  
 1979 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 – MEDD (partim), S. 46, Taf. 9, Fig. 10 (?); Taf. 10, Fig. 1–3 [non Taf. 2, Fig. 7, 8].

**Bemerkungen:** Die basale Membran ist bei allen unseren Formen ausgebrochen. Die anderen Merkmale sprechen aber eindeutig für eine Zugehörigkeit zu *Z. erectus*.

**Vorkommen:** Oberes Hettangien – Oberkreide (bis Eozän umgelagert?).

**Coccolithen-Länge:** 3,2 µ–4,9 µ; **Coccolithen-Breite:** 2,3 µ–3,3 µ.

**Zentralfeld-Länge:** 2,5 µ–3,8 µ; **Zentralfeld-Breite:** 1,8 µ–2,6 µ.

**Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge:** 1,26–1,36; **Exzentrizität:** 1,31–1,54.

*Zeugrhabdotus ? fissus* GRÜN & ZWEILI, n. sp.

(Taf. 15, Fig. 9–12)

non 1955 *Zycolithus diplogrammus* n. sp. – DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT, S. 148, Textfig. 57; Taf. 8, Fig. 7.

1965b *Zycolithus diplogrammus* DEFLANDRE, 1955 – NOËL, S. 64, Taf. 1, Fig. 5, 6.

? 1966 *Glaucolithus* cf. *diplogrammus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1964 – REINHARDT, S. 41, Taf. 15, Fig. 6; Taf. 23, Fig. 25–28.

1972 *Glaucolithus diplogrammus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1964 – WILCOXON (partim), S. 432, Taf. 2, Fig. 2 [non Taf. 2, Fig. 1].

**Namengebung:** *Fissus*, lat. = gespalten. Wegen der Spaltung des Querbalkens.

**Holotyp:** Rasterelektronenmikrographie Nr. 839/12 (Taf. 15, Fig. 9).

**Stratum typicum:** Renggeri-Tone, unteres Oxford.

**Locus typicus:** Tongrube bei Liesberg-Dorf.

**Aufbewahrung:** Rasterelektronenmikroskopie, Geologisches Institut, Universität Bern, Schweiz.

**Diagnose:** Die Wand der schlankelliptischen Randscheibe ist relativ schmal. Der Querbalken – parallel zur kurzen Ellipsenachse gelegen – ist der Länge nach gespalten. Die beiden Teile wölben sich in Richtung der Ellipsenscheitel und bilden dadurch eine linsenförmige Perforation im Zentrum des Coccolithen.

**Bemerkungen:** Die Zugehörigkeit zur Gattung *Zeugrhabdotus* REINHARDT, 1965, emend. BLACK, 1973, ist problematisch. Nach REINHARDT „überspannt ein Quersteg“ das Zentralfeld und nach BLACK sind es „Zycolithaceae with a single transverse bridge“, die zu dieser Gattung zu zählen sind. Bei unseren Formen sind es aber genaugenommen zwei Querbalken, die das Zentralfeld überspannen. Für eine Zuordnung zur Gattung *Tranolithus* STOVER, 1966, fehlt die Sutura in der Längsachse des Coccolithen. Darüber hinaus sprechen einige Elementreste am proximalen Außenrand für die Anwesenheit einer proximalen Membran – ein Charakteristikum der Gattung *Zeugrhabdotus*. *Zycolithus diplogrammus* DEFLANDRE, 1955, besitzt ebenfalls zwei getrennte, aber durchgehend parallele Querbalken.

**Vorkommen:** Oxford.

**Coccolithen-Länge:** 2,9 µ–3,5 µ; **Coccolithen-Breite:** 1,8 µ–2,1 µ.

**Zentralfeld-Länge:** 1,9 µ–2,6 µ; **Zentralfeld-Breite:** 0,9 µ–1,3 µ.

**Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge:** 1,35–1,53; **Exzentrizität:** 1,61–1,80.

Gattung *Zygoolithes* BLACK, 1972

Typus-Art: *Zygoolithes parallelus* BLACK, 1972, Paleontogr. Soc. [Monogr.], 126/1, (Publ. Nr. 534): S. 21, Textfig. 27.

Bemerkungen: BLACK erwog in seinem Manuskript zum 3. Teil der Monographie „Lower Cretaceous Coccoliths. I. Gault Clay“ 3 neue Gattungen der Familie Zygoolithaceae NOËL, 1965, aufzustellen, die als gemeinsames Merkmal eine einfache Brücke („simple bridge“) und ein offenes Zentralfeld besitzen. Sie unterscheiden sich nach BLACK's Vorstellung durch die Beschaffenheit des Zentralfortsatzes – kein Zentralfortsatz, solider Zentralfortsatz, hohler Zentralfortsatz. Nur die Formen ohne Zentralfortsatz konnten gültig unter dem Gattungsnamen *Zygoolithes* beschrieben werden.

Wir vereinen unabhängig von der Anwesenheit und Ausbildung des Zentralfortsatzes alle Formen mit einer einfachen Brücke, ohne basale Membran im Zentralfeld unter der Gattung *Zygoolithes* und stellen sie der Gattung *Zeuhrhabdotus* REINHARDT, 1965, emend. BLACK, 1973, gegenüber, deren Vertreter ebenfalls einen einfachen Querbalken parallel zur kurzen Ellipsenachse aufweisen, aber eine basale, perforierte Membran besitzen.

*Zygoolithes hoffati* (ROOD, HAY & BARNARD, 1973) GRÜN & ZWEILL, n. comb.

(Taf. 16, Fig. 1–3)

1972 *Glaukolithus diplogrammus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1964 – WILCOXON (partim), S. 432, Taf. 2, Fig. 2 [non Taf. 2, Fig. 1].

1973 *Zeuhrhabdotus hoffati* n. sp. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 369, Taf. 1, Fig. 7.

1976 *Zeuhrhabdotus hoffati* ROOD, HAY & BARNARD, 1973 – WIND & WISE, in WISE & WIND, S. 308, Taf. 82, Fig. 5.

Bemerkungen: Über der Mitte des parallel zur kurzen Ellipsenachse liegenden Querbalken erhebt sich ein kurzer Zentralfortsatz mit einem sehr weiten Zentralkanal. Die Formen aus dem Oxford besitzen eine größere Exzentrizität, als die aus dem Bathonien.

Vorkommen: Bathonien – Oxford.

Coccolithen-Länge: 2,4  $\mu$ –4,2  $\mu$ ; Coccolithen-Breite: 1,8  $\mu$ –2,6  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge: 1,6  $\mu$ –3,2  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite: 0,9  $\mu$ –1,4  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge: 1,31–1,63; Exzentrizität: 1,33–1,63.

*Zygoolithes* cf. *ponticulus* (DEFLANDRE, 1955) BLACK, 1975

(Taf. 16, Fig. 4, 5)

1955 *Discolithus ponticulus* n. sp. – DEFLANDRE, in DEFLANDRE & FERT (partim), S. 144, Textfig. 32; (?) Taf. 13, Fig. 18 (?), 19 (?), [non Textfig. 54].

? 1965 *Zygoolithus ponticulus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – MANIVIT, S. 191, Taf. 2, Fig. 1.

non 1966 *Zygodiscus pontilicus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – REINHARDT, S. 40, Taf. 10, Fig. 3 [= *Speetonia colligata* BLACK, 1971].

non 1966 *Zygoolithus ponticulus* (DEFLANDRE-STOVER) 1966 – MARESCHE, S. 383, Taf. 3, Fig. 1 [= *Zeuhrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965].

1975 *Zygoolithus ponticulus* (DEFLANDRE, 1955) n. comb. – BLACK, S. 120.

Bemerkungen: Die aus der Kreide beschriebenen Formen zeigen große Ähnlichkeit zu den uns aus dem Berner Jura vorliegenden Coccolithen. Gemeinsames Merkmal ist der lateral gegabelte Querbalken ohne erkennbaren Zentralfortsatz, wobei der Holotyp von *Discolithus ponticulus* (Fig. 18, 19, Taf. 13) etwas stärker gegabelte Balkenenden zeigt. Gegen eine eindeutige Zuordnung zu *Zygoolithes ponticulus* (DEFLANDRE, 1955) BLACK, 1975, spricht weiters die unterschiedliche stratigraphische Verbreitung, sowie geringfügige Unterschiede im äußeren Umriß.

Vorkommen : Unteres Oxford.

Coccolithen-Länge : 4,1  $\mu$ –4,4  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 2,8  $\mu$ –3,1  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 3,0  $\mu$ –3,2  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 1,4  $\mu$ –1,6  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,32–1,39; Exzentrizität : 1,42–1,46.

### *Zycolithites salillum* (NOËL, 1965a) BLACK, 1975

(Taf. 16, Fig. 6–9)

1965a *Discolithus salillum* n. sp. – NOËL, S. 4, Textfig. 5, 6.

1965b *Discolithus salillum* n. sp. – NOËL, S. 72, Textfig. 5, 6; Taf. 1, Fig. 8–10, 11 (?), 12 (?).

1966 *Zycolithus diplogrammus* DEFLANDRE, 1955 – MARESCH, S. 383, Taf. 3, Fig. 2.

? 1971 *Zeuqrhabdotus salillum* (NOËL, 1965) n. comb. – ROOD, HAY & BARNARD, S. 253, Taf. 1, Fig. 5.

1976 *Zeuqrhabdotus noeli* ROOD, 1971 – WIND & WISE, in WISE & WIND (partim), S. 308, Taf. 83, Fig. 1; Taf. 89, Fig. 12 (?) [non Taf. 82, Fig. 1–4, 6 = *Zeuqrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965].

1977 *Zeuqrhabdotus salillum* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – KEUPP, S. 50, Taf. 16, Fig. 1 (?), 2 (?), 3–5, 6 (?).

1979 *Actinozygus crux* (DEFLANDRE & FERT, 1952) – MEDD (partim), S. 42, Taf. 9, Fig. 11 [non Taf. 2, Fig. 3].

non 1979 *Zeuqrhabdotus salillum* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 – MEDD, S. 46, Taf. 9, Fig. 12 [= *Veksbinella dibrachata* GARTNER, 1968].

Bemerkungen : Der Querbalken über dem Zentralfeld ist relativ breit und besteht aus mehreren Elementreihen. Proximal ist eine Längssutur zu erkennen. Der solide Zentralfortsatz ist bei unseren Exemplaren immer abgebrochen.

Vorkommen : Pliensbach (?) – Oxford (bis Turon umgelagert?).

Coccolithen-Länge : 4,3  $\mu$ –5,0  $\mu$ ; Coccolithen-Breite : 3,0  $\mu$ –3,4  $\mu$ .

Zentralfeld-Länge : 2,6  $\mu$ –3,6  $\mu$ ; Zentralfeld-Breite : 1,3  $\mu$ –1,8  $\mu$ .

Coccolithen-Länge/Zentralfeld-Länge : 1,38–1,65; Exzentrizität : 1,43–1,50.

### Gattung incertae sedis

### Gattung *Schizosphaerella* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938

Typus-Art: *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938, C. R. Acad. Sc. (Paris) 207: S. 1116, Fig. 1–6.

### *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938

(Taf. 16, Fig. 10–12)

1938 *Schizosphaerella punctulata* n. sp. – DEFLANDRE & DANGEARD, S. 1116, Fig. 1–6.

1961 *Nannopatina grandaeva* n. sp. – STRADNER, S. 78, Fig. 1–10.

1963 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – STRADNER, Taf. 3, Fig. 1, 1a.

1965b *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – NOËL, S. 170, Taf. 27, Fig. 6–8.

1968 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – LEZAUD, S. 17, Taf. 1, Fig. 10, 11.

1971 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – MEDD, S. 830, Taf. 2, Fig. 5.

1971 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – BLACK, S. 325, Taf. 3, Fig. a, b, c.

1973 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – NOËL, S. 121, Taf. 15, Fig. 2–4.

1974 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – AUBRY & DEPECHE, S. 3–13, Taf. 1, Fig. 1–13; Taf. 2, Fig. 1–13; Taf. 3, Fig. 1–14; Taf. 4, Fig. 1–12; Taf. 5, Fig. 1–12; Taf. 6, Fig. 1–12.

1974 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – GRÜN, PRINS & ZWEILL, S. 314, Abb. 22, Fig. 4–6.

1976 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – THIERSTEIN, Taf. 2, Fig. 3.

1976 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – MOSHKOVITZ & EHRlich, S. 54, Taf. 1, Fig. 7–15.

1977 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – HAMILTON, S. 587, Taf. 1, Fig. 1–3; Taf. 3, Fig. 1, 2.

1979 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – HAMILTON, S. 12, Taf. Fig. 20.

? 1979 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – MEDD, S. 75, Taf. 7, Fig. 12.

1979 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 – MOSHKOVITZ, S. 458, Taf. 1, Fig. 1–10.

Bemerkungen: Die „Schizosphaeren“ wurden von AUBRY & DEPECHE, 1974, hinsichtlich Morphologie und Ultrastruktur umfassend untersucht. Ungeklärt bleibt aber die systematische Stellung von *Schizosphaerella*. Ebenso bleibt die Frage offen, ob die morphologische Vielfalt die Aufstellung weiterer Arten rechtfertigt. Unterschiede in den Reichweiten einzelner morphologischer Typen scheinen jedenfalls zu bestehen.

Vorkommen: Mittleres Hettangien (*planorbis*-Zone) – unteres Oxford.

Größter Durchmesser: 13  $\mu$ –36  $\mu$ .

## Index

[Verworfenen Namen sind zwischen eckigen Klammern gesetzt]

?Namen, deren Zuordnung fraglich ist, sind zwischen Fragezeichen gesetzt?

|   |             |   |             |
|---|-------------|---|-------------|
| [ <i>Actinozygus fragilis</i> ] . . . . .                 | S. 279      | <i>Biscutum ellipticum</i> . . . . .                      | S. 245      |
| [ <i>Actinozygus geometricus</i> ] . . . . .              | S. 279      | <i>Biscutum erismatum</i> . . . . .                       | S. 248      |
| <i>acutiferra</i> ( <i>Vekshinella</i> ) . . . . .        | S. 291      | [ <i>Biscutum gartneri</i> ] . . . . .                    | S. 245      |
| [ <i>acutiferrus</i> ( <i>Ephippium</i> )] . . . . .      | S. 291      | [ <i>Biscutum kennedyi</i> ] . . . . .                    | S. 246      |
| <i>albianus</i> ( <i>Axopodorhabdus</i> ) . . . . .       | S. 265      | [ <i>Biscutum martellum</i> ] . . . . .                   | S. 244      |
| <i>anglicus</i> ( <i>Eibmorhabdus</i> ) . . . . .         | S. 272      | [ <i>Biscutum melaniae</i> ] . . . . .                    | S. 246      |
| <i>angustiforata</i> ( <i>Retecapsa</i> ) . . . . .       | S. 274      | [ <i>Biscutum testudinarium</i> ] . . . . .               | S. 246      |
| <i>Ansulaspheera</i> . . . . .                            | S. 261      | [ <i>blackei</i> ( <i>Biscutum</i> )] . . . . .           | S. 246      |
| <i>Ansulaspheera helvetica</i> . . . . .                  | S. 261      | [ <i>blackii</i> ( <i>Maslovella</i> )] . . . . .         | S. 246      |
| <i>ara</i> ( <i>Vekshinella</i> ) . . . . .               | S. 292      | [ <i>bohotnicae</i> ( <i>Disolithus</i> )] . . . . .      | S. 291      |
| [ <i>arata</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )] . . . . .   | S. 253      | [ <i>bohotnicae</i> ( <i>Eiffelithus</i> )] . . . . .     | S. 292      |
| <i>armilla</i> ( <i>Loxolithus</i> ) . . . . .            | S. 257      | [ <i>bohotnicae</i> ( <i>Staurolithites</i> )] . . . . .  | S. 292      |
| [ <i>asymmetricum</i> ( <i>Biscutum</i> )] . . . . .      | S. 246      | <i>brightoni</i> ( <i>Retecapsa</i> ) . . . . .           | S. 273      |
| <i>asymmetricum</i> ( <i>Corollithion</i> ) . . . . .     | S. 278      | <i>britannica</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> ) . . . . . | S. 252      |
| [ <i>asymmetricum</i> ( <i>Diadozygus</i> )] . . . . .    | S. 278      | [ <i>britannica</i> ( <i>Watznaueria</i> )] . . . . .     | S. 253      |
| <i>Axopodorhabdus</i> . . . . .                           | S. 265      | [ <i>britannicus</i> ( <i>Coccolithus</i> )] . . . . .    | S. 253      |
| <i>Axopodorhabdus albianus</i> . . . . .                  | S. 265      | [ <i>bussoni</i> ( <i>Zengrhabdotus</i> )] . . . . .      | S. 296      |
| <i>Axopodorhabdus cylindratus</i> . . . . .               | S. 265      | [ <i>bussoni</i> ( <i>Zycolithus</i> )] . . . . .         | S. 295      |
| <i>Axopodorhabdus depravatus</i> . . . . .                | S. 266      | Calyculaceae . . . . .                                    | S. 285      |
| <i>Axopodorhabdus dietzmanni</i> . . . . .                | S. 265      | <i>Calyculus</i> . . . . .                                | S. 286      |
| <i>Axopodorhabdus gracilis</i> . . . . .                  | S. 265      | <i>Calyculus cribrum</i> . . . . .                        | S. 285      |
| <i>Axopodorhabdus rabla</i> . . . . .                     | S. 267      | <i>Calyculus elongatus</i> . . . . .                      | S. 286      |
| [ <i>barnesae</i> ( <i>Watznaueria</i> )] . . . . .       | S. 253      | <i>Calyculus pugnatum</i> . . . . .                       | S. 285      |
| <i>barozii</i> ( <i>Lotharingius</i> ) . . . . .          | S. 259      | <i>Calyculus subcircularis</i> . . . . .                  | S. 287      |
| [ <i>barringtonensis</i> ( <i>Sollasites</i> )] . . . . . | S. 248      | [ <i>Calyptrolithus tectiforata</i> ] . . . . .           | S. 246      |
| [ <i>beckii</i> ( <i>Polypodorhabdus</i> )] . . . . .     | S. 275      | <i>castrorum</i> ( <i>Biscutum</i> ) . . . . .            | S. 244, 246 |
| [ <i>Bidiscus</i> ] . . . . .                             | S. 250      | [ <i>choffati</i> ( <i>Zengrhabdotus</i> )] . . . . .     | S. 297      |
| [ <i>Bidiscus ignotus</i> ] . . . . .                     | S. 251      | <i>choffati</i> ( <i>Zycolithites</i> ) . . . . .         | S. 297      |
| <i>bifurcatum</i> ( <i>Rbombolithion</i> ) . . . . .      | S. 282      | <i>clatratum</i> ( <i>Thurmannolithion</i> ) . . . . .    | S. 284      |
| [ <i>bifurcatus</i> ( <i>Stradnerlithus</i> )] . . . . .  | S. 282      | [ <i>Coccolithites polycingulatus</i> ] . . . . .         | S. 246      |
| <i>bigotti</i> ( <i>Stephanolithion</i> ) . . . . .       | S. 276      | [ <i>Coccolithus britannicus</i> ] . . . . .              | S. 253      |
| [ <i>biperforatus</i> ( <i>Discorhabdus</i> )] . . . . .  | S. 265      | [ <i>Coccolithus coronatus</i> ] . . . . .                | S. 253      |
| Biscutaceae . . . . .                                     | S. 242      | [ <i>Coccolithus horticus</i> ] . . . . .                 | S. 248      |
| Biscutoideae . . . . .                                    | S. 242      | [ <i>Coccolithus melaniae</i> ] . . . . .                 | S. 246      |
| <i>Biscutum</i> . . . . .                                 | S. 242      | [ <i>Coccolithus oregonus</i> ] . . . . .                 | S. 244, 246 |
| [ <i>Biscutum asymmetricum</i> ] . . . . .                | S. 246      | [ <i>Coccolithus perforatus</i> ] . . . . .               | S. 253      |
| [ <i>Biscutum blackei</i> ] . . . . .                     | S. 246      | [ <i>Colvillea crucicentralis parva</i> ] . . . . .       | S. 261      |
| <i>Biscutum castrorum</i> . . . . .                       | S. 244, 246 | [ <i>communis</i> ( <i>Watznaueria</i> )] . . . . .       | S. 253      |
| [ <i>Biscutum constans</i> ] . . . . .                    | S. 244, 246 | <i>comptus</i> ( <i>Stradnerlithus</i> ) . . . . .        | S. 283      |
| <i>Biscutum dubium</i> . . . . .                          | S. 245      | [ <i>constans</i> ( <i>Biscutum</i> )] . . . . .          | S. 244, 246 |

|  |        |  |             |
|--|--------|--|-------------|
| [ <i>constans</i> ( <i>Discolithus</i> )]              | S. 246 | [ <i>Diadozygus asymmetricus</i> ]             | S. 278      |
| [ <i>corollatus</i> ( <i>Discorhabdus</i> )]           | S. 251 | [ <i>Diadozygus dorsetense</i> ]               | S. 283      |
| <i>Corollithion</i>                                    | S. 278 | <i>dibrachiata</i> ( <i>Vekshinella</i> )      | S. 291      |
| [ <i>Corollithion asymmetricum</i> ]                   | S. 278 | <i>dietzmanni</i> ( <i>Axopodorhabdus</i> )    | S. 265      |
| [ <i>Corollithion derosus</i> ]                        | S. 279 | [ <i>diplogrammus</i> ( <i>Glaukolithus</i> )] | S. 296      |
| [ <i>Corollithion ellipticum</i> ]                     | S. 279 | [ <i>diplogrammus</i> ( <i>Zycolithus</i> )]   | S. 296      |
| <i>Corollithion exiguum</i>                            | S. 278 | <i>Discoaster floridus</i>                     | S. 245      |
| ? <i>Corollithion fractum</i> ?                        | S. 280 | [ <i>Discolithus bohotnicae</i> ]              | S. 291      |
| <i>Corollithion fragilis</i>                           | S. 279 | [ <i>Discolithus constans</i> ]                | S. 246      |
| <i>Corollithion geometricum</i>                        | S. 279 | [ <i>Discolithus crassus</i> ]                 | S. 289      |
| <i>Corollithion radians</i>                            | S. 280 | [ <i>Discolithus crux</i> ]                    | S. 291      |
| <i>Corollithion scutulatum</i>                         | S. 281 | [ <i>Discolithus decussatus</i> ]              | S. 268      |
| [ <i>coronata</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )]       | S. 253 | [ <i>Discolithus geometricus</i> ]             | S. 279      |
| [ <i>coronatus</i> ( <i>Coccolithus</i> )]             | S. 253 | [ <i>Discolithus mielniensis</i> ]             | S. 291      |
| [ <i>Costacentrum horticum</i> ]                       | S. 249 | [ <i>Discolithus quadriarcellus</i> ]          | S. 294      |
| [ <i>Costacentrum lowei</i> ]                          | S. 250 | [ <i>Discolithus salillum</i> ]                | S. 298      |
| <i>crassus</i> ( <i>Crepidolithus</i> )                | S. 289 | [ <i>Discolithus sigillatus</i> ]              | S. 261      |
| [ <i>crassus</i> ( <i>Discolithus</i> )]               | S. 289 | [ <i>Discorhabdaceae</i> ]                     | S. 242      |
| <i>crenulata</i> ( <i>Retecapsa</i> )                  | S. 275 | <i>Discorhabdoideae</i>                        | S. 250      |
| [ <i>crenulatus hansmanni</i> ( <i>Cretarhabdus</i> )] | S. 275 | <i>Discorhabdus</i>                            | S. 250      |
| <i>Crepidolithaceae</i>                                | S. 289 | [ <i>Discorhabdus biperforatus</i> ]           | S. 265      |
| <i>Crepidolithus</i>                                   | S. 289 | [ <i>Discorhabdus corollatus</i> ]             | S. 251      |
| <i>Crepidolithus crassus</i>                           | S. 289 | <i>Discorhabdus ignotus</i>                    | S. 251      |
| <i>Crepidolithus perforatus</i>                        | S. 289 | ? <i>Discorhabdus jungi</i> ?                  | S. 265      |
| [ <i>Cretarhabdus crenulatus hansmanni</i> ]           | S. 275 | <i>Discorhabdus patulus</i>                    | S. 251      |
| [ <i>Cretarhabdus decussatus</i> ]                     | S. 269 | [ <i>Discorhabdus testudinarium</i> ]          | S. 246      |
| [ <i>Cretarhabdus schizobrachiatus</i> ]               | S. 273 | [ <i>Discorhabdus tubus</i> ]                  | S. 251      |
| [ <i>Cribrosphaera tectiforma</i> ]                    | S. 246 | [ <i>dorsetense</i> ( <i>Diadozygus</i> )]     | S. 283      |
| [ <i>Cribrosphaerella tectiforma</i> ]                 | S. 246 | [ <i>dubia</i> ( <i>Palaeopontosphaera</i> )]  | S. 245, 248 |
| <i>cribrum</i> ( <i>Calyculus</i> )                    | S. 285 | <i>dubium</i> ( <i>Biscutum</i> )              | S. 245      |
| [ <i>crucicentralis</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )] | S. 260 | <i>Eiffellithales</i>                          | S. 275      |
| <i>crucicentralis</i> ( <i>Lotharingius</i> )          | S. 259 | [ <i>Eiffellithus bohotnicae</i> ]             | S. 292      |
| [ <i>crucicentralis parva</i> ( <i>Colvillea</i> )]    | S. 261 | <i>Ellipsagelosphaera</i>                      | S. 252      |
| [ <i>crucicentralis</i> ( <i>Watznaueria</i> )]        | S. 260 | [ <i>Ellipsagelosphaera arata</i> ]            | S. 253      |
| [ <i>crux</i> ( <i>Cyathosphaera</i> )]                | S. 292 | <i>Ellipsagelosphaera britannica</i>           | S. 252      |
| [ <i>crux</i> ( <i>Discolithus</i> )]                  | S. 291 | <i>Ellipsagelosphaeraceae</i>                  | S. 252      |
| [ <i>crux</i> ( <i>Staurolithites</i> )]               | S. 292 | [ <i>Ellipsagelosphaera coronata</i> ]         | S. 253      |
| <i>crux</i> ( <i>Vekshinella</i> )                     | S. 292 | [ <i>Ellipsagelosphaera crucicentralis</i> ]   | S. 260      |
| [ <i>crux</i> ( <i>Zycolithus</i> )]                   | S. 291 | <i>Ellipsagelosphaera fossacincta</i>          | S. 253      |
| [ <i>crux</i> ( <i>ZygoStephanos</i> )]                | S. 292 | [ <i>Ellipsagelosphaera frequens</i> ]         | S. 253      |
| <i>cuvillieri</i> ( <i>Hexapodorhabdus</i> )           | S. 267 | <i>Ellipsagelosphaera gresllyi</i>             | S. 255      |
| [ <i>Cyathosphaera crux</i> ]                          | S. 292 | [ <i>Ellipsagelosphaera keftalrepti</i> ]      | S. 253      |
| <i>Cyclagelosphaera</i>                                | S. 262 | [ <i>Ellipsagelosphaera lucasi</i> ]           | S. 253, 257 |
| <i>Cyclagelosphaera margereli</i>                      | S. 262 | <i>Ellipsagelosphaera ovata</i>                | S. 255      |
| <i>cylindratus</i> ( <i>Axopodorhabdus</i> )           | S. 265 | <i>Ellipsagelosphaera plena</i>                | S. 256      |
| [ <i>cylindratus</i> ( <i>Podorhabdus</i> )]           | S. 265 | <i>Ellipsagelosphaera reinhardtii</i>          | S. 257      |
| [ <i>decussatus</i> ( <i>Cretarhabdus</i> )]           | S. 269 | <i>Ellipsagelosphaera strigosa</i>             | S. 257      |
| [ <i>decussatus</i> ( <i>Discolithus</i> )]            | S. 268 | <i>Ellipsagelosphaera? tubulata</i>            | S. 258      |
| <i>decussatus</i> ( <i>Octopodorhabdus</i> )           | S. 268 | <i>Ellipsagelosphaeroideae</i>                 | S. 252      |
| [ <i>decussatus</i> ( <i>Rhabdolithus</i> )]           | S. 268 | [ <i>Ellipsoschiastus hexserratus</i> ]        | S. 279      |
| <i>delftensis</i> ( <i>Stradnerlithus</i> )            | S. 283 | [ <i>elliptica</i> ( <i>Vagalapilla</i> )]     | S. 293      |
| [ <i>delftensis</i> ( <i>Truncatoscapbus</i> )]        | S. 283 | <i>elliptica</i> ( <i>Vekshinella</i> )        | S. 292      |
| <i>depravatus</i> ( <i>Axopodorhabdus</i> )            | S. 266 | <i>ellipticum</i> ( <i>Biscutum</i> )          | S. 245      |
| [ <i>derosus</i> ( <i>Corollithion</i> )]              | S. 279 | [ <i>ellipticum</i> ( <i>Corollithion</i> )]   | S. 279      |
| [ <i>Diadorbomus</i> ]                                 | S. 278 | [ <i>ellipticum</i> ( <i>Tremalithus</i> )]    | S. 245      |
| [ <i>Diadorbomus minutus</i> ]                         | S. 281 | <i>elongatus</i> ( <i>Calyculus</i> )          | S. 286      |

|  |        |   |             |
|--|--------|---|-------------|
| [ <i>Ephippium acutiferrus</i> ]                       | S. 291 | <i>liasicus</i> ( <i>Parhabdolithus</i> )           | S. 290      |
| <i>erectus</i> ( <i>Zeugrhabdotus</i> )                | S. 295 | <i>liesbergensis</i> ( <i>Perissocylus</i> )        | S. 271      |
| [ <i>erectus</i> ( <i>Zygodiscus</i> )]                | S. 295 | [ <i>longispinus</i> ( <i>Parhabdolithus</i> )]     | S. 290      |
| [ <i>erectus</i> ( <i>Zycolithus</i> )]                | S. 295 | <i>Lotharingius</i>                                 | S. 259      |
| [ <i>erismata</i> ( <i>Palaeopontosphaera</i> )]       | S. 248 | <i>Lotharingius barozii</i>                         | S. 259      |
| <i>erismatum</i> ( <i>Biscutum</i> )                   | S. 248 | <i>Lotharingius crucicentralis</i>                  | S. 259      |
| <i>escaigi</i> ( <i>Polypodorhabdus</i> )              | S. 275 | <i>Lotharingius primitivus</i>                      | S. 260      |
| <i>Ethmorhabdus</i>                                    | S. 272 | <i>Lotharingius sigillatus</i>                      | S. 261      |
| <i>Ethmorhabdus anglicus</i>                           | S. 272 | [ <i>lowei</i> ( <i>Costacentrum</i> )]             | S. 250      |
| <i>Ethmorhabdus gallicus</i>                           | S. 272 | <i>lowei</i> ( <i>Sollasites</i> )                  | S. 250      |
| <i>Ethmorhabdus rimosus</i>                            | S. 273 | <i>Loxolithus armilla</i>                           | S. 257      |
| <i>exiguum</i> ( <i>Corollithion</i> )                 | S. 278 | [ <i>lucasi</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )]      | S. 253, 257 |
| <i>expansus</i> ( <i>Proculithus</i> )                 | S. 288 | [ <i>madingleyensis</i> ( <i>Polypodorhabdus</i> )] | S. 275      |
| <i>falklandensis</i> ( <i>Sollasites</i> )             | S. 249 | <i>magna</i> ( <i>Vekshinella</i> )                 | S. 294      |
| <i>fenestratus</i> ( <i>Perissocylus</i> )             | S. 272 | [ <i>magnus</i> ( <i>Octocylus</i> )]               | S. 269      |
| [ <i>fibulus</i> ( <i>Zycolithus</i> )]                | S. 295 | [ <i>magnus</i> ( <i>Staurorhabdus</i> )]           | S. 294      |
| <i>fissus</i> ( <i>Zeugrhabdotus</i> ?)                | S. 296 | <i>margerei</i> ( <i>Cyclagelosphaera</i> )         | S. 262      |
| <i>fistulatus</i> ( <i>Proculithus</i> )               | S. 288 | [ <i>martellum</i> ( <i>Biscutum</i> )]             | S. 244      |
| <i>fletcheri</i> ( <i>Perissocylus</i> )               | S. 271 | <i>marthae</i> ( <i>Parhabdolithus</i> )            | S. 290      |
| <i>floridus</i> ( <i>Discoaster</i> )                  | S. 245 | [ <i>Maslovella blackii</i> ]                       | S. 246      |
| <i>fossacincta</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )       | S. 253 | [ <i>Maslovella pulchra</i> ]                       | S. 246      |
| ? <i>fractum</i> ( <i>Corollithion</i> )?              | S. 280 | [ <i>melaniae</i> ( <i>Biscutum</i> )]              | S. 246      |
| [ <i>fragilis</i> ( <i>Actinozygus</i> )]              | S. 279 | [ <i>melaniae</i> ( <i>Coccolithus</i> )]           | S. 246      |
| <i>fragilis</i> ( <i>Corollithion</i> )                | S. 279 | [ <i>melaniae</i> ( <i>Tremalithus</i> )]           | S. 245      |
| [ <i>frequens</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )]       | S. 253 | [ <i>melaniae</i> ( <i>Watznaueria</i> )]           | S. 246      |
| <i>gallicus</i> ( <i>Ethmorhabdus</i> )                | S. 272 | [ <i>mielnicensis</i> ( <i>Discolithus</i> )]       | S. 291      |
| [ <i>gartneri</i> ( <i>Biscutum</i> )]                 | S. 245 | [ <i>mielnicensis</i> ( <i>Staurolithites</i> )]    | S. 292      |
| <i>geometricum</i> ( <i>Corollithion</i> )             | S. 279 | [ <i>Millbrookia</i> ]                              | S. 290      |
| [ <i>geometricum</i> ( <i>Actinozygus</i> )]           | S. 279 | [ <i>Millbrookia perforata</i> ]                    | S. 289      |
| [ <i>geometricum</i> ( <i>Discolithus</i> )]           | S. 279 | [ <i>minus</i> ( <i>Diadorhombus</i> )]             | S. 281      |
| [ <i>geometricum</i> ( <i>Neococcolithus</i> )]        | S. 279 | [ <i>Neococcolithus geometricus</i> ]               | S. 279      |
| [ <i>geometricum</i> ( <i>Zycolithus</i> )]            | S. 279 | <i>noelae</i> ( <i>Perissocylus</i> )               | S. 271      |
| [ <i>Glaukolithus diplogrammus</i> ]                   | S. 296 | [ <i>Octocylus magnus</i> ]                         | S. 269      |
| <i>gracilis</i> ( <i>Acopodorhabdus</i> )              | S. 265 | [ <i>Octocylus reinhardtii</i> ]                    | S. 269      |
| <i>grasei</i> ( <i>Podorhabdus</i> )                   | S. 264 | <i>Octopodorhabdus</i>                              | S. 268      |
| <i>gresslyi</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )          | S. 255 | <i>Octopodorhabdus decussatus</i>                   | S. 268      |
| [ <i>hansmanii</i> ( <i>Creterhabdus crenulatus</i> )] | S. 275 | <i>Octopodorhabdus oculisminutis</i>                | S. 269      |
| [ <i>hansmanii</i> ( <i>Polypodorhabdus</i> )]         | S. 275 | <i>Octopodorhabdus praevisus</i>                    | S. 268      |
| <i>helvetica</i> ( <i>Ansulasphaera</i> )              | S. 261 | <i>oculisminutis</i> ( <i>Octopodorhabdus</i> )     | S. 269      |
| [ <i>Hemipodorhabdus</i> ]                             | S. 263 | [ <i>oregus</i> ( <i>Coccolithus</i> )]             | S. 244, 246 |
| <i>Hexapodorhabdus</i>                                 | S. 267 | <i>ovata</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )          | S. 255      |
| <i>Hexapodorhabdus cuvillieri</i>                      | S. 267 | [ <i>ovata</i> ( <i>Watznaueria</i> )]              | S. 255      |
| [ <i>hexserratus</i> ( <i>Ellipsachiastus</i> )]       | S. 279 | [ <i>Palaeopontosphaera</i> ]                       | S. 242      |
| <i>hexum</i> ( <i>Stephanolithion</i> )                | S. 277 | [ <i>Palaeopontosphaera dubia</i> ]                 | S. 245, 248 |
| [ <i>horticum</i> ( <i>Costacentrum</i> )]             | S. 249 | [ <i>Palaeopontosphaera erismata</i> ]              | S. 248      |
| [ <i>horticum</i> ( <i>Coccolithus</i> )]              | S. 248 | [ <i>Palaeopontosphaera veterna</i> ]               | S. 248, 261 |
| <i>horticus</i> ( <i>Sollasites</i> )                  | S. 248 | <i>parallelus</i> ( <i>Zycolithites</i> )           | S. 297      |
| [ <i>ignotus</i> ( <i>Bidiscus</i> )]                  | S. 261 | <i>Parhabdolithus</i>                               | S. 290      |
| <i>ignotus</i> ( <i>Discorhabdus</i> )                 | S. 251 | <i>Parhabdolithus liasicus</i>                      | S. 290      |
| [ <i>ignotus</i> ( <i>Tremalithus</i> )]               | S. 251 | [ <i>Parhabdolithus longispinus</i> ]               | S. 290      |
| [ <i>imbricata imbricata</i> ( <i>Vagalapilla</i> )]   | S. 292 | <i>Parhabdolithus marthae</i>                       | S. 290      |
| <i>imbricata</i> ( <i>Vekshinella</i> )                | S. 292 | <i>Parhabdolithus pseudobelgicus</i>                | S. 291      |
| ? <i>jungii</i> ( <i>Discorhabdus</i> )?               | S. 265 | <i>Parhabdolithus rbombicus</i>                     | S. 291      |
| [ <i>kefalrempti</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )]    | S. 253 | [ <i>Parhabdolithus robustus</i> ]                  | S. 290      |
| [ <i>kennedyi</i> ( <i>Biscutum</i> )]                 | S. 246 | [ <i>parva</i> ( <i>Colvillea crucicentralis</i> )] | S. 261      |
| [ <i>laffittei</i> ( <i>Staurolithites</i> )]          | S. 292 | <i>patulus</i> ( <i>Discorhabdus</i> )              | S. 251      |

|   |        |   |        |
|---|--------|---|--------|
| [ <i>patulus</i> ( <i>Rhabdolithus</i> )]         | S. 251 | <i>Retecapsa crenulata</i>                            | S. 275 |
| <i>pauciramosus</i> ( <i>Stradnerlithus</i> )     | S. 283 | <i>Retecapsa schizobrachiata</i>                      | S. 273 |
| [ <i>paucisectus</i> ( <i>Polypodorhabdus</i> )]  | S. 275 | Retecapsoideae  | S. 273 |
| [ <i>perforata</i> ( <i>Millbrookia</i> )]        | S. 289 | [ <i>Rhabdolithus deccussatus</i> ]                   | S. 268 |
| [ <i>perforatus</i> ( <i>Coccolithus</i> )]       | S. 253 | [ <i>Rhabdolithus patulus</i> ]                       | S. 251 |
| <i>perforatus</i> ( <i>Crepidolithus</i> )        | S. 289 | <i>rbombicum</i> ( <i>Rbombolithion</i> )             | S. 281 |
| <i>Perissocyclus</i>                              | S. 271 | <i>rbombicus</i> ( <i>Parhabdolithus</i> )            | S. 291 |
| <i>Perissocyclus fenestratus</i>                  | S. 272 | [ <i>rbombicus</i> ( <i>Tubirhabdus</i> ?)]           | S. 291 |
| <i>Perissocyclus fletcheri</i>                    | S. 271 | <i>Rbombolithion</i>                                  | S. 281 |
| <i>Perissocyclus liesbergensis</i>                | S. 271 | <i>Rbombolithion bifurcatum</i>                       | S. 282 |
| <i>Perissocyclus noelae</i>                       | S. 271 | <i>Rbombolithion rbombicum</i>                        | S. 281 |
| <i>plena</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )        | S. 256 | <i>rimosus</i> ( <i>Ethmorhabdus</i> )                | S. 273 |
| Podorhabdaceae                                    | S. 263 | [ <i>robustus</i> ( <i>Parhabdolithus</i> )]          | S. 290 |
| Podorhabdales                                     | S. 242 | [ <i>Rotelapillus</i> ]                               | S. 278 |
| <i>Podorhabdus</i>                                | S. 263 | [ <i>Rotelapillus radians</i> ]                       | S. 280 |
| [ <i>Podorhabdus cylindratius</i> ]               | S. 265 | [ <i>salillum</i> ( <i>Discolithus</i> )]             | S. 298 |
| <i>Podorhabdus grassei</i>                        | S. 264 | [ <i>salillum</i> ( <i>Zeugrhabdus</i> )]             | S. 293 |
| [ <i>Podorhabdus rabla</i> ]                      | S. 267 | <i>salillum</i> ( <i>Zycolithites</i> )               | S. 298 |
| [ <i>Podorhabdus reinhardtii</i> ]                | S. 269 | <i>schizobrachiata</i> ( <i>Retecapsa</i> )           | S. 273 |
| [ <i>Podorhabdus septentrionalis</i> ]            | S. 265 | [ <i>schizobrachiata</i> ( <i>Vekshinella</i> )]      | S. 273 |
| [ <i>polycingulatus</i> ( <i>Coccolithites</i> )] | S. 246 | [ <i>schizobrachiatus</i> ( <i>Cretrarhabdus</i> )]   | S. 273 |
| <i>Polypodorhabdus</i>                            | S. 275 | [ <i>schizobrachiatus</i> ( <i>Polypodorhabdus</i> )] | S. 274 |
| [ <i>Polypodorhabdus beckii</i> ]                 | S. 275 | <i>Schizosphaerella</i>                               | S. 298 |
| <i>Polypodorhabdus escaigi</i>                    | S. 275 | <i>Schizosphaerella punctulata</i>                    | S. 298 |
| [ <i>Polypodorhabdus hansmanii</i> ]              | S. 275 | <i>scutulatum</i> ( <i>Corolithion</i> )              | S. 281 |
| [ <i>Polypodorhabdus madingleyensis</i> ]         | S. 275 | [ <i>scutulatus</i> ( <i>Zycolithus</i> )]            | S. 281 |
| [ <i>Polypodorhabdus paucisectus</i> ]            | S. 275 | [ <i>septentrionalis</i> ( <i>Podorhabdus</i> )]      | S. 265 |
| [ <i>Polypodorhabdus schizobrachiatus</i> ]       | S. 274 | [ <i>sexirradiatus</i> ( <i>Zycolithus</i> )]         | S. 279 |
| [ <i>ponticus</i> ( <i>Zycolithus</i> )]          | S. 295 | [ <i>sigillatus</i> ( <i>Discolithus</i> )]           | S. 261 |
| <i>praevisus</i> ( <i>Octopodorhabdus</i> )       | S. 268 | <i>sigillatus</i> ( <i>Lotharingius</i> )             | S. 261 |
| <i>primitivus</i> ( <i>Lotharingius</i> )         | S. 260 | [ <i>Sollasitaceae</i> ]                              | S. 242 |
| [ <i>pristinus</i> ( <i>Sollasites</i> )]         | S. 250 | <i>Sollasites</i>                                     | S. 248 |
| <i>Proculithus</i>                                | S. 288 | [ <i>Sollasites barringtonensis</i> ]                 | S. 248 |
| <i>Proculithus expansus</i>                       | S. 288 | <i>Sollasites falklandensis</i>                       | S. 249 |
| <i>Proculithus fistulatus</i>                     | S. 288 | <i>Sollasites horticus</i>                            | S. 248 |
| <i>pseudobelgicus</i> ( <i>Parhabdolithus</i> )   | S. 291 | <i>Sollasites lowei</i>                               | S. 250 |
| <i>pugnatum</i> ( <i>Calyculus</i> )              | S. 285 | [ <i>Sollasites pristinus</i> ]                       | S. 250 |
| [ <i>pulchra</i> ( <i>Maslovella</i> )]           | S. 246 | [ <i>Staurolithites bohotnicae</i> ]                  | S. 292 |
| <i>punctulata</i> ( <i>Schizosphaerella</i> )     | S. 298 | [ <i>Staurolithites crux</i> ]                        | S. 292 |
| <i>quadriarcula</i> ( <i>Vekshinella</i> )        | S. 294 | [ <i>Staurolithites laffittei</i> ]                   | S. 292 |
| [ <i>quadriarculus</i> ( <i>Discolithus</i> )]    | S. 294 | [ <i>Staurolithites mielnicensis</i> ]                | S. 292 |
| [ <i>quadriarculus</i> ( <i>Staurolithites</i> )] | S. 294 | [ <i>Staurolithites quadriarculus</i> ]               | S. 294 |
| [ <i>quadriarculus</i> ( <i>Staurorhabdus</i> )]  | S. 294 | [ <i>Staurolithites rectus</i> ]                      | S. 292 |
| <i>radians</i> ( <i>Corolithion</i> )             | S. 280 | [ <i>Staurorhabdus magnus</i> ]                       | S. 294 |
| [ <i>radians</i> ( <i>Rotelapillus</i> )]         | S. 280 | [ <i>Staurorhabdus quadriarculus</i> ]                | S. 294 |
| <i>rabla</i> ( <i>Ascopodorhabdus</i> )           | S. 267 | Stephanolithiaceae                                    | S. 275 |
| [ <i>rabla</i> ( <i>Podorhabdus</i> )]            | S. 267 | <i>Stephanolithion</i>                                | S. 276 |
| [ <i>rectus</i> ( <i>Staurolithites</i> )]        | S. 292 | <i>Stephanolithion bigoti</i>                         | S. 276 |
| <i>reinhardtii</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )  | S. 257 | <i>Stephanolithion hexcum</i>                         | S. 277 |
| [ <i>reinhardtii</i> ( <i>Octocyclus</i> )]       | S. 269 | [ <i>stradneri</i> ( <i>Vekshinella</i> )]            | S. 292 |
| [ <i>reinhardtii</i> ( <i>Podorhabdus</i> )]      | S. 269 | <i>Stradnerlithus</i>                                 | S. 283 |
| [ <i>reinhardtii</i> ( <i>Watznaueria</i> )]      | S. 257 | [ <i>Stradnerlithus bifurcatus</i> ]                  | S. 282 |
| <i>Retecapsa</i>                                  | S. 273 | <i>Stradnerlithus comptus</i>                         | S. 283 |
| <i>Retecapsa angustiforata</i>                    | S. 274 | <i>Stradnerlithus deliensis</i>                       | S. 283 |
| <i>Retecapsa brigbtoni</i>                        | S. 273 | <i>Stradnerlithus pauciramosus</i>                    | S. 283 |
| Retecapsaceae                                     | S. 273 | <i>strigosa</i> ( <i>Ellipsagelosphaera</i> )         | S. 257 |

|  |             |                                   |        |
|--|-------------|-----------------------------------|--------|
| <i>subcircularis</i> ( <i>Calyculus</i> )      | S. 287      | <i>[Watznaueria barnesae]</i>     | S. 253 |
| <i>[tectiforma</i> ( <i>Calyptrolithus</i> )   | S. 246      | <i>[Watznaueria britannica]</i>   | S. 253 |
| <i>[tectiforma</i> ( <i>Cribrosphaera</i> )    | S. 246      | <i>[Watznaueria communis]</i>     | S. 253 |
| <i>[tectiforma</i> ( <i>Cribrosphaerella</i> ) | S. 246      | <i>[Watznaueria crucentralis]</i> | S. 260 |
| <i>[testudinarium</i> ( <i>Biscutum</i> )      | S. 246      | <i>[Watznaueria melaniae]</i>     | S. 246 |
| <i>[testudinarium</i> ( <i>Discorhabdus</i> )  | S. 246      | <i>[Watznaueria ovata]</i>        | S. 255 |
| <i>Thurmannolithion</i>                        | S. 284      | <i>[Watznaueria reinhardtii]</i>  | S. 257 |
| <i>Thurmannolithion clatratum</i>              | S. 284      | <i>Zengrhabdotus</i>              | S. 295 |
| <i>[Tremalithus ellipticum]</i>                | S. 245      | <i>[Zengrhabdotus bussoni]</i>    | S. 296 |
| <i>[Tremalithus ignotus]</i>                   | S. 251      | <i>[Zengrhabdotus choffati]</i>   | S. 297 |
| <i>[Tremalithus melaniae]</i>                  | S. 245      | <i>Zengrhabdotus erectus</i>      | S. 295 |
| <i>[Truncatoscapus deffensis]</i>              | S. 283      | <i>Zengrhabdotus? fissus</i>      | S. 296 |
| <i>[Tubirhabdus? rhombicus]</i>                | S. 291      | <i>[Zengrhabdotus salillum]</i>   | S. 293 |
| <i>tubulata</i> ( <i>Ellipsagelosphaera?</i> ) | S. 258      | <i>[Zygodiscus erectus]</i>       | S. 295 |
| <i>[tubus</i> ( <i>Discorhabdus</i> )          | S. 251      | Zygothitaceae                     | S. 291 |
| <i>[Vagalapilla elliptica]</i>                 | S. 293      | <i>Zygothites</i>                 | S. 297 |
| <i>[Vagalapilla imbricata imbricata]</i>       | S. 292      | <i>Zygothites choffati</i>        | S. 297 |
| <i>[variradiatus</i> ( <i>Zygothitus</i> )     | S. 269      | <i>Zygothites parallelus</i>      | S. 297 |
| <i>Vekeshinella</i>                            | S. 291      | <i>Zygothites salillum</i>        | S. 298 |
| <i>Vekeshinella acutiferra</i>                 | S. 291      | <i>Zygothitus</i>                 | S. 291 |
| <i>Vekeshinella ara</i>                        | S. 292      | <i>[Zygothitus bussoni]</i>       | S. 295 |
| <i>Vekeshinella crux</i>                       | S. 292      | <i>[Zygothitus crux]</i>          | S. 291 |
| <i>Vekeshinella dibrachiata</i>                | S. 291      | <i>[Zygothitus diplogrammus]</i>  | S. 296 |
| <i>Vekeshinella elliptica</i>                  | S. 292      | <i>[Zygothitus erectus]</i>       | S. 295 |
| <i>Vekeshinella imbricata</i>                  | S. 292      | <i>[Zygothitus fibulus]</i>       | S. 295 |
| <i>Vekeshinella magna</i>                      | S. 294      | <i>[Zygothitus geometricus]</i>   | S. 279 |
| <i>Vekeshinella quadriarculla</i>              | S. 294      | <i>[Zygothitus ponticulus]</i>    | S. 295 |
| <i>[Vekeshinella schizobrachiata]</i>          | S. 273      | <i>[Zygothitus scutulatus]</i>    | S. 281 |
| <i>[Vekeshinella stradneri]</i>                | S. 292      | <i>[Zygothitus sexiradiatus]</i>  | S. 279 |
| <i>[veterna</i> ( <i>Palaeopontosphaera</i> )  | S. 248, 261 | <i>[Zygothitus variradiatus]</i>  | S. 269 |
|  |             | <i>[Zygothephanos crux]</i>       | S. 292 |

## Danksagungen

Herr Prof. Dr. F. Allemann (Geologisches Institut der Universität Bern) ermöglichte diese Arbeit, indem er uns die Einrichtungen des Labors für Rasterelektronenmikroskopie zur Verfügung stellte.

Herr Dr. H. Stradner (Geologische Bundesanstalt, Wien) war uns ein steter Ratgeber, der uns in zahlreichen Diskussionen wertvolle Anregungen gab.

Auf Befürwortung durch Herrn Dipl.-Ing. H. SPÖRKER und Herrn Prof. Dr. A. KRÖLL (ÖMV AG) wurde ein Teil der Separata-Kosten vom Fachverband der Erdölindustrie Österreichs übernommen.

Herr G. Bures (ÖMV AG) besorgte mit größter Sorgfalt die Reinzeichnung der meisten Abbildungen.

Die Autoren danken besonders ihren Familien, daß sie mit so viel Geduld die Fertigstellung dieser überwiegend in der Freizeit entstandenen Publikation abgewartet haben.

## Literaturverzeichnis

- AUBRY, M.-P. & DEPECHE, F.: Recherches sur les schizosphères. I – Les schizosphères de Villers-sur-Mer. Variation morphologique, ultrastructure et modifications diagenétiques. – Cah. Micropaléont., 1974/1, S. 3–15, Paris 1974.
- BALDI-BEKE, M.: Alsó-Kréta képződményeink Coccolithophorida faunája (Unterkrätzische Coccolithophoriden-Fauna aus Ungarn). – Magyar áll. földt. Intéz. évi Jel., 1962, S. 131–144, Budapest 1964.
- BARBIERI, F. & MEDIOLI, F.: Calcareous nannoplankton from the Upper Cretaceous of Southern Saskatchewan (Canada). – Riv. ital. Paleont., 75/4, S. 725–758, Mailand 1969.
- BARNARD, T. & HAY, W. W.: On Jurassic Coccoliths: A tentative zonation of the Jurassic of Southern England and North France. – Eclogae geol. Helv., 67/3, S. 563–585, Basel 1974.
- BERNIER, P., BUSSON, G., ENAY, R. & NOËL, D.: Les calcaires bitumineux d'Armailles, formation laminée du Kimméridgien de la région de Belley (Ain), et leurs conditions de dépôt. – C. R. Acad. Sci. (Paris), 274, S. 2925–2928, Paris 1972.
- BLACK, M.: Coccolithen. – Endeavour, 24/93, S. 131–137, London 1965.
- BLACK, M.: New names for some coccolith taxa. – Proc. geol. Soc. London, 1640, S. 139–145, London 1967.
- BLACK, M.: Taxonomic problems in the study of coccoliths. – Paleontology, 11/5, S. 793–813, London 1968.
- BLACK, M.: Derived coccoliths in the Bridlington Crag. – Proc. Yorkshire geol. Soc., 38/1, S. 37–45, Hull 1970.
- BLACK, M.: The systematics of coccoliths in relation to the palaeontological record. In FUNNELL, B. M. & RIEDEL, W. R. (Hrsg.): The Micropalaeontology of Oceans, S. 611–624, University Press, Cambridge 1971a.
- BLACK, M.: Coccoliths of the Speeton Clay and Sutterby Marl. – Proc. Yorkshire geol. Soc., 38/3, S. 381–424, Hull 1971b.
- BLACK, M.: British Lower Cretaceous Coccoliths. I. Gault Clay. – Palaeontogr. Soc. [Monogr.], 126, Publ. Nr. 534, 48 Seiten, London 1972.
- BLACK, M.: British Lower Cretaceous Coccoliths. I. Gault Clay. – Palaeontogr. Soc. [Monogr.], 127, Publ. Nr. 537, S. 49–112, London 1973.
- BLACK, M.: British Lower Cretaceous Coccoliths. I. Gault Clay. – Palaeontogr. Soc. [Monogr.], 129, Publ. Nr. 543, S. 113–142, London 1975.
- BLACK, M. & BARNES, B.: The structure of coccoliths from the English Chalk. – Geol. Mag., 96/5, S. 321–328, Hertford 1959.
- BOUCHÉ, P. M.: Nannofossiles calcaires du Lutétien du bassin de Paris. – Rev. Micropaléont., 5/2, S. 75–103, Paris 1962.
- BRAMLETTE, M. N. & MARTINI, E.: The great change in calcareous nannoplankton fossils between the Maestrichtian and Danian. – Micropaleontology, 10/3, S. 291–322, New York 1964.
- BRAMLETTE, M. N. & SULLIVAN, F. R.: Coccolithophorids and related nannoplankton of the early Tertiary in California. – Micropaleontology, 7/2, S. 129–188, New York 1961.
- BUKRY, D.: Upper Cretaceous coccoliths from Texas and Europe. – Univ. Kansas paleont. Contr., Art. 51 (Protista 2), 79 Seiten, Lawrence 1969.
- BUKRY, D.: *Biscutum kennedyi* nom. nov. pro *Biscutum asymmetricum* BUKRY, 1969, non PERCH-NIELSEN, 1969 (Plantae, Coccolithophyceae). – J. Paleont., 44/1, S. 167, Menasha 1970.
- BUKRY, D. & BRAMLETTE, M. N.: Coccolith age determinations Leg 1, Deep sea drilling project. In EWING, M. et al.: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 1, S. 369–387, U. S. Government Printing Office, Washington 1969.
- BURNS, D. A.: Nannofossils from the Lower and Upper Cretaceous chalk deposits, Nettleton Lincolnshire, England. – Rev. españ. Micropaleont., 8/2, S. 279–300, Madrid 1976.
- CARATINI, C.: Contribution à l'étude des coccolithes du Cénomanién supérieur et du Turonien de la région de Rouen. – Thèse Fac. Sci. Univ. d'Algér., Publ. Lab. géol. appl. Univ. Algér., 1960/12, S. 5–61, Paris 1963.
- ČEPEK, P. & HAY, W. W.: Calcareous nannoplankton and biostratigraphic subdivision of the Upper Cretaceous. – Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Soc., 19, S. 323–336, 1969.
- DEFLANDRE, G.: Les stéphanolithes, représentants d'un type nouveau de coccolithes du Jurassique supérieur. – C. R. Acad. Sci. (Paris), 208, S. 1331–1333, Paris 1939.
- DEFLANDRE, G.: Classe des Coccolithophoridés (Coccolithophoridae LOHMANN, 1902). In GRASSÉ, P. P.: Traité de zoologie. Anatomie, systématique, biologie. 1/1: Phylogénie. Protozoaires: généralités. Flagellés. – Paris: Masson 1952, XII + 1071 Seiten, 830 Abb.
- DEFLANDRE, G.: Classe des Coccolithophoridés. In PIVETEAU, J.: Traité de paléontologie. – Paris: Masson 1952, 1, 782 Seiten.

- DEFLANDRE, G. & DANGEARD, L.: *Schizosphaerella*, un nouveau microfossile méconnu du Jurassique moyen et supérieur. – C. R. Acad. Sci. (Paris), 207, S. 1115–1117, Paris 1938.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C.: Sur la structure fine de quelques coccolithes fossiles observés au microscope électronique; Signification morphogénétique et application à la systématique. – C. R. Acad. Sci. (Paris), 234, S. 2100–2102, Paris 1952.
- DEFLANDRE, G. & FERT, C.: Observations sur les Coccolithophoridés actuels et fossiles en microscopie ordinaire et électronique. – Ann. Paléont., 40 (1954), S. 115–176, Paris 1955.
- FARINACCI, A.: Round Table on Calcareous Nannoplankton. Roma, September 23–28, 1970. In A. FARINACCI (Hrsg.): Proceedings of the II. Planktonic Conference Roma 1970, Edizioni Tecnoscienza, 2, S. 1343–1360, Rom 1971.
- FAUPL, P., GRÜN, W., LAUER, G., MAURER, R., PAPP, A., SCHNABEL, W. & STURM, M.: Zur Typisierung der Sieveringer Schichten im Flysch des Wienerwaldes. – Jahrb. Geol. B.-A., 113, S. 73–158, Wien, 1970.
- FISCHER, H.: Geologie des Gebietes zwischen Blauen und Pfirter Jura (SW Basel). Mit einem mikropaläontologischen und einem paläogeographischen Beitrag. – Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 122, XX + 106 Seiten, Bern 1965.
- FISCHER, H.: Oberer Dogger und unterer Malm des Berner Jura: Tongruben von Liesberg. In H. SCHAUB & H. LUTERBACHER (Hrsg.): Neuere Daten zur mikropaläontologischen Forschung in der Schweiz zum 9. Europäischen Mikropaläontologischen Kolloquium (Schweiz, 1965). – Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing., 31, Nr. 81, S. 25–36, Basel 1965.
- FORCHHEIMER, S.: Scanning Electron Microscope Studies of Cretaceous Coccoliths from the Köpingsberg Borehole No 1, SE Sweden. – Sveriges geol. Unders., Ser. C, Nr. 668, A. 65, Nr. 14, 141 Seiten, Stockholm 1972.
- GARTNER, S. Jr.: Coccoliths and related calcareous nannofossils from Upper Cretaceous deposits of Texas and Arkansas. – Univ. Kansas paleont. Contr., Art. 1 (Protista), 56 Seiten, Lawrence 1968.
- GÓRKA, H.: Coccolithophoridae z górnoego mastrychtu Polski środkowej. (Les Coccolithophoridés du Maestrichtien supérieur de Pologne). – Acta palaeont. pol., 2/1, S. 235–284, Warschau 1957.
- GREPPIN, J. B.: Description géologique du Jura Bernois et de quelques districts adjacents. – Matér. Carte géol. Suisse, 8, XX + 357 Seiten, Bern 1870.
- GRESSLY, A.: Observations géologiques sur le Jura soleurois. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw., 2, 112 Seiten, Neuenburg 1838.
- GRESSLY, A.: Observations géologiques sur le Jura soleurois. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw., 4, S. 113–241, Neuenburg 1840.
- GRESSLY, A.: Observations géologiques sur le Jura soleurois. – N. Denkschr. schweiz. Ges. Natw., 5, S. 245–349, Neuenburg 1841.
- GRÜN, W. & ALLEMANN, F.: The Lower Cretaceous of Caravaca (Spain). Berriasian Calcareous Nannoplankton of the Miravetes Section (Subbetic Zone, Prov. of Murcia). – Eclogae geol. Helv., 68/1, S. 147–211, Basel 1975.
- GRÜN, W., KITTLER, G., LAUER, G., PAPP, A. & SCHNABEL, W.: Studien in der Unterkreide des Wienerwaldes. – Jahrb. Geol. B.-A., 115, S. 103–186, Wien 1972.
- GRÜN, W., PRINS, B. & ZWEILI, F.: Coccolithophoriden aus dem Lias epsilon von Holzmaden (Deutschland). – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.], 147/3, S. 294–328, Stuttgart 1974.
- HAEUSLER, R.: Monographie der Foraminiferen-Fauna der schweizerischen Transversarius-Zone. – Abh. schweiz. paläont. Ges., 17, 134 Seiten, Zürich 1890.
- HAMILTON, G.: Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphical use. – Eclogae geol. Helv., 70/2, S. 575–597, Basel 1977.
- HAMILTON, G.: Calcareous nannofossils from the Upper Callovian and Lower Oxfordian (Jurassic) of Staffin Bay, Isle of Skye, Scotland. – Proc. Yorkshire geol. Soc., 42/1, S. 29–39, Hull 1978.
- HAMILTON, G.: Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. – Eclogae geol. Helv., 72/1, S. 1–17, Basel 1979.
- HAQ, U. Z. B.: Studies on upper Eocene calcareous nannoplankton from NW Germany. – Stockholm Contr. Geol., 18/2, S. 13–74, Stockholm 1968.
- HAY, W. W.: Probabilistic Stratigraphy. – Eclogae geol. Helv., 65/2, S. 255–266, Basel 1972.
- HAY, W. W. & TOWE, K. M.: Electronmicroscopic examination of some coccoliths from Donzacq (France). – Eclogae geol. Helv., 55/2, S. 497–517, Basel 1963.
- HESS, H.: Mikropaläontologische Untersuchungen an Ophiuren. III. Die Ophiuren aus dem Callovien-Ton von Liesberg (Berner Jura). – Eclogae geol. Helv., 56/2, S. 1141–1164, Basel 1963.
- HILL, M. E. III.: Lower Cretaceous calcareous nannofossils from Texas and Oklahoma. – Palaeontographica Abt. B, 156/4–6, S. 103–179, Stuttgart 1976.

- HOFFMANN, N.: Coccolithineen aus der weißen Schreibkreide (Unter-Maastricht) von Jasmund auf Rügen. – *Geologie*, 19/7, S. 846–879, Berlin (Ost) 1970a.
- HOFFMANN, N.: Taxonomische Untersuchungen an Coccolithineen aus der Kreide Norddeutschlands anhand elektronenmikroskopischer Aufnahmen. – *Hercynia*, N. F., 7/2, S. 163–198, Leipzig 1970b.
- HOFFMANN, N.: Coccolithen aus der Kreide und dem Paläogen des nördlichen Mitteleuropas. – *Geologie [Beih.]*, H. 73, 121 Seiten, Berlin (Ost) 1972.
- Internationaler Code der botanischen Nomenklatur: siehe STAFLEU, F. A. et al.
- KAMPTNER, E.: Fossile Coccolithineen-Skelettreste aus dem Molukken-Archipel. – *Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl.*, 86/4, S. 77–80, Wien 1949.
- KAPELLOS, C. C.: Biostratigraphie des Gurnigelflysches mit besonderer Berücksichtigung der Nummuliten und des Nannoplanktons, unter Einbeziehung des paläogenen Nannoplanktons der Krim (UdSSR). – *Schweiz. paläont. Abh.*, 96, 128 Seiten, Basel 1973.
- KELLER, W. T.: Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Delsbergerbecken und Oberrheinischer Tiefebene. – *Eclogae geol. Helv.*, 17/1, S. 1–78, Basel 1922.
- KEUPP, H.: Kalkiges Nannoplankton aus den Solnhofener Schichten (Unter Tithon, Südliche Frankenalb). – *N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.]*, 1976/6, S. 361–381, Stuttgart 1976.
- KEUPP, H.: Ultrafazies und Genese der Solnhofener Plattenkalke (Oberer Malm, Südliche Frankenalb). – *Abh. nat.-hist. Ges. Nürnberg*, 37, S. 1–128, Nürnberg 1977.
- KÜBLER, J. & ZWINGLI, H.: Die Foraminiferen des schweiz. Jura. – Winterthur: Steiner'sche Buchhandlung 1870.
- LEVIN, H. L.: Coccolithophoridae and related microfossils from the Yazoo formation (Eocene) of Mississippi. – *J. Paleont.*, 39/2, S. 265–272, Menasha 1965.
- LEVIN, H. L. & JOERGER, A. P.: Calcareous nannoplankton from the Tertiary of Alabama. – *Micropaleontology*, 13/2, S. 163–182, New York 1967.
- Lexique stratigraphique international (1960): Vol. I, Europe; Fasc. 7, Suisse; Fasc. 7a, Juragebirge und Rheintalgraben: siehe WAIBEL, A. & BURRI, F.
- LEZAUD, L.: Nannofossiles calcaires du Jurassique supérieur de la Baie de Seine. – *Bull. Soc. géol. Normandie et Amis Muséum Havre*, 57 (1967), S. 15–20, Coutances 1968.
- LOEBLICH, A. R. Jr. & TAPPAN, H.: Type fixation and validation of certain calcareous nannoplankton genera. – *Proc. biol. Soc. Washington*, 76, S. 191–196, Washington 1963.
- LORIOU, P. DE.: Etudes sur les mollusques des couches coralligènes inférieures du Jura bernois (1–4). – *Mém. Soc. paléont. suisse*, 16, S. 1–79; *ibid.*, 17, S. 81–174; *ibid.*, 18, S. 176–258; *ibid.*, 19, S. 262–419, Genf 1889–1892.
- LORIOU, P. DE.: Etude sur les mollusques du Rauracien inférieur du Jura bernois. – *Mém. Soc. paléont. suisse*, 21, S. 1–129, Genf 1894.
- LORIOU, P. DE.: Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura bernois. – *Mém. Soc. paléont. suisse*, 23, S. 1–77; *ibid.*, 24, S. 78–158, Genf 1896, 1897.
- LORIOU, P. DE.: Etude sur les mollusques et brachiopodes de l'Oxfordien inférieur ou Zone à *Ammonites Renngeri* du Jura bernois. – *Mém. Soc. paléont. suisse*, 25, S. 1–115; *ibid.*, 26, S. 119–220, Genf 1898, 1899.
- LYULEVA, S. A.: Kokolitoforidi turons'kich vidkladiv Dniprovs'ko-Donetz'koi sapadini. (Coccolithophoridae in the Turonian strata of the Dnieper-Don Basins.) – *Geol. Ž. (Kiev)*, 27/6, S. 91–98, Kiev 1967.
- LYULEVA, S. A. & LIPNIK, E. S.: Sopostawlenie graniz senomana dneprrowsko-donez'koi wpadiny po kompleksam iswestkowych nannofossilii i foraminifer. (The comparison of boundaries of the Cenomanian of the Dnieper-Don depression by the complexes of the calcareous nannofossils and foraminifers.) – *Paleont. Sb. (L'vov)*, 1969/6, S. 75–80, L'vov (Lemberg) 1969.
- MANIVIT, H.: Contribution à l'étude des coccolithes de l'Éocène. – *Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, n. sér., 25, Trav. Collab. 1958 (1959), S. 331–382, Algier 1961.
- MANIVIT, H.: Nannofossiles calcaires de l'Albo-Aptien. – *Rev. Micropaléont.*, 8/3, S. 189–201, Paris 1965.
- MANIVIT, H.: Nannofossiles calcaires du Crétacé Français (Aptien – Maastrichtien). Essai de Biozotation appuyée sur les Stratotypes. Thèse Doctorate d'État, Fac. Sci. d'Orsay. – M. Hayet, Inst. géol., Fac. Sci. d'Orsay und Louis Jean à Gap 1971, 187 Seiten.
- MARESCH, O.: Die Erforschung von Nannofossilien mittels des Elektronenmikroskopes in der Erdölindustrie. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, 82/9, S. 377–384, Wien – Hamburg 1966.
- MATTHES, H. W.: Einführung in die Mikropaläontologie. – Leipzig: Hirzel 1956, VIII + 348 Seiten.
- MEDD, A. W.: Some middle and upper Jurassic Coccolithophoridae from England and France. In A. FARINACCI (Hrsg.): *Proceedings of the II. Planktonic Conference Roma 1970*. Edizioni Tecnoscienza, 2, S. 821–845, Leiden 1971.

- MEDD, A. W.: The Upper Jurassic coccoliths from the Haddenham and Gamlingay boreholes (Cambridgeshire, England). – *Eclogae geol. Helv.*, 72/1, S. 19–109, Basel 1979.
- MOHLER, W.: Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. – *Abh. schweiz. paläont. Ges.*, 60, S. 1–53, Basel 1938.
- MOSHKOVITZ, S.: First Report on the Occurrence of Nannoplankton in Upper Cretaceous-Paleocene Sediments of Israel. – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 110, S. 135–168, Wien 1967.
- MOSHKOVITZ, S.: On the distribution of *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD and *Schizosphaerella astraea* n. sp. in the Liassic section of Stowell Park Borehole (Gloucestershire) and in some other Jurassic localities in England. – *Eclogae geol. Helv.*, 72/2, S. 455–465, Basel 1979.
- MOSHKOVITZ, S. & EHRLICH, A.: Distribution of middle and upper Jurassic calcareous nannofossils in the north-eastern Negev, Israel and in Gebel Maghara, Northern Sinai. – *Bull. geol. Surv. Israel*, 69, S. 1–47, Jerusalem 1976a.
- MOSHKOVITZ, S. & EHRLICH, A.: *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD and *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE) NOËL, Upper Liassic calcareous nannofossils from Israel and Northern Sinai. – *Israel J. Earth Sci.*, 25, S. 51–57, 1976b.
- NOCERA, S.: Primo contributo alla conoscenza del nannoplancton calcareo del Giurassico superiore del Gargano. – *Mém. Soc. Nat. Napoli*, suppl. al *Boll.*, 78, (1969), S. 427–431, Neapel 1971.
- NOËL, D.: Coccolithes des terrains jurassiques de l'Algérie. – *Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, sér. 2, 8 (1956), S. 303–345, Algier 1957.
- NOËL, D.: Étude de coccolithes du Jurassique et du Crétacé inférieur. – *Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, sér. 2, 20 (1958), S. 155–196, Algier 1959.
- NOËL, D.: Note préliminaire sur des coccolithes jurassiques. – *Cah. Micropaléont.*, sér. I, no. 1, S. 1–12, Paris 1965a.
- NOËL, D.: Sur les coccolithes du Jurassique européen et d'Afrique du Nord. Essai de classification des coccolithes fossiles. – *Paris: Centre Nat. Rech. Sci.* 1965b, 209 Seiten.
- NOËL, D.: Coccolithes Crétacés la craie Campanienne du Bassin de Paris. – *Paris: Centre Nat. Rech. Sci.* 1970, 129 Seiten.
- NOËL, D.: Nannofossiles calcaires de sédiments jurassiques finement laminés. – *Bull. Mus. natl. Hist. nat. Paris*, sér. 3, no. 75 (1972), *Science de la Terre* 14, S. 95–156, Paris 1973.
- NOËL, D. & MELGUEN, M.: Nannofacies of Cape Basin and Walvis Ridge sediments, Lower Cretaceous to Pliocene (Leg 40). In BOLLIG, H. M., RYAN, W. B. F. et al.: *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 40, S. 487–524, U. S. Government Printing Office, Washington 1978.
- OERTLI, H. J.: Malm-Östracoden aus dem schweizerischen Juragebirge. – *Denkschr. schweiz. natf. Ges.*, 83/1, S. 1–44, Zürich 1959.
- PERCH-NIELSEN, K.: Der Feinbau und die Klassifikation der Coccolithen aus dem Maastrichtien von Dänemark. – *K. Danske Videnskabernes Selskab, Biol. Skrifter* 16/1, 96 Seiten, Kopenhagen 1968.
- PERCH-NIELSEN, K.: Die Coccolithen einiger Dänischer Maastrichtien- und Danienlokalitäten. – *Bull. geol. Soc. Denmark*, 19/1, S. 51–68, Kopenhagen 1969.
- PIENAAR, R. N.: Microfossils from the Cretaceous System of Zululand studied with the aid of the electron microscope. – *S. Afr. J. Sci.*, 62/5, S. 147–157, Johannesburg 1966.
- PIENAAR, R. N.: Upper Cretaceous Coccolithophorids from Zululand, South Africa. – *Palaeontology*, 11/3, S. 361–367, London 1968.
- PIENAAR, R. N.: Upper Cretaceous calcareous nannoplankton from Zululand, South Africa. – *Paleontologia Africana*, 12, S. 75–149, Johannesburg 1969.
- PRIEWALDER, H.: Die Coccolithophoridenflora des *Locus typicus* von *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), Reingrubenhöhe, Niederösterreich (Maastricht). – *Jahrb. Geol. B.-A.*, 116, S. 3–34, Wien 1973.
- PRINS, B.: Evolution and stratigraphy of Coccolithinids from the Lower and Middle Lias. In BRÖNNIMANN, P. & RENZ, H. H. (Hrsg.): *Proceedings of the First International Conference Planktonic Microfossils Geneva 1967*, 2, S. 547–558. – Leiden: E. J. Brill 1969.
- REINHARDT, P.: Einige Kalkflagellaten-Gattungen (Coccolithophoriden, Coccolithineen) aus dem Mesozoikum Deutschlands. – *Mber. dtshch. Akad. Wiss. Berlin*, 6/10, S. 749–759, Berlin (Ost) 1964.
- REINHARDT, P.: Neue Familien für fossile Kalkflagellaten (Coccolithophoriden, Coccolithineen). – *Mber. dtshch. Akad. Wiss. Berlin*, 7, S. 30–40, Berlin (Ost) 1965.
- REINHARDT, P.: Zur Taxonomie und Biostratigraphie des fossilen Nannoplanktons aus dem Malm, der Kreide und dem Alttertiär Mitteleuropas. – *Freiberger Forschh.*, C 196 Paläontologie, S. 5–109, Leipzig 1966.

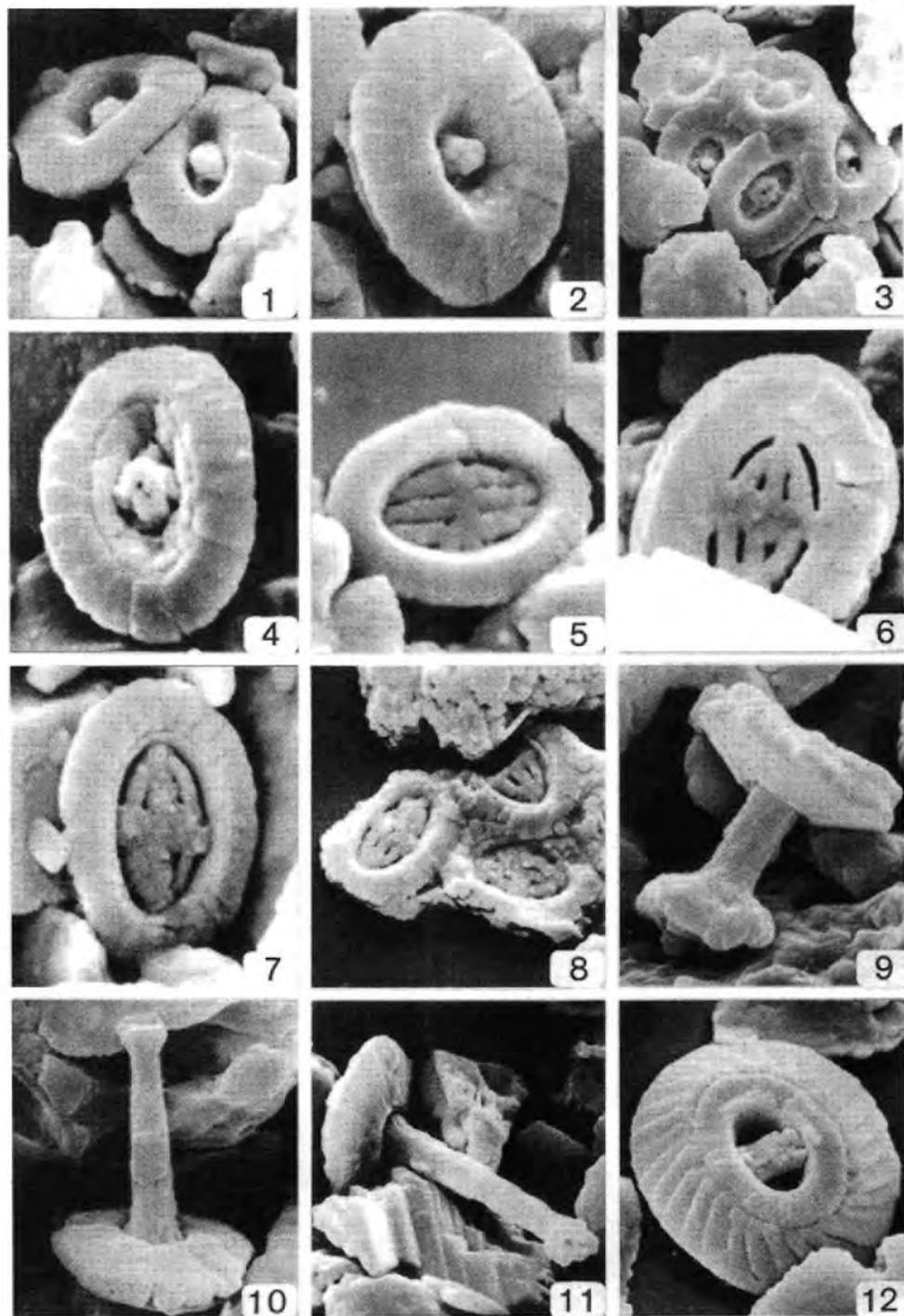
- REINHARDT, P.: Neue Coccolithen-Arten aus der Kreide. – Mber. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, 11, S. 932–938, Berlin (Ost) 1969.
- REINHARDT, P.: Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil I. – Freiberger Forschh., C 260 Paläontologie, S. 5–33, Leipzig 1970a.
- REINHARDT, P.: Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien. Teil II. – Freiberger Forschh., C 265 Paläontologie, S. 41–111, Leipzig 1970b.
- REINHARDT, P.: Synopsis der Gattungen und Arten der mesozoischen Coccolithen und anderer kalkiger Nannofossilien, Teil III. – Freiberger Forschh., C 267 Paläontologie, S. 19–41, Leipzig 1971.
- REINHARDT, P. & GÓRKA, H.: Revision of some Upper Cretaceous Coccoliths from Poland and Germany. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.], 129/3, S. 240–256, Stuttgart 1967.
- ROLLIER, L.: Deuxième supplément à la description géologique de la partie jurassienne de la feuille VII (de la carte géol. de la Suisse au 1 : 100.000). – Matér. Carte géol. Suisse, n. sér., 8, XVI + 206 Seiten, Bern 1898.
- ROOD, A. P. & BARNARD, T.: On Jurassic Coccoliths: *Stephanolithion*, *Diadozygus* and Related Genera. – Eclogae geol. Helv., 65/2, S. 327–342, Basel 1972.
- ROOD, A. P., HAY, W. W. & BARNARD, T.: Electron Microscope Studies of Oxford Clay Coccoliths. – Eclogae geol. Helv., 64/2, S. 245–272, Basel 1971.
- ROOD, A. P., HAY, W. W. & BARNARD, T.: Electron Microscope Studies of Lower and Middle Jurassic Coccoliths. – Eclogae geol. Helv., 66/2, S. 365–382, Basel 1973.
- ROTH, P. H. & THIERSTEIN, H.: Calcareous Nannoplankton: Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In HAYES, D. E., PIMM, A. C. et al.: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 14, S. 421–485. – Washington: U. S. Government Printing Office 1972.
- ROTHMALER, W.: Die Abteilungen und Klassen der Pflanzen. – Repert. Sp. Nov., 54, S. 256–266, 1951.
- SHAFIK, S. & STRADNER, H.: Nannofossils from the Eastern Desert, Egypt with reference to Maastrichtian Nannofossils from the USSR. – Jahrb. Geol. B.-A., Sonderb. 17, S. 69–104, Wien 1971.
- SHAMRAI, I. A. & LAZAREVA, E. P.: Paleogenovye Coccolithophoridae i ich stratigraficeskoe znacenie (Coccolithophoridae and their stratigraphic importance). – Dokl. Akad. Nauk. SSSR, 108/4, S. 711–714, Moskau 1956.
- SHUMENKO, S. I.: Elektronnomikroskopitscheskoe isutschenie turonskich kokkolitoforid wostoka USSR i oblasti kurskoj magnitnoi anomalii. (Electronmicroscopic study of Turonian Coccolithophorids of the east Ukraine and the Kursk magnetic anomaly). – Paleont. Sb. (L'vov), 7/1, S. 71–76, L'vov (Lemberg) 1970.
- STAFLEU, F. A., BONNER, C. E. B., McVAUGH, R., MEIKLE, R. D., ROLLINS, R. C., ROSS, R., SCHOFF, J. M., SCHULZE, G. M., VILMORIN, R. DE & VOSS, E. G.: Internationaler Code der botanischen Nomenklatur, angenommen vom elften Internationalen Botanischen Kongreß Seattle, August 1969. – Utrecht: A. Oosthoek's Uitgeversmaatschappij N. V. 1972, 426 Seiten.
- STÄUBLE, A. J.: Zur Stratigraphie des Callovien im zentralen Schweizer Jura. – Eclogae geol. Helv., 52/1, S. 57–176, Basel 1959.
- STOVER, L. E.: Cretaceous coccoliths and associated nannofossils from France and the Netherlands. – Micropaleontology, 12/2, S. 133–167, New York 1966.
- STRADNER, H.: Vorkommen von Nannofossilien im Mesozoikum und Alttertiär. – Erdöl-Z., 77/3, S. 77–88, Wien – Hamburg 1961.
- STRADNER, H.: New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nannofossils. – Proc. Sixth World Petrol. Congr. (Frankfurt am Main 1963), sect. 1, paper 4 (preprint), 16 Seiten, Frankfurt am Main 1963.
- STRADNER, H. & ADAMIKER, D.: Nannofossilien aus Bohrkernen und ihre elektronenmikroskopische Bearbeitung. – Erdöl-Erdgas-Z., 82/8, S. 330–341, Wien – Hamburg 1966.
- STRADNER, H., ADAMIKER, D. & MARESCH, O.: Electron Microscope Studies on Albian Calcareous Nannoplankton from the Delft 2 and Leidschendam 1 Deepwells, Holland. – Verh. k. nederl. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk. (I), 24/4, 107 Seiten, Amsterdam 1968.
- SULLIVAN, F. R.: Lower Tertiary nannoplankton from the California Coast Ranges. II. Eocene. – Univ. Calif. Publ. geol. Sci., 53, S. 1–75, Berkeley – Los Angeles 1965.
- TAYLOR, R. J.: The distribution of calcareous nannofossils in the Speeton Clay (Lower Cretaceous) of Yorkshire. – Proc. Yorkshire geol. Soc., 42/2, S. 195–209, Hull 1978.
- THIERSTEIN, H. R.: Tentative Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Zonation. – Eclogae geol. Helv., 64/3 (1971), S. 459–488, Basel 1972.
- THIERSTEIN, H. R.: Lower Cretaceous Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. – Abh. Geol. B.-A., 29, S. 1–52, Wien 1973.
- THIERSTEIN, H. R.: Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. – Marine Micropaleont., 1, S. 325–362, Amsterdam 1976.

- VEKSHINA, V. N.: Kokkolitoforidy maastrichtskich otloschenii Zapadno-Sibirskoi nizmenosti. (Coccolithophoridae of the Maastrichtian deposits of the west Siberian lowland.) – Trudy sibirsk. naučn.-issled. Inst. Geol. Geofiz. miner. Syrja (SNIIGGIMS), 2, S. 56–81, 1959.
- VERBEEK, J. W.: Calcareous nannoplankton biostratigraphy of Middle and Upper Cretaceous deposits in Tunisia, southern Spain and France. – Utrecht Micropaleont. Bull, 16, 157 Seiten, Utrecht 1977.
- VISHNEVSKII, A. V. & MENYAILENKO, P. A.: Kokkolitoforidy nischnemelowych (Aptskich) glin bachtshisaraiskogo raiona. (Coccolithophorids from the Lower Cretaceous [Aptian] clay of the Bakhchisaraisky region.) – Izv. Vyssh. Uchebn. Zaved. Geol. i Razved. SSSR., 6/11, S. 47–53, Moskau 1963.
- WAIBEL, A. & BURRI, F.: Lexique stratigraphique international (1960): Vol. I, Europe; Fasc. 7, Suisse; Fasc. 7a, Juragebirge und Rheintalgraben. – 20. Congr. géol. intern. Mexico 1956, S. 1–314, Paris 1960.
- WILCOXON, J. A.: Upper Jurassic – Lower Cretaceous calcareous nannoplankton from the western North Atlantic Basin. In HOLLISTER, C. D., EWING, J. I. et al.: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 11, S. 427–457. – Washington: U.S. Government Printing Office 1972.
- WISE, S. W. & WIND, F. H.: Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 drilling on the Falkland Plateau, southwest Atlantic sector of the southern ocean. In BARKER, P. F., DALZIEL, I. W. D. et al.: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., 36, S. 269–491. – Washington: U. S. Government Printing Office 1976.
- WORSLEY, T. R.: Calcareous nannofossil zonation of Upper Jurassic and Lower Cretaceous sediments from the Western Atlantic. In A. FARINACCI (Hrsg): Proceedings of the II. Planktonic Conference Roma 1970, 2, S. 1301–1321. – Rom: Edizioni Tecnoscienza 1971.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 13. 12. 1979

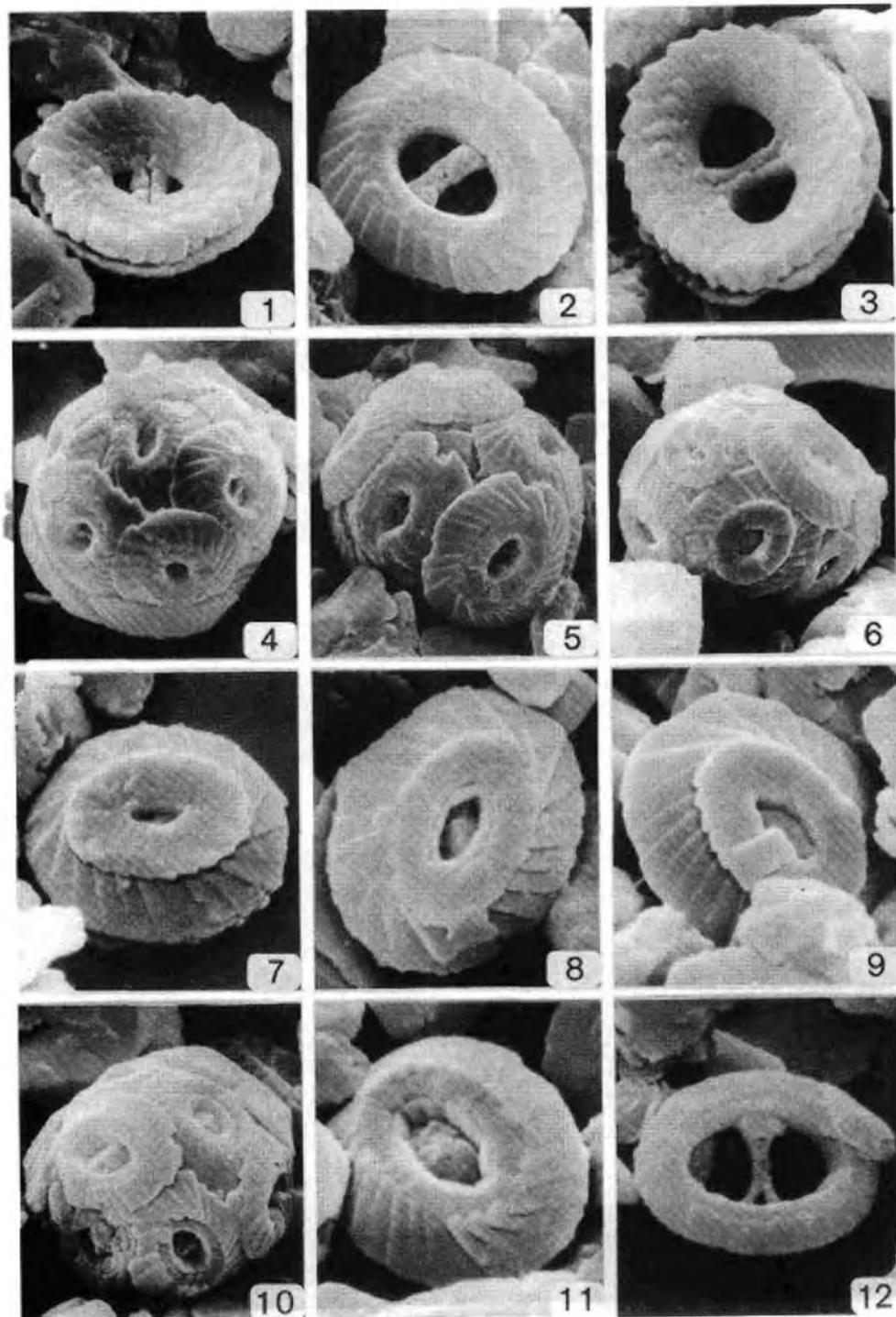
TAFEL 1

- Fig. 1, 2 *Biscutum dubium* (NOËL, 1965) GRÜN, 1974, emend. GRÜN & ZWEILI ..... S. 245  
 1: Teil einer Coccosphäre, Distalansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 890/6; 10.000x  
 2: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 787/3; 12.500x
- Fig. 3, 4 *Biscutum erismatum* (WIND & WISE, 1976) GRÜN & ZWEILI, n. comb. .... S. 248  
 3: Teil einer Coccosphäre, Distalansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 885/12; 6000x  
 4: Distale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 850/4; 12.500x
- Fig. 5 *Sollasites horticus* (STRADNER, ADAMIKER & MARESC, 1966) ČEPEK & HAY, 1969 ..... S. 248  
 Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 885/8; 11.500x
- Fig. 6–8 *Sollasites lowei* (BUKRY, 1969) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 ..... S. 250  
 6: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 908/3; 13.000x  
 7: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 891/12; 10.000x  
 8: Teil einer Coccosphäre, Distalansicht  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1188/2; 7000x
- Fig. 9–11 *Discorbabodus patulus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 ..... S. 251  
 9: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 786/8; 9500x  
 10: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 786/9; 8000x  
 11: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1073/5; 7000x
- Fig. 12 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968 ..... S. 252  
 12: Distale Seite  
 Callovien, mittlere Callovien-Tone (P 2)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 793/1; 7000x



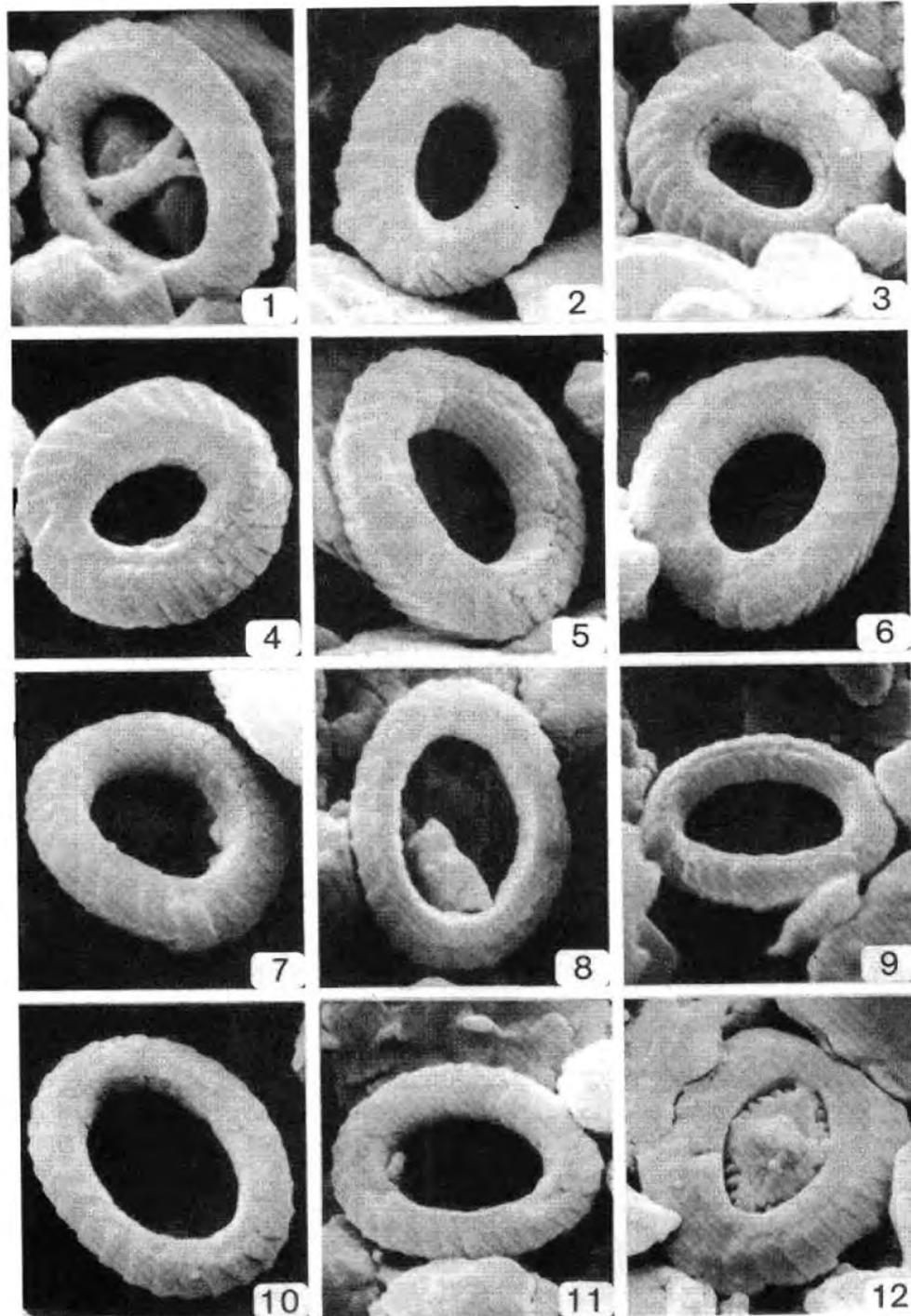
TAFEL 2

- Fig. 1–3 *Ellipsagelosphaera britannica* (STRADNER, 1963) PERCH-NIELSEN, 1968 ..... S. 252  
 1: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Callovien, mittlere Callovien-Tone (P 2)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 793/2; 6500x  
 2: Distale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 849/9; 7000x  
 3: Proximale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 913/4; 8500x
- Fig. 4, 5 *Ellipsagelosphaera fossacincta* BLACK, 1971 ..... S. 253  
 4: Coccosphäre  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 923/3; 3500x  
 5: Coccosphäre  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 849/11; 4000x
- Fig. 6–9 *Ellipsagelosphaera gresslyi* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 255  
 6: Coccosphäre  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 1245/7; 4000x  
 7: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1246/11; 8500x  
 8: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 934/5; 9500x  
 9: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 885/5; 8500x
- Fig. 10, 11 *Ellipsagelosphaera plena* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 256  
 10: Coccosphäre  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 912/5; 4500x  
 11: Distale Seite  
 Callovien, mittlere Callovien-Tone (P 2)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 872/12; 9000x
- Fig. 12 *Ellipsagelosphaera reinhardtii* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) NOËL, 1973 ..... S. 257  
 12: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1279/1; 8500x



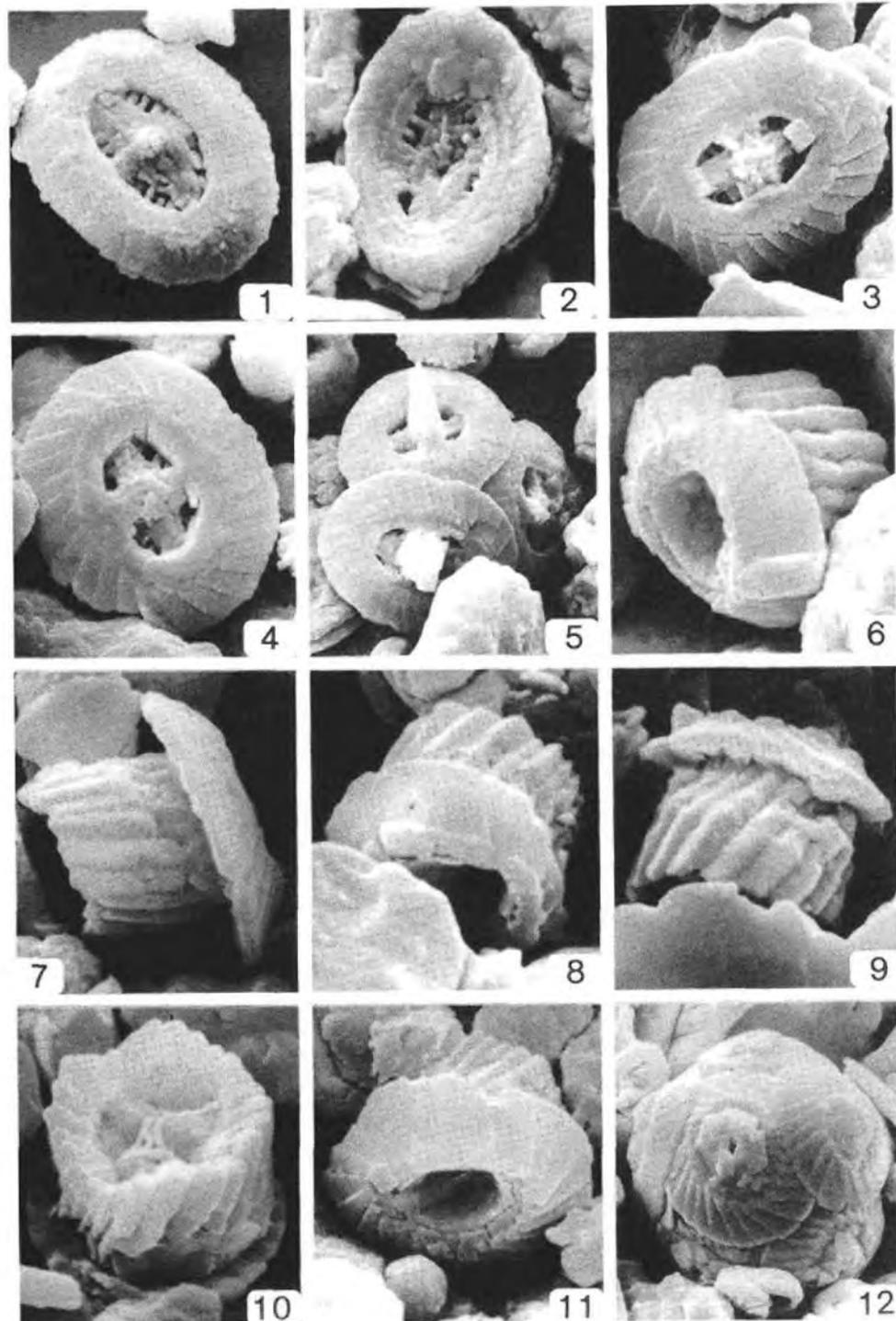
TAFEL 3

- Fig. 1 *Ellipsagelosphaera reinhardtii* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) NOËL, 1973 ..... S. 257  
 1: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/4; 11.000x
- Fig. 2-4 *Ellipsagelosphaera ovata* (BUKRY, 1969) BLACK, 1973 ..... S. 255  
 2: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1279/7; 10.000x  
 3: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 898/12; 8500x  
 4: Distale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1270/1; 9000x
- Fig. 5-7 *Ellipsagelosphaera ? tubulata* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 258  
 5: Schrägansicht der distalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 917/12; 9500x  
 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1069/1; 7000x  
 7: Schrägansicht der distalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1270/3; 9000x
- Fig. 8-11 *Ellipsagelosphaera strigosa* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 257  
 8: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/6; 9500x  
 9: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 934/12; 9000x  
 10: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1253/12; 12.000x  
 11: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 910/12; 8000x
- Fig. 12 *Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) PRINS, 1974 ..... S. 261  
 12: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/8; 7500x



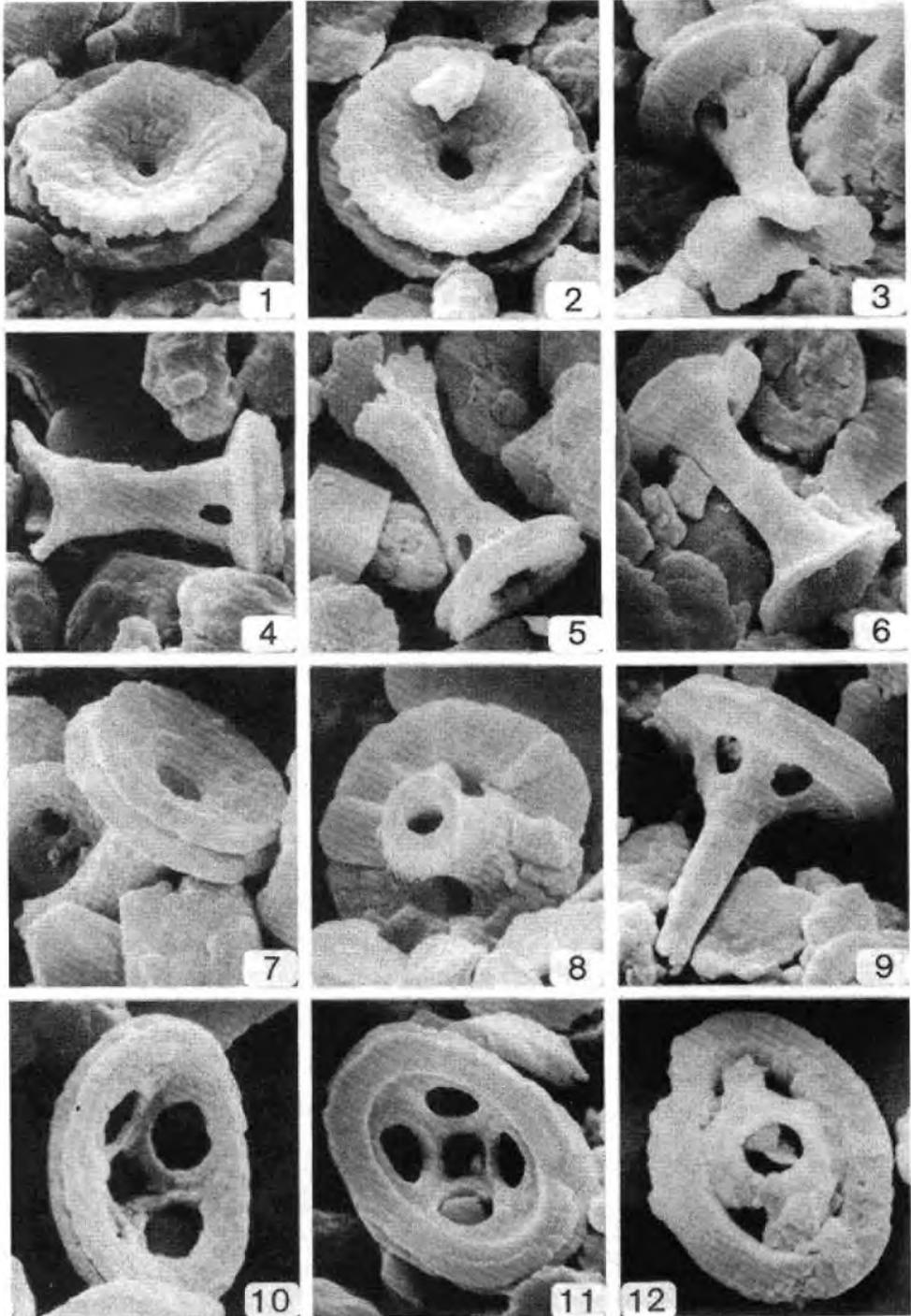
TAFEL 4

- Fig. 1, 2 *Lotharingius sigillatus* (STRADNER, 1961) PRINS, 1974 ..... S. 261  
 1: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1188/1; 6000x  
 2: Proximale Seite  
 Callovien, mittlere Callovien-Tone (P 2)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 872/5; 6500x
- Fig. 3–5 *Lotharingius crucicentralis* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 259  
 3: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 934/6; 5500x  
 4: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 927/12; 6000x  
 5: Teil einer Cocosphäre, Distalansicht  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1247/1; 4000x
- Fig. 6–11 *Ansulasphaera helvetica* GRÜN & ZWEILL, n. gen., n. sp. .... S. 261  
 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 794/7; 9500x  
 7: Lateralansicht  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 912/8; 9000x  
 8: Schrägansicht der distalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 912/2; 10.000x  
 9: Lateralansicht  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 918/2; 11.000x  
 10: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 919/6; 9000x  
 11: Schrägansicht der distalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 919/4; 7500x
- Fig. 12 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 ..... S. 262  
 12: Cocosphäre  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 888/5; 4500x



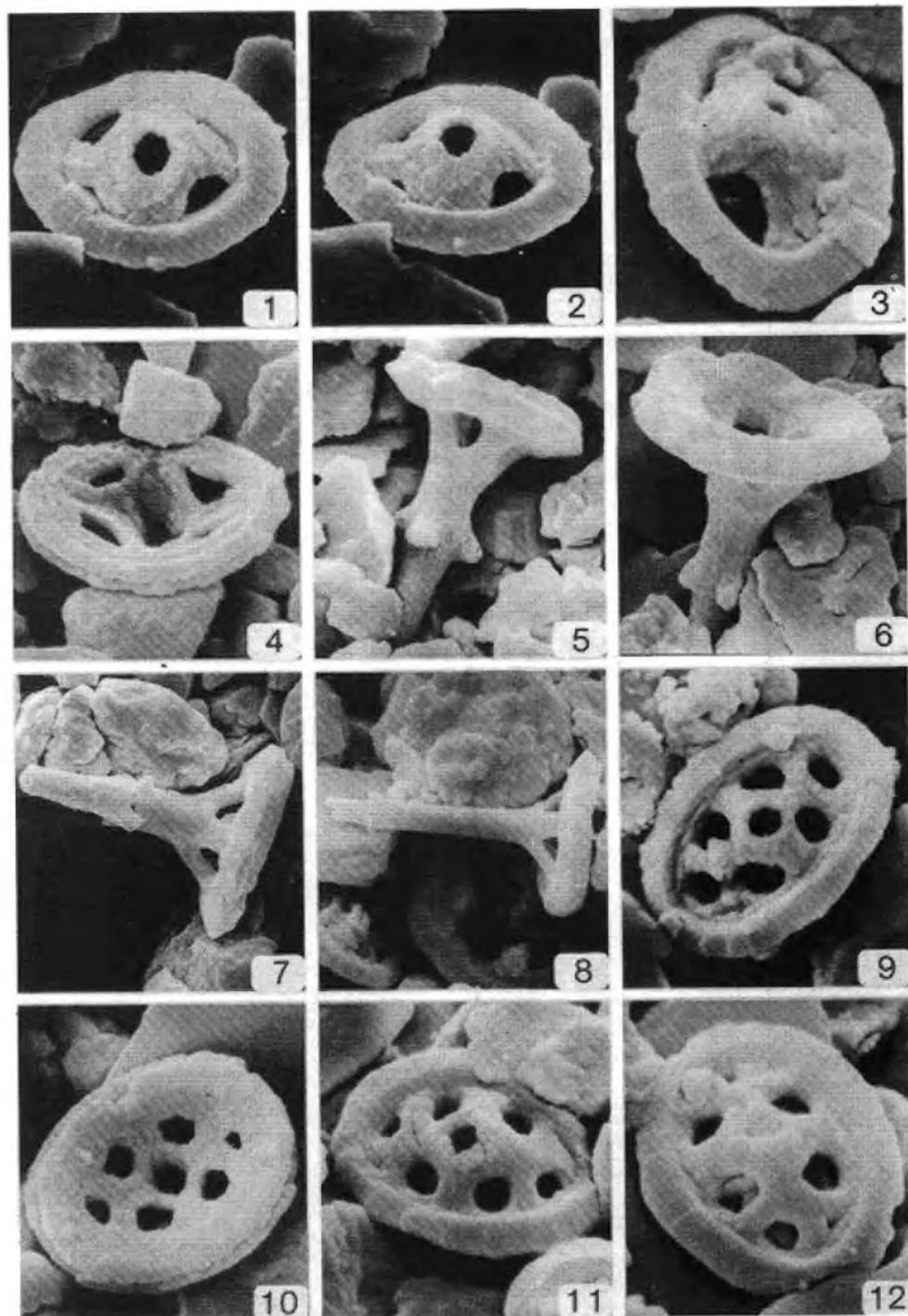
TAFEL 5

- Fig. 1, 2 *Cyclagelosphaera margereli* NOËL, 1965 ..... S. 262  
 1: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 862/8; 4500x  
 2: Proximale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 911/2; 5000x
- Fig. 3–8 *Podorhabdus grassei* NOËL, 1965, emend. WIND & WISE, 1976 ..... S. 264  
 3: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 840/11; 6000x  
 4: Lateralansicht  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 927/7; 5500x  
 5: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 841/1; 5000x  
 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 764/11; 5000x  
 7: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 796/2; 7000x  
 8: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 978/9; 8000x
- Fig. 9–11 *Axopodorhabdus cylindratus* (NOËL, 1965) WIND & WISE, 1976 ..... S. 265  
 9: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/4; 5500x  
 10: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 849/1; 8500x  
 11: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 901/6; 6000x
- Fig. 12 *Axopodorhabdus depravatus* GRÜN & ZWEILI, n. sp. .... S. 266  
 12: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1187/6; 7000x



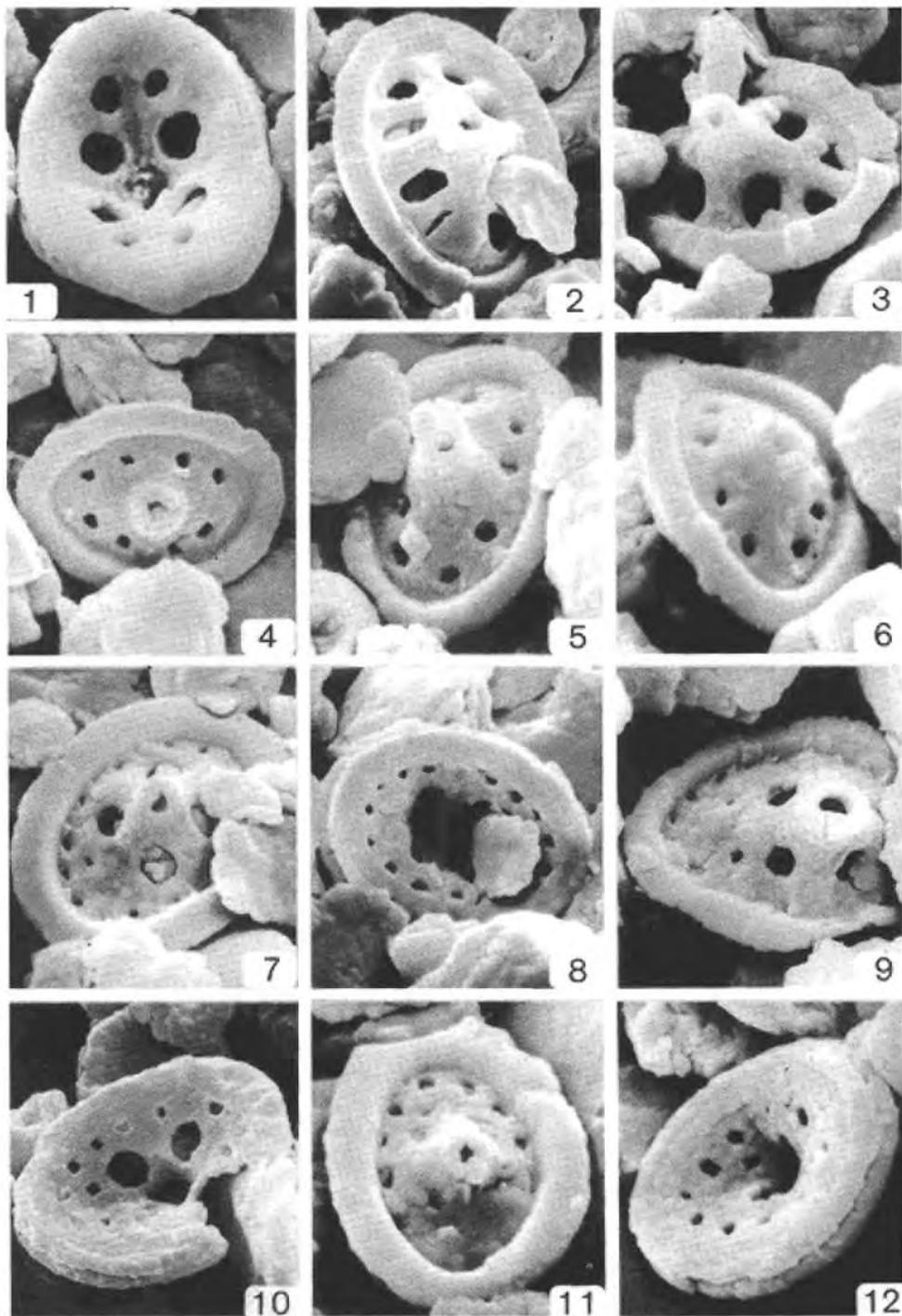
TAFEL 6

- Fig. 1–4 *Axopodorhabdus depravatus* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 266  
 1: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 1072/8; 6500x  
 2: Schrägansicht der distalen Seite  
 Dasselbe Exemplar wie Fig. 1  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 1072/9; 6500x  
 3: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1246/9; 7000x  
 4: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 849/6; 7000x
- Fig. 5–8 *Axopodorhabdus rabla* (NOËL, 1965) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 267  
 5: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/6; 4500x  
 6: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 787/7; 5500x  
 7: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 979/1; 4000x  
 8: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/7; 4000x
- Fig. 9–12 *Hexapodorhabdus cuvillieri* NOËL, 1965 .... S. 267  
 9: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1187/9; 8500x  
 10: Proximale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 794/6; 9000x  
 11: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 897/6; 7500x  
 12: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/3; 8500x



TAFEL 7

- Fig. 1–3 *Octopodorhabdus decussatus* (MANIVIT, 1961) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 ..... S. 268  
 1: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1073/4; 7500x  
 2: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 884/10; 5500x  
 3: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/11; 7000x
- Fig. 4–6 *Octopodorhabdus oculisminutis* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 269  
 4: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 823/10; 8500x  
 5: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 991/4; 10.000x  
 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1147/9; 11.000x
- Fig. 7–10 *Perissocyclus liesbergensis* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 271  
 7: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 892/12; 6000x  
 8: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 909/3; 6000x  
 9: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1253/11; 7000x  
 10: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1279/3; 6500x
- Fig. 11, 12 *Perissocyclus fletcheri* BLACK, 1971 ..... S. 271  
 11: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 889/6; 11.000x  
 12: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 933/1; 9000x



TAFEL 8

|  |        |
|--|--------|
| Fig. 1–3 <i>Ethmorhabdus anglicus</i> ROOD, HAY & BARNARD, 1971 .....        | S. 272 |
| 1: Distale Seite   |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 884/9; 7500x                                |        |
| 2: Schrägansicht der distalen Seite  |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 888/1; 9500x                                |        |
| 3: Schrägansicht der distalen Seite  |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 1147/11; 11.000x                            |        |
| Fig. 4, 5 <i>Ethmorhabdus gallicus</i> NOËL, 1965 .....                      | S. 272 |
| 4: Schrägansicht der distalen Seite  |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 907/4; 6000x                                |        |
| 5: Proximale Seite   |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 887/7; 5500x                                |        |
| Fig. 6–9 <i>Ethmorhabdus rimosus</i> GRÜN & ZWEILL, n. sp. ....              | S. 273 |
| 6: Schrägansicht der distalen Seite  |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 884/8; 5500x                    |        |
| 7: Distale Seite   |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 885/1; 6000x                                |        |
| 8: Distale Seite   |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/3; 4500x                                |        |
| 9: Schrägansicht der distalen Seite  |        |
| Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 1245/8; 5500x                               |        |
| Fig. 10–12 <i>Retecapsa schizobrachiata</i> (GARTNER, 1968) GRÜN, 1975 ..... | S. 273 |
| 10: Distale Seite  |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 908/4; 9500x                                |        |
| 11: Schrägansicht der distalen Seite   |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/10; 8500x                               |        |
| 12: Proximale Seite  |        |
| Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)   |        |
| Rasterelektronenmikrographie Nr. 978/6; 9000x                                |        |

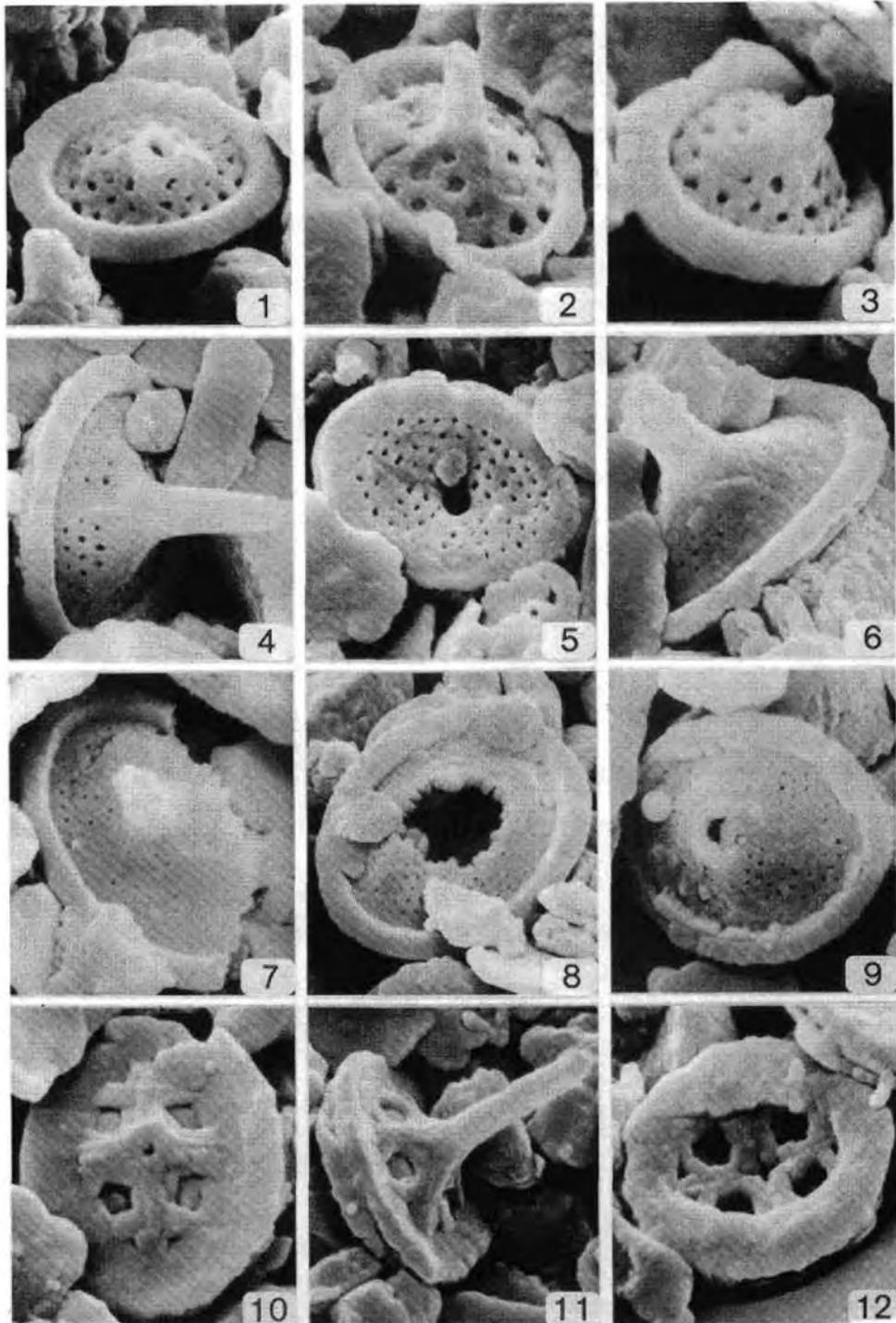
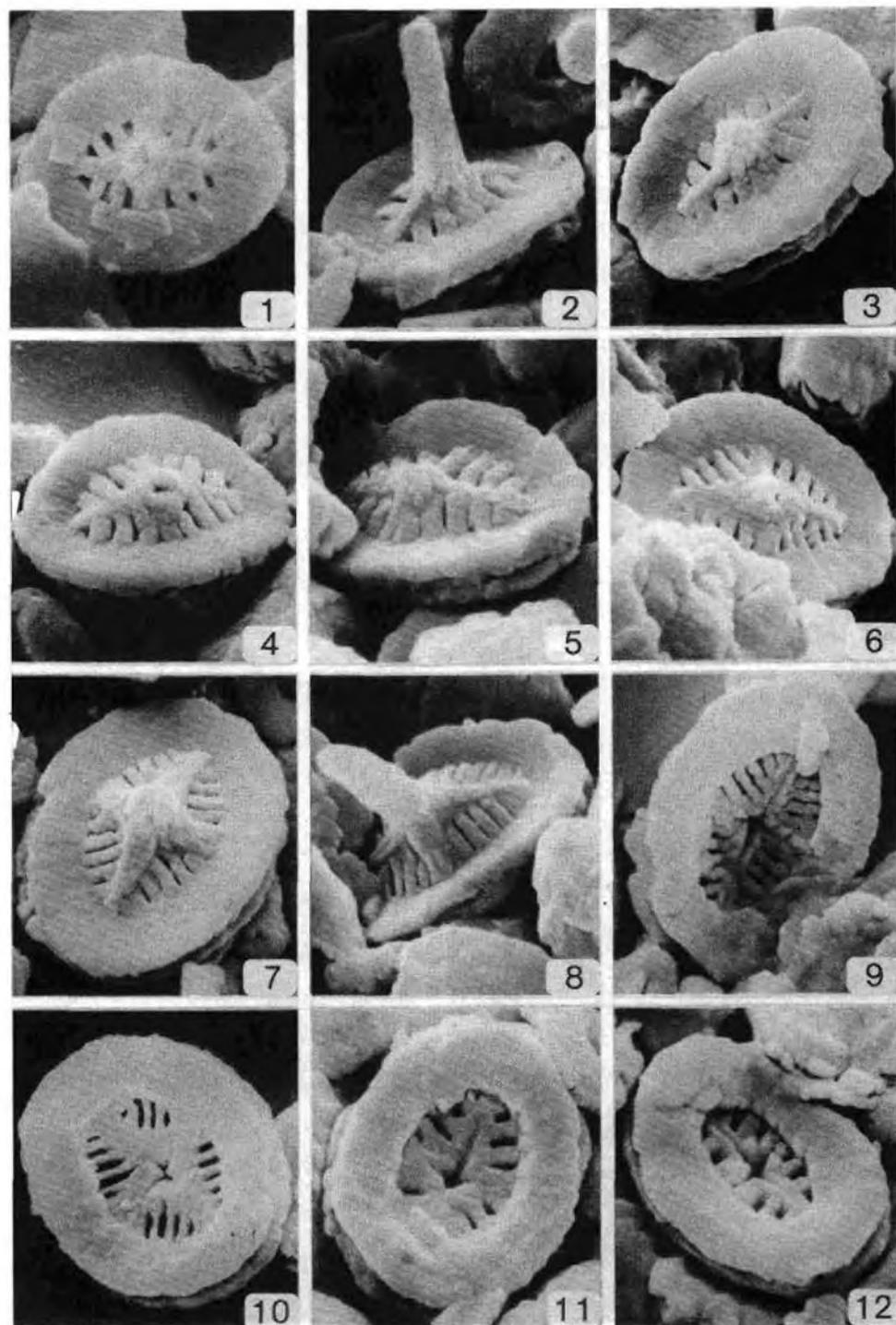


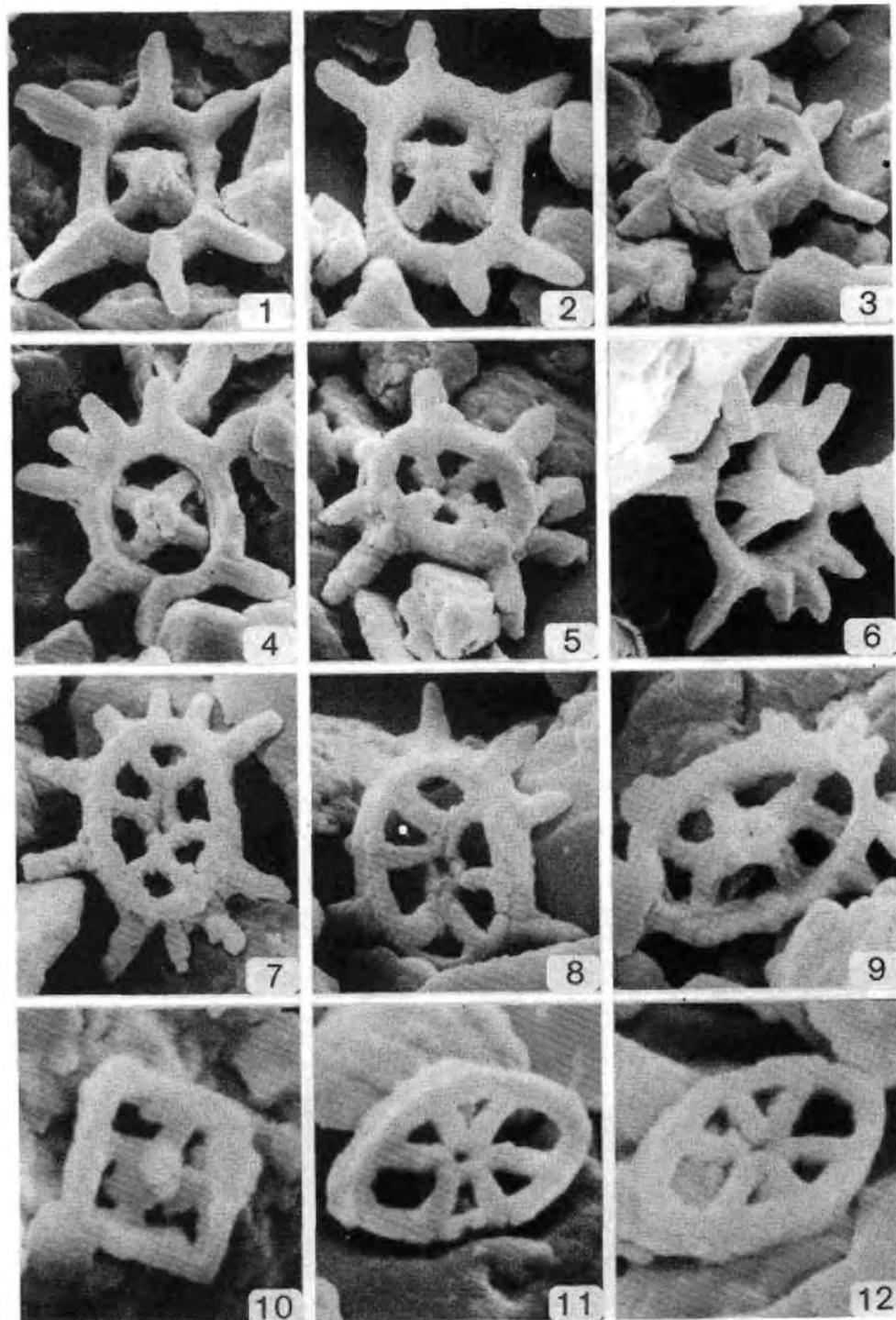
Fig. 1–12 *Polypodorhabdus escaigi* NOËL, 1965 ..... S. 275

- 1: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1279/4; 8500x
- 2: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 893/3; 8500x
- 3: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 977/7; 8500x
- 4: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 977/10; 10.000x
- 5: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 890/5; 9000x
- 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 887/12; 7500x
- 7: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 898/11; 7000x
- 8: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 842/2; 8500x
- 9: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 977/9; 9500x
- 10: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1073/3; 6000x
- 11: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 978/8; 9500x
- 12: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 978/10; 9500x



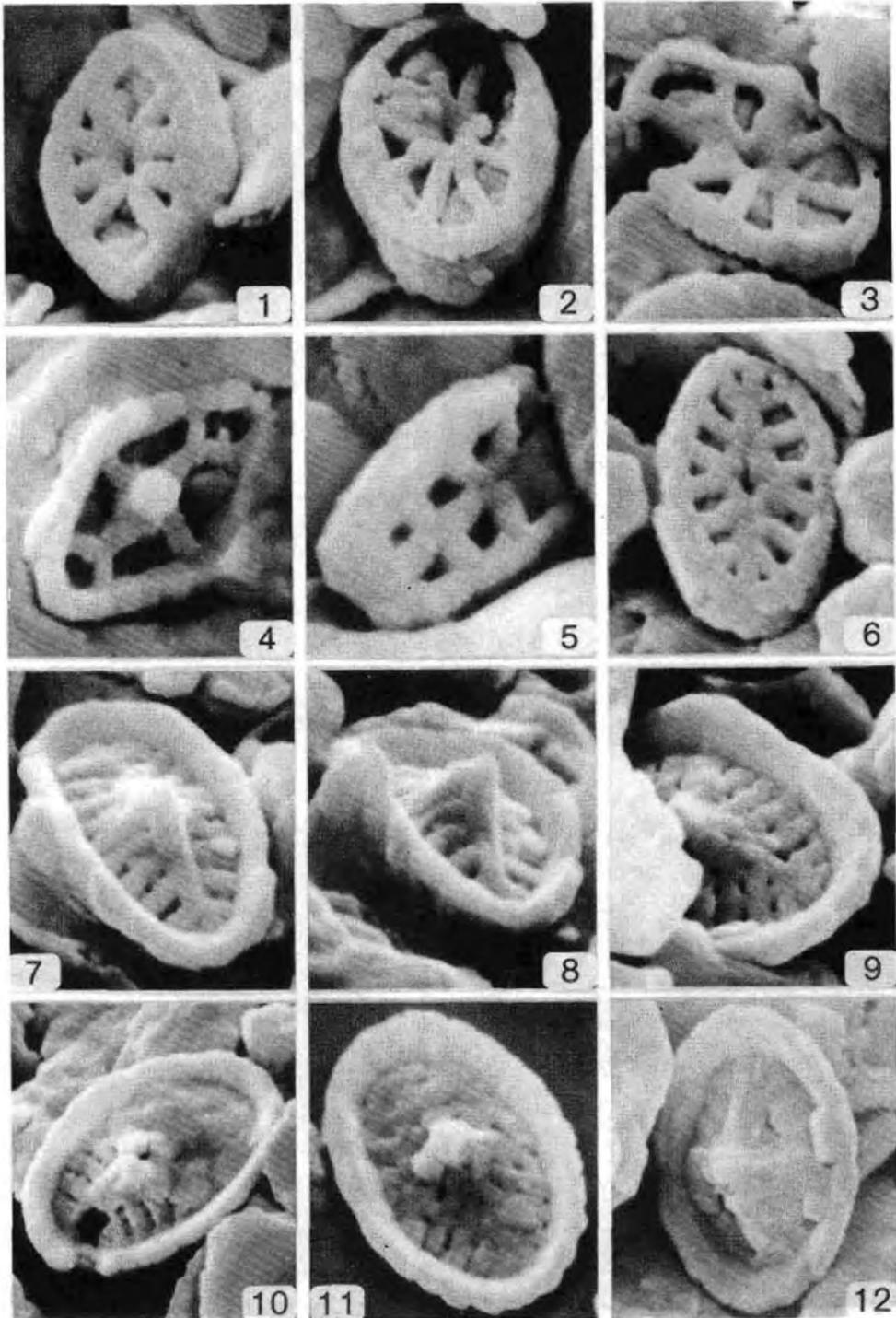
TAFEL 10

- Fig. 1–6 *Stephanolithion bigoti* DEFLANDRE, 1939 ..... S. 276  
 1: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 840/8; 7500x  
 2: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 839/11; 6000x  
 3: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 886/3; 6000x  
 4: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 840/10; 5000x  
 5: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 899/1; 6500x  
 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1073/2; 7500x
- Fig. 7–9 *Stephanolithion hexum* ROOD & BARNARD, 1972 ..... S. 277  
 7: Proximale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 913/5; 7000x  
 8: Proximale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 793/10; 8500x  
 9: Distale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 849/3; 8500x
- Fig. 10 *Corollithion scutulatum* (MEDD, 1971) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 281  
 10: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1144/1; 17.500x
- Fig. 11, 12 *Corollithion geometricum* (GÓRKA, 1957) MANIVIT, 1971 ..... S. 279  
 11: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/1; 14.000x  
 12: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 823/3; 15.500x



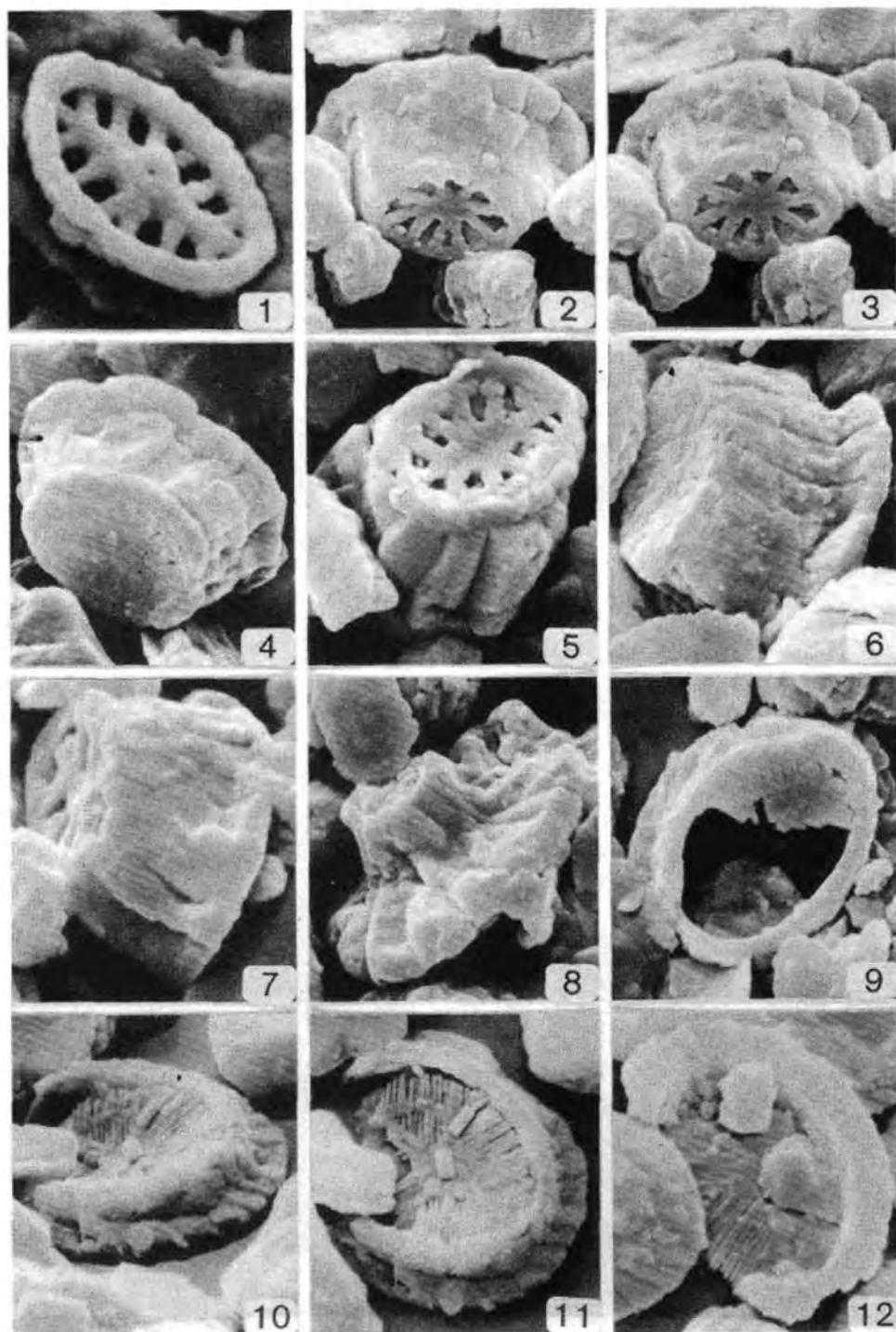
TAFEL 11

- Fig. 1 *Corollithion fragilis* (ROOD & BARNARD, 1972) WIND & WISE, 1976 ..... S. 279  
 1: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 898/10; 15.000x
- Fig. 2 *Corollithion radians* (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 280  
 2: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 891/8; 13.000x
- Fig. 3 *Corollithion asymmetricum* (ROOD, HAY & BARNARD, 1971) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 278  
 3: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 892/10; 13.000x
- Fig. 4 *Rhombolithion bifurcatum* (NOËL, 1973) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 282  
 4: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 889/10; 17.500x
- Fig. 5 *Stradnerlithus pauciramosus* BLACK, 1973 ..... S. 283  
 5: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 908/11; 22.000x
- Fig. 6 *Stradnerlithus comptus* BLACK, 1971 ..... S. 283  
 6: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 907/8; 14.500x
- Fig. 7–12 *Thurmannolithion clatratum* GRÜN & ZWEILL, n. gen, n. sp. .... S. 284  
 7: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Holotypus: Rasterelektronenmikrographie Nr. 909/4; 13.500x  
 8: Schrägansicht der distalen Seite  
 Dasselbe Exemplar wie Fig. 7  
 Holotypus: Rasterelektronenmikrographie Nr. 909/5; 13.500x  
 9: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 884/11; 13.500x  
 10: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 892/5; 9.500x  
 11: Distale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 916/4; 13.000x  
 12: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 891/7; 10.500x



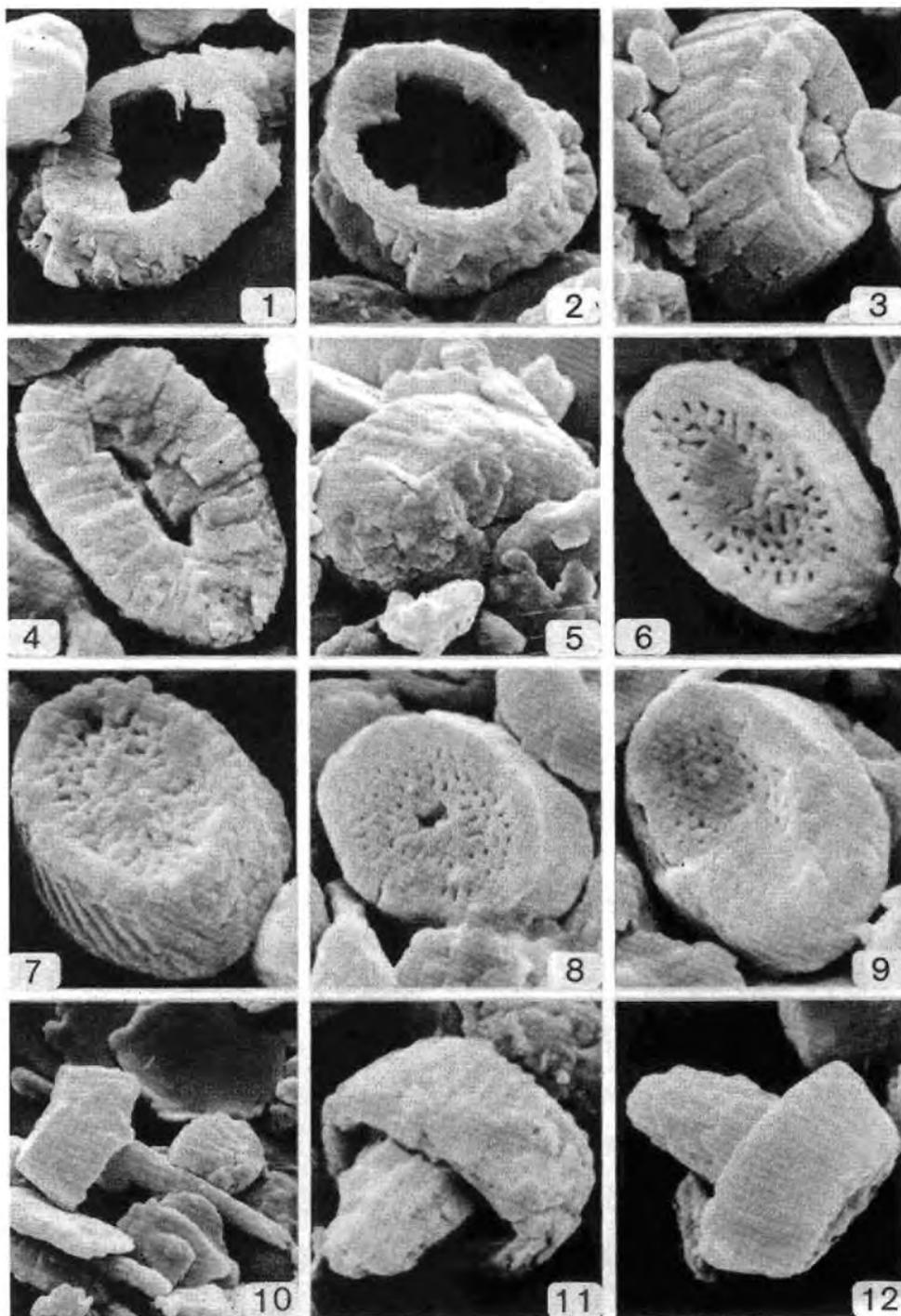
TAFEL 12

- Fig. 1 *Stradnerlithus comptus* BLACK, 1971 ..... S. 283  
 1: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 840/12; 14.000x
- Fig. 2–4 *Calyculus subcircularis* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 287  
 2: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 902/1; 6500x  
 3: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Dasselbe Exemplar wie Fig. 2  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 902/2; 6500x  
 4: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1245/11; 6000x
- Fig. 5–7 *Calyculus elongatus* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 286  
 5: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 902/11; 9500x  
 6: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1253/4; 8000x  
 7: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 909/7; 9500x
- Fig. 8 *Calyculus?* sp. .... S. 287  
 8: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 897/1; 6000x
- Fig. 9–12 *Proculithus expansus* MEDD, 1979 ..... S. 288  
 9: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1144/3; 6000x  
 10: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1247/8; 6500x  
 11: Proximale Seite  
 Dasselbe Exemplar wie Fig. 10  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1247/5; 6500x  
 12: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1278/10; 7000x



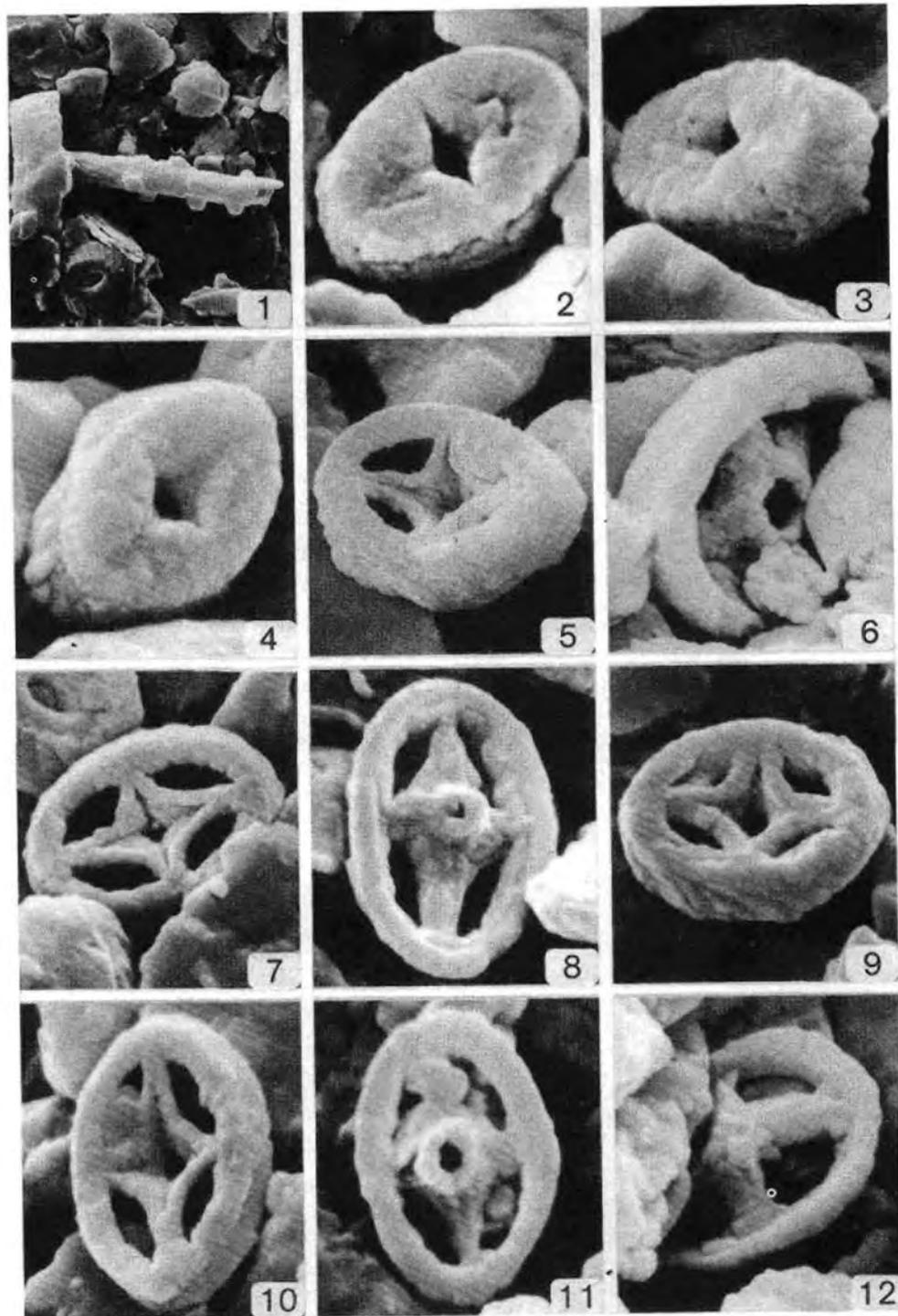
TAFEL 13

- Fig. 1, 2 *Proculithus expansus* MEDD, 1979 ..... S. 288  
 1: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1206/9; 5500x  
 2: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 932/5; 6000x
- Fig. 3–5 *Crepidolithus crassus* (DEFLANDRE, 1955) NOËL, 1965 ..... S. 289  
 3: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 872/2; 6000x  
 4: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1187/12; 7500x  
 5: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 905/12; 5500x
- Fig. 6–9 *Crepidolithus perforatus* (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILL, n. comb. .... S. 289  
 6: Proximale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1188/6; 11.000x  
 7: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 933/3; 10.000x  
 8: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 907/7; 8500x  
 9: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 907/2; 9500x
- Fig. 10 *Parhabdolithus liasicus* DEFLANDRE, 1952 ..... S. 290  
 10: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 899/6; 4000x
- Fig. 11, 12 *Parhabdolithus marthae* DEFLANDRE, 1955 ..... S. 290  
 11: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1246/2; 10.500x  
 12: Lateralansicht  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1187/8; 6000x



## TAFEL 14

- Fig. 1 *Parhabdolitus pseudobelgicus* MEDD, 1979 ..... S. 291  
 1: Lateralansicht  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 978/2; 3500x
- Fig. 2–4 *Parhabdolitus rhombicus* (GRÜN, PRINS & ZWEILI, 1974) GRÜN & ZWEILI, n. comb. .... S. 291  
 2: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 979/2; 17.000x  
 3: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 991/9; 15.000x  
 4: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 991/5; 17.000x
- Fig. 5, 6 *Veksbinella magna* (MEDD, 1979) GRÜN & ZWEILI, n. comb. .... S. 294  
 5: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 796/12; 6500x  
 6: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 934/8; 9500x
- Fig. 7–11 *Veksbinella quadriarcula* (NOËL, 1965) ROOD, HAY & BARNARD, 1971 ..... S. 294  
 7: Proximale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 907/10; 10.000x  
 8: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 840/7; 13.500x  
 9: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 902/4; 11.000x  
 10: Schrägansicht der proximalen Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 886/9; 11.000x  
 11: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 885/10; 13.000x
- Fig. 12 *Veksbinella dibrachiata* GARTNER, 1968 ..... S. 291  
 12: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 910/2; 12.500x



TAFEL 15

Fig. 1–5 *Vekshinella dibrachiata* GARTNER, 1968 ..... S. 291

1: Proximale Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 888/11; 15.000x

2: Proximale Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 908/8; 15.500x

3: Schrägansicht der proximalen Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 884/12; 13.000x

4: Schrägansicht der proximalen Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 787/12; 13.500x

5: Distale Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 891/3; 16.000x

Fig. 6–8 *Zeugrhabdotus erectus* (DEFLANDRE, 1955) REINHARDT, 1965 ..... S. 295

6: Schrägansicht der proximalen Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 908/6; 10.000x

7: Schrägansicht der proximalen Seite

Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 850/1; 12.500x

8: Schrägansicht der proximalen Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 897/2; 11.500x

Fig. 9–12 *Zeugrhabdotus ? fissus* GRÜN & ZWEILL, n. sp. .... S. 296

9: Proximale Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Holotypus : Rasterelektronenmikrographie Nr. 839/12; 12.500x

10: Proximale Seite

Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 1288/6; 13.500x

11: Proximale Seite

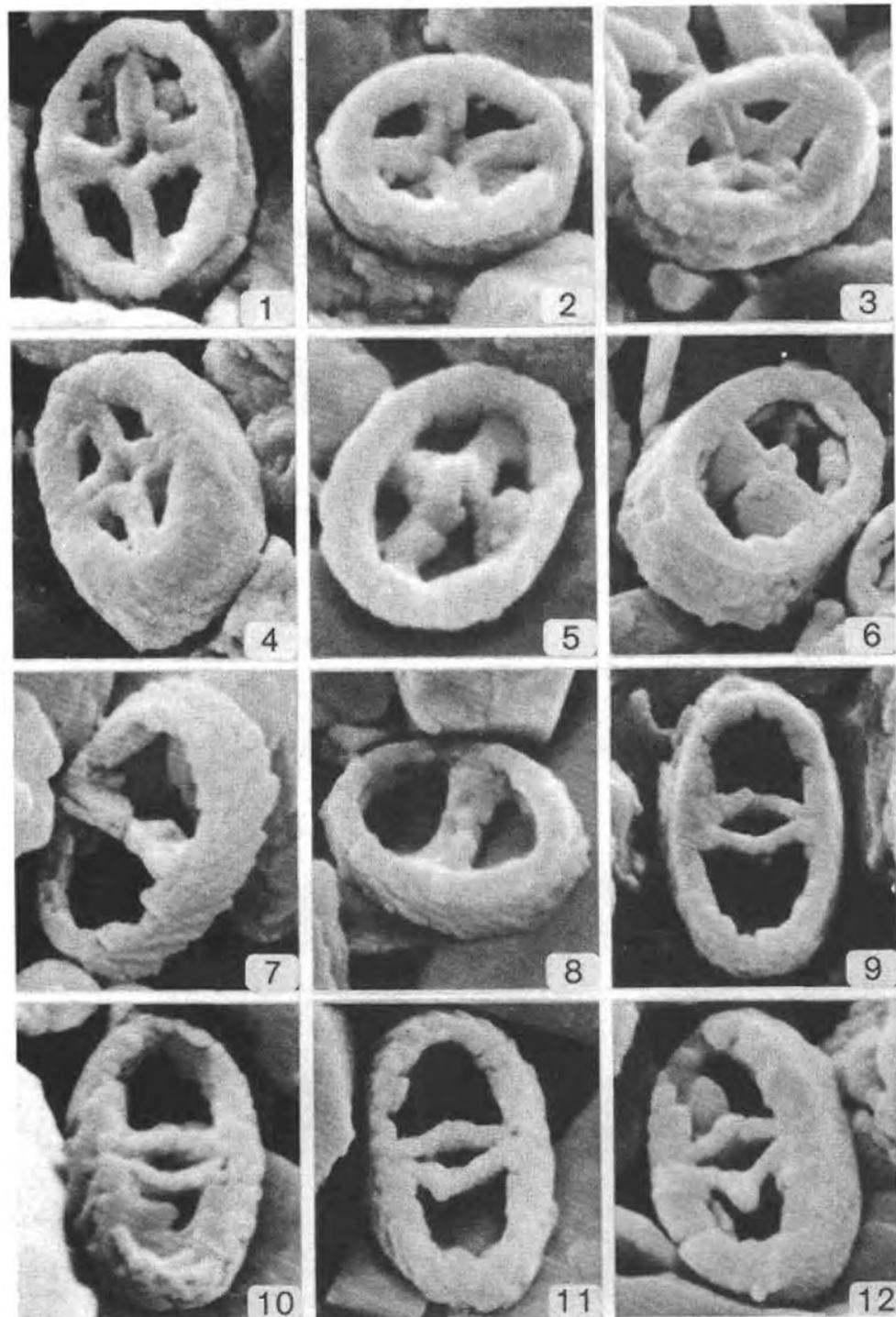
Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 928/3; 13.000x

12: Schrägansicht der proximalen Seite

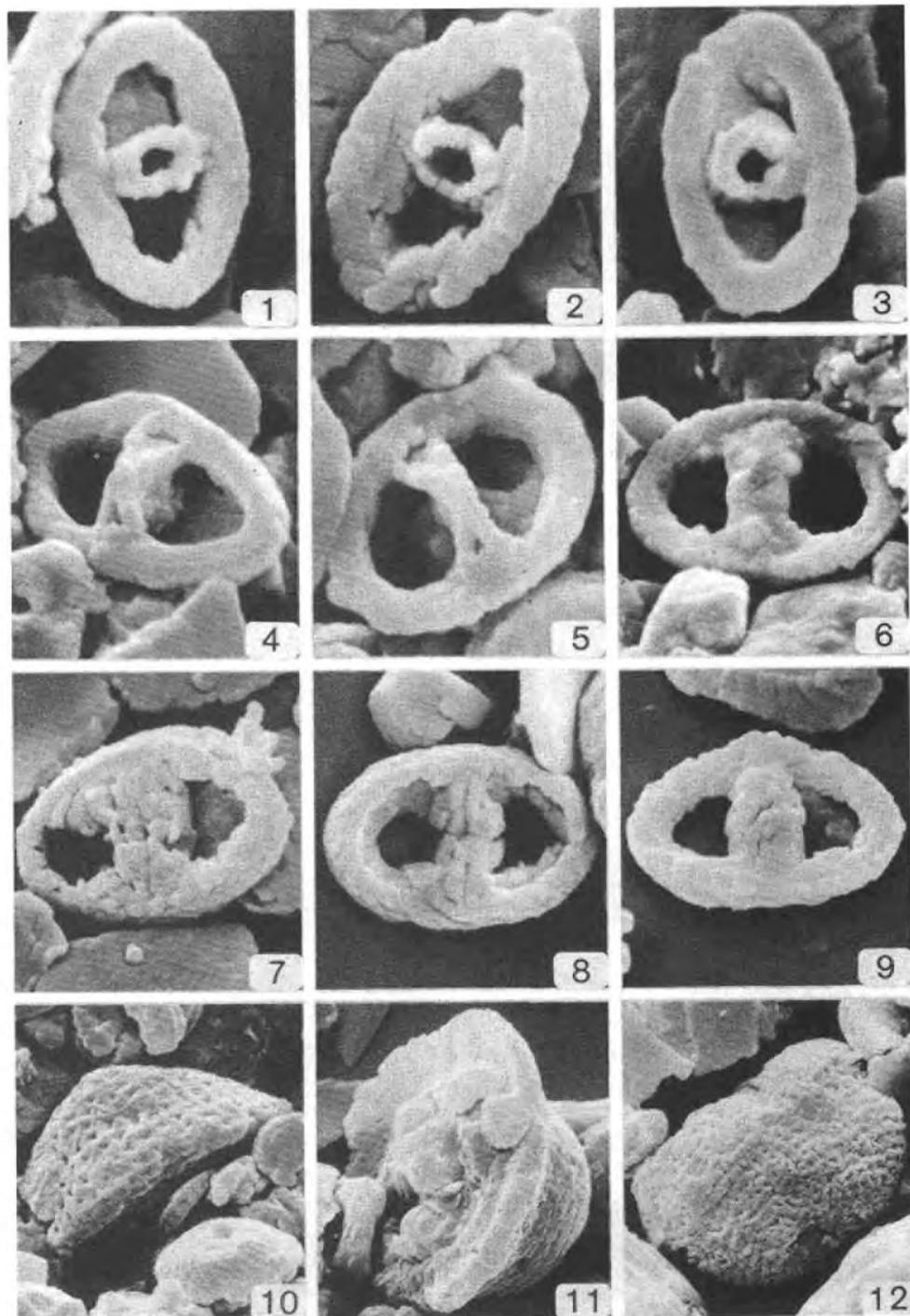
Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)

Rasterelektronenmikrographie Nr. 904/10; 15.000x



TAFEL 16

- Fig. 1–3 *Zygodithites choffati* (ROOD, HAY & BARNARD, 1973) GRÜN & ZWEILL, n. comb. . . . . S. 297  
 1: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 908/10; 15.000x  
 2: Distale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 796/5; 13.500x  
 3: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1279/11; 13.500x
- Fig. 4, 5 *Zygodithites cf. ponticulus* (DEFLANDRE, 1955) BLACK, 1975 . . . . . S. 297  
 4: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 909/8; 10.000x  
 5: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 824/9; 12.500x
- Fig. 6–9 *Zygodithites salillum* (NOËL, 1965) BLACK, 1975 . . . . . S. 298  
 6: Distale Seite  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 891/4; 8000x  
 7: Proximale Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 796/8; 9000x  
 8: Proximale Seite  
 Callovien, untere Callovien-Tone (P 1)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 793/5; 9500x  
 9: Schrägansicht der distalen Seite  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 796/7; 8500x
- Fig. 10–12 *Schizosphaerella punctulata* DEFLANDRE & DANGEARD, 1938 . . . . . S. 298  
 10: Lateralansicht einer Kalotte  
 Oxford, untere Renggeri-Tone (P 3)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 886/11; 4000x  
 11: Schrägansicht einer Kalotte mit ausgeprägtem Flansch  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1247/2; 7000x  
 12: Schizosphäre mit beiden Kalotten, verdrückt  
 Oxford, obere Renggeri-Tone (P 4)  
 Rasterelektronenmikrographie Nr. 1187/3; 3500x



|                    |                |                  |            |                     |
|--------------------|----------------|------------------|------------|---------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 2 | S. 343-410 | Wien, Dezember 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|------------|---------------------|

# Geologie der Hohen Tauern bei Gmünd in Kärnten

Von CHRISTOF EXNER\*)

Mit 10 Abbildungen und 6 Tafeln (= Beilagen 5, 6)

Österreichische Karte 1 : 50.000

Blätter 156, 157, 181-183

## INHALT

*Schlüsselschichten*  
*Penninikum*  
*Tauernfenster*  
*Katschberglinie*  
*Rezente Tektonik*  
*Alpine Metamorphose*  
*Granodioritgneis*  
*Quarzdioritgneis*

|   |     |
|---|-----|
| Zusammenfassung .....   | 344 |
| Summary, .....  | 345 |
| 1. Vorwort .....  | 345 |
| 2. Der Göß-Kern, seine Schieferhülle und die auflagernde Tonalitgneisdecke .....  | 346 |
| 2.1 Orthogneis des Göß-Kernes .....   | 347 |
| 2.1.1 Granitgneis .....   | 348 |
| 2.1.2 Mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typ Schönangersee .....   | 349 |
| 2.1.3 Granodioritgneis .....  | 350 |
| 2.1.3.1 Die Steinbrüche von Koschach .....  | 351 |
| 2.1.3.2 Der Steinbruch südlich Pflüglhof .....  | 354 |
| 2.1.3.3 Die Steinbrüche bei Molzinger .....   | 354 |
| 2.1.3.4 Übrige Vorkommen des Granodioritgneises .....   | 354 |
| 2.2 Altes Dach des Göß-Kernes .....   | 356 |
| 2.2.1 Petrographie .....  | 356 |
| 2.2.2 Feldgeologische Notizen .....   | 358 |
| 2.3 Die zentrale Schieferhülle der Draxelserie .....  | 359 |
| 2.4 Tonalitgneisdecke .....   | 361 |
| 2.4.1 Petrographische Beobachtungen vom SE-Ende der Tonalitgneisdecke .....   | 362 |
| 2.4.2 Petrographische Beobachtungen vom SW-Ende der Tonalitgneisdecke .....   | 363 |
| 3. Hochaltngneis, Silbereckserie und neu gefundene Glimmerschiefer (Roter Nock, Roßkopf, Reinitzer Sonnblick), Storz- und Kareckserie ..... | 364 |
| 3.1 Hochaltngneis und Bündnerschiefer der Silbereckserie .....  | 365 |
| 3.2 Storzserie nördlich des Maltatales .....  | 366 |
| 3.3 Tektonische Schuppen und Decken südöstlich des Göß-Kernes .....   | 367 |
| 3.3.1 Granitgneis und Granatglimmerschiefer des Roten Nockes .....  | 368 |
| 3.3.2 Profile im Gebiete: Roßkopf, Reinitzer Sonnblick, Stoder, Gmeineck und Hohegg .....   | 369 |
| 3.3.3 Das Detailprofil durch die Storzserie am Grat der Bartelmänner .....  | 373 |
| 3.4 Kareckserie und Stollen des alten Bergbaues auf goldführenden Lagerquarz vom Typus Schellgaden .....                                    | 374 |

\*) Anschrift des Verfassers: Professor Dr. CHRISTOF EXNER, Institut für Geologie der Universität. A-1010 Wien, Universitätsstraße 7.

|   |     |
|---|-----|
| 4. Periphere Schieferhülle .....  | 378 |
| 4.1 Murtörlserie .....  | 378 |
| 4.2 Schrovinserie .....   | 379 |
| 4.3 Brennkogelserie .....   | 380 |
| 4.4 Glocknerserie .....   | 380 |
| 5. Katschbergzone (Quetschzone, bestehend aus Hochpenninikum, Unterostalpin und Diaphthoritzzone an der Basis der Ostalpinen Decke) ..... | 383 |
| 5.1 Fuscher Phyllit .....   | 384 |
| 5.2 Tschaneckschollenzzone .....  | 384 |
| 5.3 Serpentin .....   | 387 |
| 5.4 Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzzone .....  | 390 |
| 5.5 Diaphthoritische Quarzphyllit .....   | 391 |
| 5.5.1 Katschberggebiet (Kartenblatt Tamsweg) .....  | 392 |
| 5.5.2 Kartenblatt Spittal/Drau .....  | 393 |
| 6. Kristallin der Ostalpinen Decke .....  | 394 |
| 7. Strukturen und Großtektonik .....  | 395 |
| 8. Tertiär .....  | 398 |
| 9. Quartär .....  | 398 |
| 9.1 Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen .....   | 398 |
| 9.2 Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente .....  | 399 |
| 9.3 Trümmergrat, Bergstürze, Bergzerreißung, hangparallele Plattenabsonderung .....   | 402 |
| 9.4 Postglaziale Erosion, Alluvionen, Hochwasserkatastrophen .....  | 403 |
| 9.5 Erdbeben, Mineralquellen, Neotektonik .....   | 404 |
| 10. Kritische Bemerkungen zur Literatur .....   | 405 |
| 11. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 182, Spittal an der Drau, der Österreichischen Karte 1 : 50.000 .....                 | 406 |
| Literaturverzeichnis .....  | 406 |
| Erläuterungen zu den Tafeln 3 bis 6 .....   | 408 |

### Zusammenfassung

Die tiefste tektonische Einheit des Gebietes bildet der 1500 m mächtige Orthogneis des Göß-Kernes. Es handelt sich um einen B-Tektonit mit NW-streichender Faltenachse. Der Orthogneis entstand aus einem Pluton mit magmatischer Differentiation: Granodiorit, Granit, Zweiglimmergranit, Aplit- und Pegmatitgänge. Das Alte Dach des Plutons besteht aus Amphibolit, Paragneis und Migmatit. Es wird von Granatglimmerschiefer und Graphitquarzit (zentrale Schieferhülle der Draxelserie) überlagert.

Im W, N und E folgen mit flacher Lagerung über dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie zunächst die Tonalitgneisdecke und darüber der Granitgneis der Hochalmspitze. Seitlich verschmälern sich die Tonalitgneisdecke und der Hochalm-Granitgneis zu dünnen Lamellen. Der östlichen Lamelle des Hochalm-Granitgneises liegen nördlich der Malta Bündnerschiefer der Silbereckserie und die mächtige Decke aus Amphibolit, Paragneis und Migmatit (Storzserie) auf.

Die Storzserie ist auch südlich des Mältatales vorhanden und setzt in das Mölltal fort. An ihrer Basis wurden Granatglimmerschiefer (Roter Nock-Reinitzer Sonnblick) gefunden. Tonalitgneis fehlt südlich des Göß-Domes. Der Granitgneis des Roten Nockes dürfte die Fortsetzung des Hochalm-Granitgneises südlich des Göß-Domes darstellen.

Über der Storzserie folgen die Paragneise, Prasinite und Phylonite der Kareckserie mit den goldführenden Lagerquarzen vom Typus Schellgaden. Die darauf liegende periphere Schieferhülle zeigt längs 18 km von der Torsharte bis zum Drautal dieselbe Seriengliederung wie im N der Hohen Tauern.

In der Katschbergzone wird zwischen Katschberg-Quarzphyllit (Altpaläozoikum) und diaphthoritischem Quarzphyllit (Diaphthorit nach Glimmerschiefer und Gneis der Ostalpinen Decke) unterschieden. Zur Erforschung rezenter Erdkrustenbewegungen wurden geodätische Wiederholungsmeßlinien quer zur Katschbergzone installiert. Die spätglazialen Terrassensedimente des Lieser- und Mältatales reichen von Rennweg bis Lieserhofen.

## Summary

The lowermost tectonic unit of the area is represented by the 1500 m thick orthogneiss of the Göss Kern which is a B-tectonite with northwesterly trending fold axes. The orthogneiss is derived from a pluton which underwent magmatic differentiation: granodiorite, granite, two-mica-granite, aplite and pegmatite veins. The „Altes Dach“ (pre-existing sequences intruded by the pluton) is made up of amphibolite, paragneiss and migmatite. It is overlain by garnet micaschist and graphite quartzite (central Schieferhülle of the Draxel Series).

To the W, N, and E the garnet micaschist of the Draxel Series is superimposed with the flat-lying tonalite gneiss nappe and, above, the granite gneiss of the Hochalm Spitze. Laterally, the tonalite gneiss nappe and the Hochalm granite gneiss narrow down into thin lamellae. North of the Malta river, the eastern lamella of the Hochalm granite gneiss carries Bündner Schiefer of the Silbereck Series and the mighty nappe of the Storz Series made up of amphibolite, paragneiss, and migmatite.

The Storz Series continues south of the Malta valley in the Möll valley. On its base, garnet micaschists (Roter Nock – Reinitzer Sonnblick) are present. Tonalite gneiss is missing south of the Göss dome. The granite gneiss of the Roter Nock is considered to be the probable continuation of the Hochalm granite gneiss south of the Göss dome.

The Storz Series is overlain by the paragneisses, prasinites, and phyllonites of the Kareck Series with its gold-bearing, conformable quartz veins of the Schellgaden type. Along the 18 km between Torscharte and Drau valley, the superimposed Peripheral Schieferhülle shows up the same sequence as it does on the northern flank of the Hohe Tauern.

In the Katschberg zone the Katschberg quartzphyllite (Lower Paleozoic) is distinguished from diaphthoritic quartzphyllite which is a diaphthorite after micaschist and gneiss of the Austroalpine nappe. For the investigation of Recent crustal movements, lines of geodetic repetition precision levelling have been built up across the Katschberg zone. The late-glacial terrace sediments of the Lieser and Malta valley are found between Rennweg and Lieserhofen.

## 1. Vorwort

Das malerische mittelalterliche Städtchen Gmünd liegt am Rande des Tauernfensters. Hier öffnen sich die steil in den Zentralgneis eingeschnittenen Täler und geben Einblick in das tiefste Stockwerk der Hohen Tauern (Malta-, Göß-, Radl- und Reinitztal). Die periphere Schieferhülle des oberen Tauern-Stockwerkes bildet die weithin sichtbaren regelmäßigen Isoklinalhänge, die mit ca. 30° nach SE geneigt sind und grandios das Einfallen des Tauernkörpers unter die Ostalpine Decke erkennen lassen (Faschaun, Dornbacher Wiesen, Gmeineck). Der Zerrüttungsstreifen an der Deckengrenze (Katschbergzone als Fortsetzung der Matreier Zone) streicht aus dem Mölltal über die geomorphologische Sattelzone: Kolmwirt – Greitbühel – Ebenwald – Maltaberg zur Torscharte und zum Katschberg. Das Altkristallin der Ostalpinen Decke bildet die Nock-Landschaft.

Eine geologische Übersichtsbearbeitung dieses Raumes (SE-Ecke des Tauernfensters) habe ich im Jahre 1954 vorgelegt (EXNER, 1954). Zusätzliche feldgeologische und petrographische Detailbeobachtungen führte ich in den Jahren 1970 bis 1979 durch. Über diese wird im folgenden berichtet.

Als topographische Unterlage liegt nun das vorzügliche Blatt No. 182 (Spittal an der Drau) der Österreichischen Karte 1:50.000 vor, welches im Jahre 1964 erschienen ist. Dieses moderne topographische Kartenblatt stellt eine wesentliche Verbesserung gegenüber der alten topographischen Schraffenkarte dar, auf der meine Arbeit aus dem Jahre 1954 basierte.

Das wissenschaftliche Thema der vorliegenden Arbeit beschäftigt sich mit der Petrographie und Tektonik des E-Abschnittes des Göß-Gneiskernes, seiner Hüllzonen und der südlichen Fortsetzung der Strukturen des Kartenblattes Muhr (Hafnergruppe) im Raume des Kartenblattes Spittal/Drau bis zum Anschluß an die Reißeckgruppe, welche

von DEMMER und OXBURGH mit Mitarbeitern (CLIFF et al. 1971) bereits vorher geologisch kartiert wurde.

Außerdem konnte im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Forschungsprojektes die Katschbergzone als eine der markantesten tektonischen Strukturen der zentralen Ostalpen neu untersucht werden. Meine Mitarbeiter, Herr Dr. A. NOWOTNY (1976) und Herr Dr. J. MEYER (1977) bearbeiteten mit geologischer Kartierung 1 : 10.000 den Nordabschnitt (Katschberg zwischen Mur- und Liesertal bei Rennweg) und den Südabschnitt (Gmeineck zwischen Radl- und Reinitztal = Hintereggenal, sowie Tschiernockgebiet) und beschrieben ausführlich die Ergebnisse in ihren Dissertationen. Ich selbst bearbeitete den Mittelabschnitt bei Gmünd zwischen Liesertal bei Rennweg und Radltal und beschränkte mich in der vorliegenden Arbeit im wesentlichen auf die Mitteilung meiner eigenen neuen Beobachtungen in der Katschbergzone zwischen Torscharte und Radltal (Blatt Spittal/Drau). In der geologischen Übersichtskarte (Tafel 1) habe ich mich bemüht, die Ergebnisse unserer Arbeitsgruppe bezüglich der Katschbergzone zu vereinen. Im Text wird auf einige wesentliche Erkenntnisse der Herren NOWOTNY und MEYER hingewiesen. Über meine Kartierung im Kristallin der Ostalpinen Decke bei Gmünd (Lieserbogen-Gebirgsgruppe) berichte ich an anderer Stelle (EXNER 1980).

Seit der Übersichtskartierung (EXNER 1954) vollzog sich im vorliegenden Gebiete eine intensive Bautätigkeit, welche gute neue geologische Aufschlüsse brachte. Für Förderung meiner feldgeologischen Beobachtungen im Bereiche der Kraftwerksbauten danke ich dem Vorstand der Österreichischen Draukraftwerke A. G.

Mein ganz besonderer Dank gilt den verehrten Kollegen, die mir auf gemeinsamen Begehungen an den Baustellen ihre reichen geologischen Erfahrungen in diesem Raum mitteilten und mich zu besonders interessanten Stellen hinführten. Neben anderen danke ich Herrn Professor Dr. G. HORNINGER für die Führung im Raume: Mühlendorfer Seen, Rickental und Kolbnitz während des Baues des Reißbeck-Kraftwerkes im August 1955; ferner Herrn Dr. W. DEMMER für gemeinsame Befahrung des Göß-Stollens im August 1966 und des Malta-Stollens im Februar 1971 während des Baues der Kraftwerksgruppe Malta sowie für zahlreiche fruchtbare Aussprachen. Und ich danke Herrn Baurat Dr. U. HERZOG für die Führung zu den Baustellen zwischen dem Drautal (bei Krieselsdorf) und dem Liesertal (bei Trebesing) während des Baues der Autobahn im September 1973.

Die verwendeten topographischen Bezeichnungen entsprechen denen der amtlichen Österreichischen Karte 1 : 50.000. Einige Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Spittal/Drau finden sich am Schluß der Arbeit.

## **2. Der Göß-Kern, seine Schieferhülle und die auflagernde Tonalitgneisdecke**

Erstmals erkennt GEYER (1892, p. 326; 1893, p. 50), daß sich die tiefsten Aufschlüsse der Gneisgranite des Ankogelmassivs im Hintergrund des Gößgrabens befinden. Sie bilden eine flache Kuppel. BECKE hat sich mit diesem Gebiet nicht befaßt. Erst ANGEL (1939, Abb. 2) lieferte auf Grund seiner Begehung die erste geologische Kartenskizze des Orthogneiskörpers im Gößgraben mit den auflagernden Hüllzonen (Amphibolite des Reißbecks und Glimmerschiefer des Draxelnockes) und dem deckenförmig auflagernden Tonalitgneis. EXNER (1949 a, p. 214) prägte für den Orthogneis den Namen „Gößgraben-Kern“ und für seine Schieferhülle den Namen „Reißbeckmulde“ und später „Reiß-

eck-Synform“. Heute möchte ich die Nomenklatur wiederum ändern. Den Orthogneiskörper nenne ich Göß-Kern. Das Wort „Graben“ ist international auf geologische Grabenstruktur (tektonische Senkungszone) beschränkt und die Lokalbezeichnung „Graben“ für Seitentäler in den österreichischen Alpen wenig bekannt und besser zu vermeiden. Die „Reißeckmulde“ gliedere ich heute in 2 Einheiten: (1) Altes Dach des Göß-Kernes. (2) Die darüber befindlichen Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Darüber lagert die Tonalitgneisdecke.

## 2.1 Orthogneis des Göß-Kernes

Er bildet einen 1500 m mächtig aufgeschlossenen Gneisdom, der einen metamorphen Pluton darstellt. Im geologischen Kartenbild erscheint er als NW-SE gestreckte breite Ellipse. Sie ist in NW-Richtung 7 km lang (Gießener Hütte bis Radltal bei Trebesinger Hütten) und in NE-Richtung 5,5 km breit (Riedbock bis Maltatal bei Pflüghof). Der Dom hat ein flaches Dach. Die Firstlinie des Daches streicht NW-SE durch das Hohenkar und scheidet die flach SW-fallende Dachregion der Reißeckgruppe von der flach NE-fallenden Dachregion des Hohenkarecks und der Tandlspitze. Tektonisch ist der Göß-Kern eine B-tektonische Walze mit NW-SE-Achse, Steilflanke gegen das Mölltal im SW, jedoch geringen Neigungswinkeln (um 30° Fallwinkel der s-Flächen) nach SE, NE und NW. Allerdings werden im W des Göß-Kernes seine Dachgesteine in die Querstruktur der Hochalm Spitze (N-S-Faltenachsen) eingespannt. Siehe: Geologische Übersichtskarte der Ankogel-Hochalmgruppe (EXNER 1979).

Bisher war der SW- und W-Teil des Göß-Kernes beschrieben worden (CLIFF 1968; CLIFF et al. 1971; DEMMER 1967, 1968, 1971, 1976). Ich bringe im folgenden petrographische und tektonische Beobachtungen vom N- und E-Teil des Göß-Kernes. Vor allem das interessante Gestein, das in den großen Steinbrüchen von Koschach und Pflüghof im Maltatal gewonnen wurde, hat mir bezüglich seiner petrographischen Einordnung (biotitreiche dunkle Zentralgneis-Varietät), seiner Gänge (diskordante Aplite und Pegmatite) und seiner tektonischen Zuordnung (– fälschlich rechnete ich im Jahre 1954 das Gestein zu den B-Gneisen oder Randgneisen –) viel Kopfzerbrechen bereitet. Heute ordne ich es als Granodioritgneis dem Göß-Kern zu.

Das älteste Gestein des Göß-Plutons bildet dieser Granodioritgneis. Er baut die Außenzone auf und enthält Septen des Alten Daches (Bändergneis und Amphibolit), auch mit Übergängen zu den Gesteinen des Alten Daches (Metatexis). Er zeigt eine reiche Entwicklung saurer Gänge (jüngere magmatische Nachschübe).

Jünger ist der Granitgneis, der die zentralen und daher tektonisch tieferen Lagen des Göß-Kernes sowie Teile der steilen SW-Flanke einzunehmen scheint. Die jüngsten Plutone im Göß-Kern werden von den örtlich beschränkten Zweiglimmergranitgneisen vom Typus Schönangerkar (westlich außerhalb der Tafel 1) gebildet.

Die folgende Detailbeschreibung folgt dem Ordnungsprinzip von tektonisch Unten in richtung nach tektonisch Oben. Sie beginnt daher mit dem Granitgneis.

Für den gesamten Göß-Kern gilt, daß er von allen Gneiskernen und Gneisdecken der östlichen Hohen Tauern den primären magmatischen Mineralbestand und die primären magmatischen Strukturen am besten erhalten hat. Das scheint auch damit zusammenzuhängen, daß er den tektonisch tiefsten Körper der östlichen Hohen Tauern darstellt. Trotz seiner exzentrischen Lage nahe der SE-Ecke der Hohen Tauern ist dies heute eine

erwiesene Tatsache. Vom Göß-Kern bis zur Großglockner-Gebirgsgruppe herrscht Abtauchen der tektonischen Einheiten nach W. Gegen E bis zur Katschbergzone tauchen die tektonischen Einheiten nach E. Allerdings treffen wir hier auf eine Verdünnung der Strukturen. Mit der Tiefenlage des Göß-Kernes mag es zusammenhängen, daß im bearbeiteten Abschnitt postkristalline Deformationen (mechanische Quälungen) und niedrigthermale Rekristallisationen (sekundärer Hellglimmer und Chlorit) verhältnismäßig selten in den Gesteinen des Göß-Kernes in umfangreichem Maße auftreten. Hingegen treten Primärbildungen wie hypidiomorpher Plagioklas, kaum entmischter und dem Orthoklas nahestehender Kalinatronfeldspat, Biotit und ein aplitisch-pegmatitisches Gangnetz sehr in den Vordergrund.

### 2.1.1 Granitgneis

Die Beprobungen ergaben, daß der Göß-Kern zu einem großen Teil aus mittel- bis grobkörnigem Biotit-Granitgneis besteht. Er ist biotitreicher und daher dunkler als die Granitgneise des Hölltor-Rotgülden- und des Sonnblick-Kernes. Hellglimmer tritt als Hauptgemengteil selten auf. Relativ große idiomorphe Titanite (2 mm), Orthite (2 mm) und gedrungene Apatitsäulchen (0,6 mm) sind reichlich vorhanden. Die Kalinatronfeldspat-Kristallaugen bleiben verhältnismäßig klein (selten über 3 cm). Der Kalinatronfeldspat (abgekürzt: Knaf) steht mit vorwiegend flauer Mikroklingitterung und wenig perthitischer Entmischung dem Orthoklas nahe. Der Plagioklas erweist sich in der Regel als ungefüllter Albit-Oligoklas mit polysynthetischer Verzwilligung (Plag III). Inverszonarer Plagioklas kommt vor. Myrmekeit ist beinahe in allen Proben vorhanden. Schachbrettalbit fehlt. Granat mit Sekelettform bildet einen Nebengemengteil.

Es wurden 15 Proben des Granitgneises von folgenden Fundpunkten mikroskopisch untersucht und zwar nach dem Einzugsbereich der Täler geordnet:

- |             |   |
|-------------|---|
| Gößtal:     | (1) Schwalbenhöhe Gipfel                                      |
|             | (2) Schönangerkar, SH. 2180 m, 500 m südöstlich Schönangersee |
|             | (3) Schönangerkar, SH. 2190 m, 400 m ssö. Schönangersee-      |
| Radltal:    | (4) Kesselkar, SH. 1855 m, nördlich der Hohen Leier           |
|             | (5) Kesselsteig, unterer Einstieg                             |
|             | (6) Talschluß des Radltales, Wand nördlich Kesselsteig        |
|             | (7) Ebenda, grobkörnige Varietät                              |
|             | (8) Linke Flanke der Schlucht des Kesselbaches, SH. 1550 m    |
|             | (9) Felswand, SH. 1400 m, 600 m südwestlich Rubenthaler Alm   |
|             | (10) Maisbach-Güterweg, SH. 1165 m, Furt über den Maisbach    |
|             | (11) Maisbach-Güterweg, SH. 1200 m                            |
|             | (12) Maisbach-Güterweg, SH. 1270 m                            |
| Reinitztal: | (13) S-Flanke der Hohen Leier                                 |
| Mölltal:    | (14) Großer Mühldorfer See, Fundament der Sperre              |
|             | (15) Göß-Stollen Station 2340 m, metagranitisches Neosom.     |

Hauptgemengteile: Biotit (hellgelb bis braungrün, mitunter pleochroitische Höfe). Kalinatronfeldspat ist stets der vorherrschende Feldspat. Flau, selten harte Mikroklingitterung. Meist kaum oder wenig perthitisch entmischte (Aderperthit). Dem Orthoklas nahestehend. Selten und nur an lokalen Störungszonen: Fleckenperthit. Karlsbader Zwillinge. Zonare Einschlußzüge aus Plagioklas. Verdrängung des Plagioklases (Kalifeldspatitisation des Plagioklases). Der Plagioklas ist vorwiegend als Plag III, selten als Plag II entwickelt. Er erweist sich zu meist als ungefüllt und zeigt nur Hellglimmerflitter längs Spaltrissen. Mitunter treten aber auch die Füllungstypen

A, B und C auf. Der Anorthitgehalt wurde an 18 Körnern, möglichst gleichmäßig auf die Proben der 15 Fundorte verteilt, gemessen (in Schnitten senkrecht X). Das Ergebnis der Einzelmessungen ist folgendes: 5, 8, 9, 9, 10, 10, 10, 10, 11, 12, 13, 13, 14, 17% An; dazu in einigen Proben inverszonarer Plagioklas mit Kern/Hülle = 6/22, 10/17, 13/21 und 14/17% An. Quarz bildet xenomorphe Körner und mitunter Tropfenquarz in Plag und Knaf. Fehlen von Böhmscher Streifung, Myrmekit ist mit Ausnahme von Fundort (2) stets vorhanden. Hellglimmer tritt nur in den Proben (9) und (14) als Hauptgemengteil, und zwar in Form selbständiger Glimmerscheiter neben Biotit, besonders am Rande der Knaf-Augen auf. In allen übrigen Proben beschränkt sich der Hellglimmer auf sekundäre winzige Flitter an Spaltrissen der Feldspate und auf die Mikrolithen im Plag.

Ferner: Chlorit (stets in geringen Mengen vorhanden, sekundär nach Biotit mit Ausscheidung von Opazit, Titanit und Sagenit). Titanit (meist reichlich vorhanden, idiomorphe Großkörner). Er fehlt nur den Proben 7, 9 und 15. Apatit bildet gedrungene Prismen. Er kommt auch als Einschluß in Titanit vor. Orthit tritt besonders reichlich in idiomorphen Großkörnern, häufig verzwilligt und mit schmalem Epidotsaum auf. Er fehlt nur der Probe 9. Epidot (teils selbständige Körner, teils Mikrolithen der ziemlich seltenen Plagioklasfülle). Fallweise beobachtet man in den Proben: Granat (Skelettkristalle mit 0,5 mm Durchmesser), selbständiger Opazit, Hämatit, Zirkon und Karbonat (mit Lamellen).

Aplit- und Pegmatitgneis sind zwar im Granodioritgneis und in den Bändergneisen (siehe unten!) viel häufiger, kommen aber auch im zentralen Granitgneis vor.

Hierher gehört der Aplitgneis vom frischen Felsabbruch im Radltal in SH. 1400 m, südwestlich Rubenthaler Alm. Er zeigt Knaf-Vormacht, ferner füllungsreichen Plag III mit 9% An (Messung senkrecht X) sowie Biotit, Hellglimmer und Skelettgranat.

Ein Pegmatit aus dem Schönangerkar zeichnet sich durch rosa Kalinatronfeldspat (5 cm), kleineren farblosen Oligoklas (Plag III, Füllungstyp A, optisch negativ), 2 cm lange Biotitleisten, Quarz, Myrmekit und durch das Fehlen von selbständigem Hellglimmer aus.

### 2.1.2 Mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee

Diese eigentümliche Varietät des Tauern-Zentralgranitgneises, die mir außerhalb des Göß-Kernes nirgendwo sonst in den östlichen Hohen Tauern begegnet ist, wurde von DEMMER anlässlich seiner Kartierung des Schönangerkares entdeckt. DEMMER fand ihn auch im Göß-Stollen sowie nördlich und südlich des Gößkar-Speichersees. Er erkannte diskordante Kontakte zum Nebengestein.

Der kompakte helle, homogen zusammengesetzte Granitgneis bildet pralle Felswände, gehorcht einer Querfaltung um N-S Achse und stößt stellenweise diskordant gegen die eher bildsamen Bändergneise der Hülle des Göß-Kernes ab. Die Aufschlüsse sind diesbezüglich besonders instruktiv in den Karwänden südlich des Schönangersees („feinkörniger heller Granitgneis“ in DEMMER 1967, p. 409). CLIFF et al. (1971, geologische Karte und Beschreibung) haben das Gestein in ihren viel weiter gefaßten Begriff: „Leukokrater Granitgneis“ eingeordnet, ohne die Individualität des sehr charakteristischen, N-S streichenden Gesteinszuges bei dem Schönangersee eigens herauszuarbeiten.

Die Korngröße der Hauptgemengteile beträgt zumeist 1 bis 3 mm, so daß das Gestein als mittelkörnig in der Begriffsfassung von P. NIGGLI (1948, p. 150) bezeichnet werden kann. Auffallend ist die sehr gleichmäßige Zusammensetzung, wobei Biotit und Hellglimmer selbständige und gleich große, kaum deformierte Blättchen bilden. Im Gegensatz zu den meisten Hellglimmer-Vorkommen in den Tauern-Zentralgneisen, ist der Hellglimmer hier nicht als eine sekundäre, im Zuge der Deformation von Feldspaten etc. (Füllungsmikrolithe, lidförmige Scheiter um Feldspatagen) zustandegekommene Bildung erkennbar, sondern als selbständiger Gemengteil. Dieser megaskopische Eindruck wird

auch durch das mikroskopische Bild bestätigt (gut abgegrenzte, kaum deformierte Hellglimmerleisten mit Einschlüssen von Quarz, Apatit und Epidot). Grauer Quarz und farbloser Feldspat bilden die übrigen Hauptgemengteile des recht hellen Granitgneises, der in den von mir gesammelten Proben stets flächiges und lineares (Elongation beider Glimmer) Parallelgefüge erkennen läßt. Randlich und an sekundären Scherflächen sind auch grobblättriger Biotit (1 cm) und Hellglimmer (8 mm) entwickelt (sekundärer Lösungsumsatz längs junger Bewegungszonen). Das gesamte Erscheinungsbild in feldgeologischer und mikrostruktureller Hinsicht weist auf einen ursprünglichen spätmagmatischen Zweiglimmergranit-Stock innerhalb des Göß-Plutons hin.

Die von mir untersuchten Proben sammelte ich an folgenden Lokalitäten:

- Kartenblatt 181: (1) Schönangerkar, SH. 2170 m, 275 m südöstlich P. 2114  
(2) Schönangerkar, SH. 2190 m, südlich P. 2114  
(3) Schönangerkar, SH. 2220 m, südlich P. 2114  
(4) Unterkante des Wasserfalles des Schönangerbaches, SH. 1970 m
- Kartenblatt 182: (5) Göß-Stollen, Halde  
(6) Am Göß-Speichersee.

Diese Proben zeigen mikroskopisch als Hauptgemengteile: Knaf (vorherrschender Feldspat, dem Orthoklas nahestehend, flau Mikroklingitterung, wenig Aderperthit, Karlsbader Zwillinge, Kalifeldspatitisation des Plag). Der Plagioklas ist als Plag III und Plag II entwickelt. In der Regel ist er ungefüllt. Sehr selten tritt schwache Fülle vom Typus B auf. Gemessen wurden 3 Körner in Schnitten senkrecht X mit dem Ergebnis: 6,6 und 10% An. Als Spätbildung kommt typisches Albitkorngefüge im Intergranularraum zwischen Knaf vor (Fundort 5). Quarz: Vorwiegend xenomorph, Fehlen von Böhmischer Streifung. Daneben Frühausscheidung in Form von hypidomorphem Tropfenquarz als Einschluß in Knaf und Plag. Myrmekit. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rötlichbraun, selten grünlichbraun. Nur schwache Entmischung, Einschlüsse von Apatit, Epidot und Titanit. Radioaktive Höfe um Epidot. Hellglimmer: Charakteristische hypidomorphe selbständige Scheiter. Sperrgefüge. Unabhängigkeit von den Feldspaträndern. Schwacher Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Einschlüsse von gedrungenen Apatitprismen, Quarz und Epidot.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit mit Ausscheidung von Opazit und Sagenit). Epidot (mit honigbraunen Kernen von wahrscheinlich Orthit). Granat (Skelett- und Atoll-förmig). Titanit (wenig). Opazit (wenig). Zirkon.

### 2.1.3 Granodioritgneis

Von einigen Autoren zum Granitgneis gezählt, unterscheidet er sich jedoch von diesem durch das Vorherrschende des Plagioklases gegenüber dem Kalinatronfeldspat, größerem Reichtum an Biotit und daher dunklerer Farbe. Er ist aber nicht so dunkel wie der Tonalitgneis der Tonalitgneisdecke.

Feldgeologisch nimmt der Granodioritgneis die nordöstliche Außenzone des Göß-Kernes ein. Er ist vorzüglich im Bereich der Steinbrüche im Maltatal (Koschach, Pflüglhof, Molzinger), längs der Gößfälle, Güterweg Brandwald vom Gößtal bis SH. 1460 m, am Güterweg Bockleiten und Reitermais, an der Göß-Straße 1 km östlich Oberer Thomanbauerhütte und im Gößstollen aufgeschlossen. Eine flächenmäßige kartographische Abgrenzung zum Granitgneis erfordert ein dichteres Begehungsnetz mit zahlreichen Beprobungen und muß der Zukunft überlassen bleiben.

Besonders interessant sind die zahlreichen diskordanten Aplit- und Pegmatitgänge im Granodioritgneis. Trotz der alpidischen Gesteinsmetamorphose wurden die ursprünglichen Diskordanzen stellenweise messerscharf bewahrt. In gefüglicher Hinsicht stellen diese sauren Gänge ein Analogon zu den diskordanten basischen Gängen im Tauerngneis

dar (z. B. beim Zirmsee in der Sonnblickgruppe, EXNER 1964, p. 23 – 26, Abb. 3). Hier wie dort gibt es Stellen, an denen die alpidische Metamorphose nur rekristallisierend und ohne Zerschering und Deformation der alten Gangstrukturen wirkte.

#### 2.1.3.1 Die Steinbrüche von Koschach

In den vergangenen 4 Jahrzehnten arbeiteten hier die größten Steinbruchbetriebe der östlichen Hohen Tauern (KIESLINGER 1956, p. 21 – 26). Der Abbau ist seit wenigen Jahren eingestellt. Die Steinbrüche befinden sich am glazialen Rundbuckel des rechten Bergfußes des Maltatales zwischen den Gößfällen und dem Weiler Koschach sowie auch 300 m südlich Koschach.

Der Granodioritgneis der Steinbrüche ist ein sehr gleichmäßig beschaffener, mittelkörniger biotitreicher grauer Gneis mit 1 bis 2 cm, selten 3 cm großen Knaf-Kristallaugen. Megaskopisch erkennt man Biotit, Feldspat und Quarz, an Klüften und Gängen auch Pyrit und Granat. Das Gestein ist ein typischer B-Tektonit mit mehreren tautozonaren ebenen s-Flächen, einer deutlichen Lineation parallel B und mit rotierten Walzen (Inselgefüge) senkrecht B. Die sehr deutliche Lineation (B-Achse) wird durch die Elongation des Biotits und der Feldspatauge sowie durch die zeilenförmige Anordnung der dunklen und hellen Gemengteile markiert. Die Lineation (= B-Achse) streicht N 105 – 113° E und neigt sich mit 16 – 23° nach ESE.

Abb. 1 A zeigt ein Profil des größten Steinbruches senkrecht zum Streichen der B-Achse. Von den verschiedenen tautozonalen s-Flächen fällt besonders die auf der Zeichnung (Abb. 1 A) eingetragene 80° N-fallende, also sehr steile s-Fläche auf. Ihr folgen eine Amphibolitlage und zahlreiche basische Fische (Amphibolit- und Biotitschiefer-schollen) im Granodioritgneis.

Annähernd senkrecht zur B-Achse verläuft die W-Wand des Steinbruches, von der Abb. 1 B einen Teilausschnitt wiedergibt. Man sieht die genannte, steil N-fallende s-Fläche und ein messerscharfes Gangkreuz teils konkordant, teils diskordant zu dieser s-Fläche.

In der Art des gezeigten Beispiels (Abb. 1 B) durchsetzen zahlreiche Aplite und Pegmatite im gesamten Bereich der Koschacher Steinbrüche teils als Lagergänge, teils als diskordante Gänge den Granodioritgneis. Die Gangkreuze erweisen, daß mehrere Aplit-generationen vorhanden sind und daß die Pegmatite zumeist jünger sind als die Aplite.

Die dreidimensionale Betrachtung der Gänge an den Steinbruchwänden, Werksteinen und Handstücken ergibt, daß das flächige Parallelgefüge der Gesteinsgemengteile (besonders des Biotits) innerhalb der Gänge (kurz: s intern) meist parallel zu einer der vielen tautozonaren s-Flächen des Nebengesteines (besonders des Biotits des Granodioritgneises; kurz: s extern) orientiert ist. Diskordanzen zwischen s intern und s extern kommen auf (ac)-Flächen und ihnen benachbarten Flächen, hingegen selten auf den Flächen (ab), (bc) und (h01) vor. Die zuletzt genannten Flächen liefern häufig ein unregelmäßig gewundenes Ganggeflecht, das am ehesten die primären Intrusionsgefüge reliktsch zeigt.

Genetisch dürften die Gänge teils präalpidische Reliktstrukturen, teils alpidische B-tektonische Mobilisate darstellen.

Die Aplite im Granodioritgneis der Koschacher Steinbrüche sind bis 15 cm mächtig. Sie führen etwas Biotit und mitunter linsenförmige Granat-Aggregate. An der Grenzfläche zwischen diskordantem Aplit und Granodioritgneis beobachtete ich stellenweise Biotitphyllonit. Er entstand im Zuge später differentieller Scherbewegungen zwischen kompetentem Aplit und gleitfähigerem Granodioritgneis.

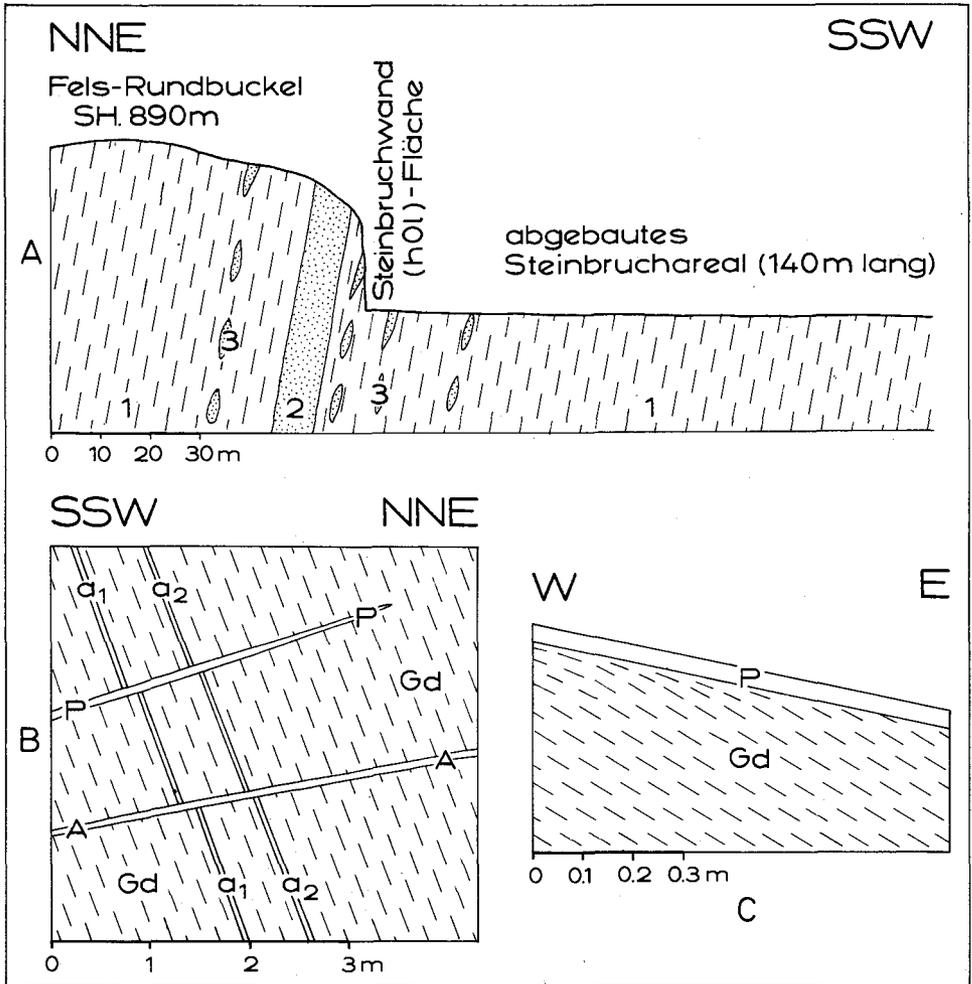


Abb. 1: Profile Koschacher Steinbrüche.

Abb. 1 A: Profil senkrecht zum Streichen der B-Achse. Großer Haupt-Steinbruch, 200 m westlich Koschach. 1 = Granodioritgneis. Lination: 112–118/18–22 E. 2 = Amphibolit (8 m), aplitisch injiziert. Lination: 113/16 E; s: 113/80 N. 3 = Amphibolit- und Biotitschieferlinsen. Die einzelnen Linsen sind 0,15 m dick und parallel zur Lination mehrere m lang. Die NNE-Wand des Steinbruches entspricht einer tektonischen (h01)-Fläche und enthält ein Pegmatit-Geflecht.

Abb. 1 B: Profil senkrecht zum Streichen der B-Achse in einem Teilbereich der W-Wand des Steinbruches der Abb. 1 A. Gangkreuz verschieden alter Aplite und eines Pegmatites. Die Gänge haben scharfe Grenzen. Die beiden älteren Aplite ( $a_1$  und  $a_2$ ) folgen der steilen s-Fläche. Der jüngere Aplit (A) und der Pegmatit (P) folgen (h01)-Flächen, die flach nach S fallen. Die älteren Gänge sind dort jeweils um 10 cm versetzt, wo sie von den jüngeren Gängen durchschnitten werden. Gd = Granodioritgneis. Lination: 108/18 E; s: 118/70 N.  $a_1$  = Aplit (4 cm dick).  $a_2$  = Aplit (2 cm). A = Aplit (6,5 cm). P = Pegmatit (bis 12 cm dick).

Abb. 1 C: Profil aus dem Teilbereich eines Neben-Steinbruches, 300 m südlich Koschach. Die Felsoberfläche wird von einem Pegmatitgang (P, Gangstreichen 25/10 E) gebildet. Der angrenzende Granodioritgneis (Gd, Lination: 110/29 E; s: 38/29 E) zeigt tektonische Schlepplage. Er ist bildsamer als der kompetente Pegmatit. Die Grenze des Pegmatits zum Granodioritgneis ist scharf.

Die Pegmatite erreichen in den Steinbrüchen bis 1 m Mächtigkeit. Die farblosen bis rosa Knaf-Kristalle sind bis 10 cm lang. Meist kann man Granat (bis 1 cm groß) megaskopisch erkennen. Stellenweise findet man Salbänder mit Aplit außen, Pegmatit in der Mitte und Gangquarz im Inneren des Ganges. Im Zuge später Bewegungen wurde der bildsamere jGranodioritgneis an der Grenze zum kompetenten Pegmatit geschleppt (Abb. 1 C).

Es sind 2 Typen von Pegmatiten zu unterscheiden: Die hybriden (unreinen) und die reinen (nicht hybriden) Pegmatite. Die hybriden Pegmatite sind biotitreich und weisen Übergänge zum Nebengestein (Granodioritgneis) auf. Sie dürften aus ursprünglich metasomatischen Gängen hervorgegangen sein. Die reinen (nicht hybriden) Pegmatite unterscheiden sich durch massigeres Gefüge und Biotit-Armut viel deutlicher vom Granodioritgneis und bauen vor allem die inneren Teile der dicken Pegmatitgänge auf.

Unter dem Mikroskop erweisen sich sämtliche Apliten und Pegmatite als Metamorphite, die dieselbe Metamorphose mitgemacht haben wie der Granodioritgneis. Der Kürze halber und dem eingebürgerten Brauche folgend, sprechen wir in vorliegender Arbeit von Apliten und Pegmatiten, obwohl damit exakt Metaaplite und Metapegmatite gemeint sind.

Mikroskopisch untersucht wurden aus dem großen Hauptsteinbruch 200 m westlich Koschach: (A) Granodioritgneis (5 Proben). (B) Aplit (3 Proben). (C) Pegmatit hybrid (2 Proben). (D) Pegmatit rein (1 Probe). Folgender Mineralbestand wurde in diesen Proben beobachtet:

- (A) Plag + Knaf + Qu + Bio + Chlo + Orthit + Epi + Op + Hgl + Ap + Zi ± Gra ± Ti ± Karb ± Hämatit
- (B) Knaf + Plag + Qu + Bio + Chlo + Epi + Op ± Orthit ± Hgl ± Ap ± Gra ± Ti ± Karb
- (C) Plag + Knaf + Qu + Bio + Chlo + Orthit + Epi + Op + Hgl + Ap + Zi + Gra ± Karb
- (D) Knaf + Plag + Qu + Bio + Chlo + Epi + Op + Hgl + Gra.

Der vorherrschende Feldspat ist Plagioklas im Granodioritgneis und zumeist auch in den Pegmatiten. Er erreicht im Granodioritgneis nur einige mm Korngröße und bleibt kleiner als Knaf. Mit Ausnahme des Myrmekitplagioklasses ist er durchwegs älter als Knaf. Der Anorthitgehalt beträgt im Granodioritgneis 22 bis 24% (Messung von 5 Körnern senkrecht X), im Aplit 7%, im Pegmatit 10% (Messungen senkrecht X). Plag III, II und I. Füllungstyp C oder füllungsfrei. In den Apliten und Pegmatiten kommen auch die Füllungstypen B und A vor. Zwillinge nach Albit-, Periklin- und Karlsbadgesetz. Im Pegmatit einspringende Karlsbader Zwillinge. Selten ist ein schwacher normaler Zonenbau. Füllungsfreier Randsaum ist häufig. Einschlüsse von gefülltem Plag befinden sich im Knaf. Aus der recht dichten Plagioklasfülle kann geschlossen werden, daß der primäre Plagioklas im Granodioritgneis Andesin, im Aplit und Pegmatit Oligoklas bis Albit war.

Der Kalinatronfeldspat bildet im Granodioritgneis bis 3 cm große Kirstallaugen. Im Pegmatit baut er bis 10 cm lange Leisten auf. Nur in den Apliten überwiegt er den Plagioklas mengenmäßig. Er steht dem Orthoklas nahe. Mittelgroßer Achsenwinkel 2 Vx, fehlende oder schwache Mikroklitterung, fehlende oder schwache Entmischung (Faser- und Aderperthit). Zonarperthit kommt vor (ursprünglicher idiomorpher Schalenbau). Karlsbader Zwillinge. Harte Mikroklitterung ist selten und auf Grundgewebekörner beschränkt.

Quarz. Idiomorpher Tropfenquarz als Einschluß in Plag III des Granodioritgneises. Ansonsten xenomorph. Es fehlt Böhmsche Streifung. Im Aplit aggressive Quarzgewächse in Plag und Knaf.

Myrmekit ist in allen Proben und mitunter sehr reichlich vorhanden. Es fehlt Schachbrettalbit. Im Pegmatit kommt polysynthetisch verzwilligter Myrmekitplagioklas vor.

Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grün und bräunlich; im Aplit und Pegmatit auch hellbraun bis rotbraun sowie hellbraun bis dunkelbraun. Pleochroitische Höfe sind selten.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit). Orthit bildet 1 mm große idiomorphe Zwillinge und Einzelkörner mit Epidotsaum. Epidot zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis gelb und gelbgrün. Im Pegmatit mit-

unter zu Aggregaten angereichert. Opazit (megaskopisch ist Pyrit häufig). Im Pegmatit Entmischung des (Fe, Ti)-reicheren Biotits zu Chlorit + Opazit + Sagenit. Der Hellglimmer ist im Granodioritgneis auf die Mikrolithen im Plagioklas beschränkt. Als selbständiger Gesteinsgemengteil kommt er nur in Proben des Aplits und Pegmatits vor. Apatit, Zirkon, Granat findet sich in einigen Proben von Aplit und Pegmatit stark angereichert. Titanit, Rhomboedrisches Karbonat mit Druckzwillingen, Hämatit.

Der Granodioritgneis sowie seine Aplite und Pegmatite zeigen vorwiegend postkinematische Kristallisation der Gemengteile. Die Feldspate gehen vorwiegend glatt in Auslöschung, der Quarz ist nur schwach undulös und Querbiotite sind häufig.

Aus den Koschacher Steinbrüchen (Besitzer: SVATA) meldet MEIXNER (1956, p. 24; 1966, p. 103 – 104) als Kluftminerale: Pyrit, Markasit, Adular, Desmin, Fluorit, Prochlorit, Epidot u. a.

### 2.1.3.2 Der Steinbruch südlich Pflüghof

Derselbe Granodioritgneis ist auch im Steinbruch 500 m südlich Pflüghof aufgeschlossen. Auch hier durchsetzen Aplite und Pegmatite den Granodioritgneis, der hier reicher an Feldspatäugen, an Falten und an Epidotanreicherungen ist. Der Anorthitgehalt des Plagioklases in Pegmatit beträgt hier 16% (Messung annähernd senkrecht X) und es kommt in diesem Plagioklas zonarer Antiperthit vor. Das übrige mikroskopische Bild entspricht dem der Koschacher Gesteine.

Dieser Steinbruch (Besitzer: IRSA) ist besonders reich an alpinen Kluftmineralen (MEIXNER 1958 a, p. 96 – 98; 1959, p. 46 – 47; 1975, p. 15; 1977, p. 10): Bergkristall, Muskovit, Chlorit, Kalkspat, Pyrit, Bleiglanz, Fluorit, Epidot, Prehnit, Skolezit, Chabasit, Laumontit, Heulandit u. a.

### 2.1.3.3 Die Steinbrüche bei Molzinger

Hier ist ebenfalls Granodioritgneis im alten verlassenen Steinbruch unmittelbar bei dem Gehöft Molzinger und im neuen, im Jahre 1976 in Betrieb befindlichen Steinbruch (NPG-Bauunternehmung Grmünd) 250 m nnw. Molzinger aufgeschlossen.

Die Faltenachse streicht N 112 – 122° E und neigt sich mit 24 – 29° E. Um sie sind tautozonare s-Flächen angeordnet mit Amphibolitschollen (auch Grobkornamphibolit) und Bändergneis. Der migmatische Verband zwischen Bändergneis (Paläosom) und Granodioritgneis (Neosom) ist gut beobachtbar (Bänder-, Schollen- und Feldspatäugen-Migmatit, ptygmatische Faltung von Apliten). Konkordante und diskordante Aplite und Pegmatite treten wie in den Koschacher Steinbrüchen auf. Wir befinden uns hier im Grenzbereich zwischen Granodioritgneis und hangendem Bändergneis.

### 2.1.3.4 Übrige Vorkommen des Granodioritgneises

Gößfälle: In den Kolken der 3 Wasserfälle neben dem markierten Touristensteig sind derzeit wegen des Niedrigwassers infolge Ableitung des Gößbaches für das Wasserkraftwerk die Aufschlüsse besonders imposant. Der Granodioritgneis wird von Apliten und Pegmatiten in Form eines engen Gangnetzes durchschlagen. Diskordante Pegmatite erreichen 1 m Dicke. Stengelförmige B-Tektonite sind beobachtbar.

Linker Bergfuß des Maltatales im Bereiche des WH. Sonnblick, der Felswand des Schleier-Wasserfalles (Perschitzbach) und der Schutthalden-Steinbrüche am W-Fuß der Rödernwand: Derselbe Granodioritgneis, kreuz und quer von Apliten und Pegmatiten

durchschlagen. Das Gestein der Steinbrüche in den Schutthalden unter der Rödernwand entspricht mega- und mikroskopisch dem Granodioritgneis der Koschacher Steinbrüche.

Eckpfeiler des Brandwaldes zwischen Göß- und Maltatal: Bis zu seinem derzeitigen oberen Ende in SH. 1460 m bietet der neue Güterweg sehr gute Aufschlüsse im Granodioritgneis. Faltenachse wie in den Koschacher Steinbrüchen flach nach ESE geneigt. Stengeltektonite auch mit steilen und mit S-fallenden Schieferungsflächen. Quergreifende Aplite. Einlagerungen von Bändergneis (SH. 1135 m), Amphibolit und Biotitschiefer (SH. 1350 m). Gegen oben zu wird der augige Granodioritgneis stark bänderig.

Güterweg Bockleiten und Reitermaiß: Granodioritgneis vom Typus Koschach mit konkordanten und diskordanten Apliten und Pegmatiten. Faltenachse wie in den Koschacher Steinbrüchen. Prachtvolle Walzen im m-Bereich. Schollen von Bändergneis.

Gößstollen und rückwärtiges Gößtal: Der Granodioritgneis steht im Gößstollen zwischen Stollenmeter 3760 und Nordportal an (Abb. 2). Er befindet sich auch hier unter dem Bändergneis und wurde von DEMMER (1967, Abb. 2 und p. 409) vorläufig sehr richtig als „dunkler Augengneis“ bezeichnet. Bei unserer gemeinsamen Stollenbefahrung im August 1966 beobachteten wir in diesem Gneis zahlreiche konkordante und diskordante Aplite und Pegmatite. Wiederum sind hier beide Pegmatite vorhanden und zwar solche mit unscharfen Rändern und solche mit sehr scharfen Rändern und in parallelflächigen Scharen auftretend. Diskordante Quarzgänge führen Pyrit. Schon damals fiel uns die Ähnlichkeit des Gesteines und seiner Gänge mit dem der Koschacher Steinbrüche auf. Auch im hinteren Gößtal steht dasselbe Gestein an. Der folgende mikroskopische Befund bestätigt, daß es sich um Granodioritgneis vom Typus Koschach handelt:

Untersucht wurden 4 Proben des Granodioritgneises von folgenden Fundorten: (A) Gößstollen Meter 4150. (B) und (C) Gößstollen Halde bei N-Portal. (D) An der Straße im rückwärtigen Gößtal, 1 km östlich Oberer Thomanbauerhütte. Megaskopisch entspricht das Gestein dem der Koschacher Steinbrüche. Der beobachtete mikroskopische Mineralbestand ist folgender (Hauptgemengteile gesperrt):

Oligoklas + Knaf + Bio + Qu ± Myrmekit + Chlo + Ti + Ap + Orthit + Epi ±  
Zi ± Op ± Hellgl ± Karb.

Plagioklas ist der vorherrschende Feldspat. Leistenförmig oder xenomorph. Plag III, II und I. Ungefüllte Körner und gefüllte Körner vom Typ C und häufig D. Messungen senkrecht X ergaben in Probe A: 24% An, Probe B: 23 und 25% An. Probe D: 21 und 21% An. Probe C führt inverszonaren Plagioklas mit Kern 18, Hülle 26% An und ein anderes Korn mit Kern 19, Hülle 25% An. In der basischen Hülle überwiegt polysynthetische Verzwilligung nach dem Periklingesetz. Knaf steht dem Orthoklas nahe. Keine oder flauwe Mikroklingitterung. Wenig perthitische Entmischung. Karlsbader Zwillinge. Kristallaugen erreichen bis 3 cm Länge und sind kaum postkristallin deformiert. Zonare Einschlußringe von Biotit kommen vor, besonders in leistenförmigem Groß-Knaf. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis grünlichbraun. Keine pleochroitischen Höfe. Quarz weist keine Böhmsche Streifung auf.

In den untersuchten Proben B und D fehlt Hellglimmer absolut. Die Plagioklase dieser Proben sind teils ungefüllt, teils weisen sie nur den Füllungstyp D auf. In den untersuchten Proben A und C kommt Hellglimmer nur als Mikrolith im Plagioklas (Fülle C) vor. Ich sammelte jedoch auf der Halde bei dem N-Portal des Gößstollens auch Proben des Granodioritgneises mit megaskopischem Hellglimmer, der hauptsächlich an den lidförmigen Rändern der Knaf-Augen auftritt. Chlorit bildet sich sekundär nach Biotit. Orthit ist stets reichlich und mit Epidotsaum vorhanden. Um diesen Epidotsaum kommt auch noch ein Karbonatsaum vor (Probe B).

## 2.2 Altes Dach des Göß-Kernes

In der Landschaft heben sich die dunklen Felswände des Alten Daches des ehemaligen Granit- bis Granodioritplutons vorzüglich von den gewaltigen hellen Steilwänden des Orthogneises des Göß-Kernes ab. So überblickt man im Göß-, Radl- und in den rückwärtigen Karen des Mölltales die domförmige Gestalt des Göß-Kernes und sieht in schwebender Lagerung hoch oben das flächenmäßig weithin ausgebreitete flache dunkle Alte Dach, das am Reißbeck kulminiert. Nach N taucht das Alte Dach flach unter das Hochalm-Massiv (Tafel 4), nach NE ins Malta- und nach SE ins Radltal (Tafel 3 und 5).

Die Gesteine des Alten Daches bestehen aus migmatischen Bändergneisen, Amphiboliten, Quarzdiorit-, Granodiorit-, Granit-, Aplitgneisen und metamorphen Apliten und Pegmatiten, die stellenweise diskordant durchschlagen. Die Grenze vom Granodioritgneis des Göß-Kernes zu den Bändergneisen ist lokal unscharf (z. B. Güterweg Bockleiten und Göß-Stollen). Schollen von Bändergneis und Amphibolit schwimmen als unverdaute „roof pendants“ im Granodioritgneis und zeigen migmatische Auflösungserscheinungen zu basischen Fischen und zu Nebulit. Genetisch eindeutig sind die Dach-Gesteine älter als der Pluton. Sie wurden von den leukokraten Mobilisaten des Plutons migmatisch durchdrungen und bilden das Paläosom der Migmatite. Die Aplitgneislagen der Bändergneise stellen das Neosom der Migmatite dar. Homogenisierung von Paläo- und Neosom führt zu quarzdioritischen Nebuliten. Intrusionskörper von leukokraten Granitgneisen und von Aplitgneisen sind als 10 m dicke Lagen den Bändergneisen konkordant eingeschaltet.

Will man an den prächtigen Bändergneis-Aufschlüssen die hellen Quarz-Feldspat-reichen Lagen sedimentogen als ursprünglichen Arkosesand deuten, der in rhythmischem Wechsel mit Tonlagen (biotitreiche Partien der Bändergneise) oder in vulkanischem Tuff-Milieu (Amphibolitlagen) abgelagert wurde, so möchte ich raten, einige Schritte an Ort und Stelle weiterzugehen. Man wird dann sehr bald auf aplitische Apophysen desselben hellen Quarz-Feldspat-reichen Lagers stoßen (Beispiel: Güterweg Bockleiten, SH. 1435 m). Eine sedimentogene und vulkanodetritäre Entstehung der Bändergneise des Alten Daches ist möglich. Die Stoff-Mobilisation der leukokraten Substanzen war zur Zeit der nachfolgenden Genese des Plutons enorm und war auch während der nachfolgenden Metamorphose wiederum wirksam. Die genannten Mobilisationen bewirkten, daß eine genetische Deutung der Bändergneise des Alten Daches des Göß-Kernes schwierig ist. Ich selbst bediene mich der rein beschreibenden Ausdrücke Paläosom und Neosom, da man im mega- und mikroskopischen Bereich stets beobachtet, daß die dunklen Gesteinspartien (Paläosom) von den hellen (Neosom) verdrängt, resorbiert, oder durchschlagen werden.

### 2.2.1 Petrographie

Vorwiegend handelt es sich um gefaltete Bändergneise mit Rekristallisation nach der Faltung. Dunkle und helle Lagen wechseln im cm- bis m-Bereich ab. Mächtiger dunkle Lagen sind als Amphibolite und Biotitschiefer, konkordante und diskordante helle Lagen und Gänge als Apliten und Pegmatite entwickelt. Ihnen allen fehlt Kalinatronfeldspat. Der Plagioklas ist durchwegs als Oligoklas ausgebildet. Stellenweise treten in der Bändergneisserie Knaf-führende Granitgneise und Granodioritgneise auf.

Mit freiem Auge erkennt man Biotit, fallweise Hornblende, farblose Quarz-Feldspat-Anreicherungen, mitunter gelbgrüne Epidotlagen, Granat und verhältnismäßig selten Hellglimmer. Die Korngröße erreicht nur wenige mm, in Pegmatiten und Mischgneisen

einige cm. Prächtige Falten im cm- und m-Bereich sind entwickelt. Die Elongation von Biotit und Hornblende verläuft parallel zur Faltenachse (B-Tektonite).

Mikroskopisch untersucht wurden 13 Gesteinsproben, die ich während des Baues des Reißbeck-Kraftwerkes an der Sperrenstelle des Stapniksees und im Stollen vom Stapniksee zu den Mühldorfer Seen sowie während des Baues des Malt-Kraftwerkes im Göß-Stollen sammelte.

Die Proben lassen sich nach den Hauptgemengteilen in folgende Gruppen ordnen: (1) Ho-Bio-Oligoklas-Schiefer, (2) Bio-Amphibolit, (3) Ho-Bio-Oligoklas-Qu-Bändergneis, (4) Ho-Bio-Epi-Oligoklas-Qu-Bändergneis, (5) Bio-Epi-Oligoklas-Qu-Bändergneis, (6) Bio-Oligoklas-Qu-Gneis, (7) Oligoklas-Aplit, (8) Oligoklas-Pegmatit und (9) Bio-Knaf-Oligoklas-Quarz-Mischgneis.

Die Hornblende ist frisch und ungefüllt und zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Zonenbau mit braungrünem Kern weist nur die  $\text{SiO}_2$ -arme Probe (1) auf. Auch der Biotit erweist sich als frisch. Er ist nicht oder kaum entmischt. Pleochroismus: hellgelb bis rehbraun oder grünbraun. Radioaktive Höfe fehlen oder sind äußerst selten. Einlagerungen opazitischer Entmischungskörnchen fanden sich nur in den  $\text{SiO}_2$ -armen Proben (1) und (3). Der Oligoklas ist als Plag III, II, und I vorwiegend xenomorph und ungefüllt entwickelt. Sehr häufig beobachtet man polysynthetische Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz. Selten kommt Mikrolithen-Fülle vom Typus D, C und ganz selten B vor. Der Füllungstyp A ist auf die Pegmatitprobe (8) beschränkt. Der Anorthitgehalt wurde an 14 Körnern in Schnitten senkrecht X gemessen und beträgt 15 bis 26% An, im Pegmatit 15 bis 19% An und im Mischgneis 13 bis 14% An. Inverser Zonenbau kommt vor. Die Messungen verteilen sich folgendermaßen auf die Gesteinsproben: Probe (1): Inverszonar, Kern 20, Hülle 25% An. Probe (2): Inverszonar, Kern 19, Hülle 26% An und Kern 20, Hülle 26% An. Proben (3): 26% und 26% An. Proben (4): 17% An. Proben (5): Inverszonar, Kern 17%, Hülle 25% An. Probe (6): 21% An. Probe (7): 17 und 20% An. Probe (8): 15 und 19% An. Probe (9): 13 und 14% An. Quarz ist xenomorph, rekristallisiert und nur schwach undulös. Es fehlt Böhmsche Streifung. Quarz fehlt in der Probe (1). Epidot ist farblos bis hellgelb und zeigt häufig einen xenomorphen braunen Orthit-Kern mit maximalem Durchmesser von 0,5mm. Kalinatronfeldspat (flaue bis harte Gitterung, Aderperthit) und Myrmekit kommen nur im Mischgneis (Probe 9) vor. Hellglimmer ist selten und als Nebengemengteil auf Pegmatit (Probe 8) beschränkt. Dieser führt bis 15 mm großen Granat. Ferner: Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Apatit, Karbonat, Opazit und Zirkon.

Quarzdioritischer Mischungstyp in der Bändergneis-Serie. Stellenweise mischen sich dunkle und helle Lagen der Bändergneise zu recht homogenen Quarzdioritgneisen (Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneisen). Ein mittelkörniger Typus dieser Art hat mehrere Meterzehner Mächtigkeit und einige 100 m streichende Erstreckung innerhalb einer Bändergneislage im Granodioritgneis des Gößtales. Diese Quarzdioritgneis-Probe vom Güterweg-Aufschluß westlich Reitermaiß, SH. 1700 m, zeigt mikroskopisch folgenden Mineralbestand, welcher der Homogenisierung des Bändergneises entspricht:

Biotit (hellgrün bis dunkelgrün). Oligoklas: Plag III, Füllungstyp C, 22% An (Messung senkrecht X). Quarz (xenomorph, ohne Böhmsche Streifen).

Ferner: Titanit, Epidot, Orthit (mit Epidotsaum), Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Karbonat (mit Lamellen).

Es fehlt: Kalinatronfeldspat.

## 2.2.2 Feldgeologische Notizen

Während des Baues des Reißbeck-Kraftwerkes war die Auflagerung des Bändergneises auf dem grobkörnigen Granitgneis des Göß-Kernes im Stollen, der von den Mühldorfer Seen in Richtung Stapnik See führt, in der Nähe des Kleinen Mühldorfer Sees gut zu sehen. An der Grenze steht mittelkörniger Biotit-Oligoklas-Quarz-Gneis an, der von konkordanten und diskordanten Apliten durchdrungen wird.  $s: 170 / 40-70$  W, Lineation:  $140 / \text{horizontal}$ . Bei dem Aushub für die Sperre am Stapnik See waren die gefalteten Bändermigmatite vorzüglich aufgeschlossen und wurden petrographiert (siehe oben!). Rund um den Kessele-, Schwarz- und Stapniksee liegen sie zusammen mit Amphiboliten und biotitreichen Gneisen verhältnismäßig flach und sind intensiv gefaltet. Auf der Karschwelle südwestlich dieser Seen, auf welcher die Obere Mooshütte steht, vollzieht sich der jähe Knick zwischen flachem Dach und steiler SW-Flanke der Bändergneis-Hülle des Göß-Kernes.

Das von DEMMER ober- und untertags aufgenommene geologische Profil des Göß-Stollens (Abb. 2), zeigt den Knick in den Bändergneisen über dem südlichen Abschnitt des Stollens sehr deutlich. Der nördliche und mittlere Teil des Profiles entspricht der flachen Auflagerung der Bändergneise über dem Göß-Kern.

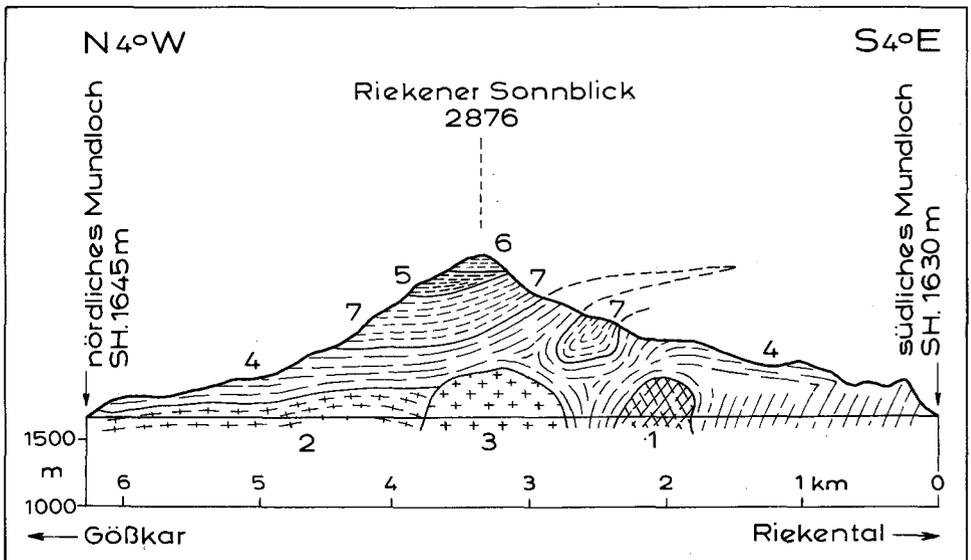


Abb. 2: Profil Göß-Stollen – Riekener Sonnblick nach W. DEMMER 1967 mit Berücksichtigung einer Richtigstellung DEMMER's, welche dieser während der Drucklegung der damaligen Publikation (1967) im Sinne der im selben Jahr in seinem Reißbeckführer publizierten Profile vornahm.

Die folgende Legende wurde auf Grund der petrographischen Untersuchung geringfügig ergänzt von CH. EXNER. **Göß-Kern:** 1 = dunkler Mischgneis. 2 = Granodioritgneis („dunkler Augengneis“). 3 = mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee („feinkörniger Granitgneis“). **Altes Dach des Göß-Kernes:** 4 = Bändergneis. 5 = Amphibolit. 6 = Hornblendegneis. **Einfaltung eines höheren Stockwerkes:** 7 = heller Augengneis.

Das Profil des Göß-Stollens weist sekundäre tektonische Komplikationen auf, weil es sich im Querschnittsbereich (N-S streichende Faltenachse) der Zone Schönangerkar – Hochalm Spitze befindet. So ist die Einfaltung von hellem Augengneis (Abb. 2, Signatur 7) in das Alte Dach zu verstehen, welches aus Bändergneis, Amphibolit und Hornblendegneis besteht. Dem Göß-Kern unter dem Alten Dach gehören „dunkler Augengneis“ und „dunkler Mischgneis“ (– der zuerstgenannte auf Grund der petrographischen Untersuchung als Granodioritgneis anzusprechen –) und „feinkörniger Granitgneis“ (= mittelkörniger Zweiglimmergranitgneis vom Typus Schönangersee, von DEMMER gefunden und erstmals charakterisiert) an. Auch hier dürften die walzenförmig deformierte Oberfläche des Göß-Kernes und örtliche Diskordanzen größtenteils durch die sekundäre Querschnittsfaltung um N-S Achse bedingt sein.

Im S-Abschnitt des Gößstollens waren zur Zeit meiner Befahrung prachtvolle Falten in den Bändermigmatiten und mit scharfen Grenzen diskordant durchsetzende Aplite zu sehen. Die Übergänge dieser Bändermigmatite zum Orthogneis („dunkler Mischgneis“ Stollenmeter 1890 bis 2355) waren eindeutig beobachtbar und wurden sehr anschaulich von DEMMER, 1967, p. 409 folgendermaßen geschildert: „Ab ca. Station 1890 folgte bis ca. Station 2355 eine etwas stärker gestörte Zone von allgemein dunklen Granitgneisen, die von zahlreichen Aplit- und Pegmatitgängen durchschwärmt sind und immer wieder Bilder eines Schollenmigmatites zeigten. Diese Gesteine gehen ohne scharfe Grenze in Bändergneise über, die bei ca. Station 2765 enden“.

Im Maltastollen und längs der N-Flanke des Gößtales (Tafel 4) lagert unmittelbar über dem Orthogneis des Göß-Kernes mittelkörniger Amphibolit, der einige Meterzehner mächtig ist, die Karschwelle des Trippalmkares aufbaut und im Maltastollen zwischen Station ca. 3.000 und ca. 3.700 m ansteht. Darüber folgt migmatischer Bändergneis mit Amphibolitschollen als Paläosom.

Im Profil des Draxelnockes, der Tandlspitze (Tafel 4 D) und der NE-Flanke des Gößkernes im Maltatal (Tafel 5) bilden migmatische Bändergneise mit Amphibolit-Paläosom das Alte Dach. Schollen des Alten Daches im Orthogneis finden sich im S-Abschnitt des Maltastollens, am Güterweg Reitermaiß in SH. 1700 m, im Hauptsteinbruch Koschach (Abb. 1 A) und häufig in Form biotitreicher Linsen im Granodioritgneis.

Steigt man am Güterweg Bockleiten in Richtung Klampferer Köpfl, so trifft man über dem Granodioritgneis den Bändergneis ab SH. 1435 m, am markierten Steig vom Gasthaus Sonnblick in Richtung Schlüsselhütte ab SH. 1050 m, am Steig östlich des Schleierralles des Fallbaches (Perschitz) ab SH. 1025 m und im Brandwald ab SH. 1500 m. Am Kamm vom Brandwald bis SH. 2140 m sind Aplitgneislagen dem Bändergneis eingeschaltet (z. B. in SH. 1690 m, am Trümmergrat in SH. 1795 m, ferner in SH. 1810 m und auf der Rückfallkuppe in SH. 2120 m). Am Güterweg im Kohlschlagwald trifft man den Bändergneis mit Amphibolitlagen in SH. 990 bis 1010 m und im Umkreis der Brücke P. 1209; ebenso auch am Steig von hier zur Unteren Tandlhütte.

### 2.3 Die zentrale Schieferhülle der Daxelserie

Granatglimmerschiefer mit Bänken von Graphitquarzit lagern auf den Bändergneisen und bilden die Schieferhülle des Göß-Domes. Sie haben den Charakter der zentralen Schieferhülle, entsprechend der Seebach- und Woiskenschieferzone im Gasteiner Raum, mit Porphyroblasten von Granat, Biotit, Hell-

glimmer, Albit/Oligoklas/Andesin und Chlorit, mit aplitischen Injektionen und Migmatiten und ohne Karbonatgesteine. Die Mächtigkeit beträgt einige Meter-zehner und infolge tektonischer Anschoppung maximal 250 m. Entdeckt wurde diese Glimmerschieferzone von ANGEL (1939) und kartiert unter dem Hochalmmassiv vom Hohen Gößkar zum Klampferer Köpfl und auf Kartenblatt Muhr an der W-Flanke des Maltatales bis zur Oberen Aichholzer Alm (ANGEL & STABER, 1942 und 1952). Ich fand die Fortsetzung an der E-Flanke des Maltatales (Blatt Muhr) und im gegenständlichen Gebiet (Blatt Spittal/Drau) bei der Schlüsselhütte, im Kohlschlagwald, am Gipfel der Tandlspitze, am Tandlspitze-NE- und am Tandlspitze-SE-Grat. Nach der modellförmigen landschaftlichen Ausbildung dieser Schieferhüllzone am langgestreckten Kamm Draxelnock – Klampferer Köpfl nenne ich sie Draxelserie (EXNER, 1971 b, p. A 28).

In der Reißbeckgruppe streicht die Draxelserie aus dem Rieckental über Jockeck-NE-Kamm zum Oberen Zwenberger See, ist dann prächtig knapp östlich unter dem Kaponigtörl mit Granatglimmerschiefern aufgeschlossen, die zum Hohen Gößkar weiterziehen (CLIFF et al., 1971).

Über die Fortsetzung an der N-Flanke des Gößtales gibt Tafel 4 mit ausführlicher Erläuterung Bescheid. Im Maltastollen beobachten wir die Granatglimmerschiefer in modellförmiger Ausbildung und genau in der Position, welche die Obertagsaufschlüsse erwarten ließen. Eine kleine Sekundär-Aufwölbung befindet sich zwischen den Stationen 4236 und 4300 m. Infolge liegender Falten, die in der Landschaft gut vom gegenüberliegenden Hang zu sehen sind und im geologischen Kartenbild schon von ANGEL & STABER (1942) unter dem Schmiednock angedeutet wurden, erleiden die Granatglimmerschiefer Mächtigkeitsschwankungen von 30 m (Tafel 4, Profil B) bis 250 m (Tafel 4, Profil C). Die Graphitquarzitbänke im Granatglimmerschiefer sind spitz gefaltet und erreichen maximal 3 m Mächtigkeit. Ihre Anzahl ist ebenfalls tektonisch bedingten Schwankungen unterworfen. Am Grat des Profils Tafel 4 C beobachtete ich 6 Graphitquarzitbänke. Leider war es mir nicht möglich, den steilen Felshang zwischen Profil C und Stranerscharte (Profil D, Tafel 4) zu queren. Der in der alten Alpenvereinskarte (AEGERTERs Karte 1:50.000 der Ankogel-Hochalmspitzgruppe aus dem Jahre 1908) angegebene Schafhaltersteig existiert nicht mehr.

Klassisch ist die Schieferhülle des Göß-Kernes wie ein flaches Dach am 2 km langen Kamm Draxelnock-Köpfel Jagdhütte entwickelt. 800 m südöstlich Köpfel Jagdhütte hebt sie in SH. 1500 m in die Luft aus und setzt mit derselben Gesteinsausbildung am anderen Talhang bei der Schlüsselhütte fort, wo sie den Kamm zwischen SH. 1315 und 1420 m aufbaut. Hier wie dort sind die Granatglimmerschiefer ca. 100 m mächtig.

Am flachen Dach Draxelnock-Köpfel Jagdhütte finden sich in den Granatglimmerschiefern bis 3 cm große Granatkristalle. Stellenweise sind die Granatglimmerschiefer aplitisch injiziert oder wechsellagern mit Aplitgneisen. Die s-Flächen fallen flach bis mittelsteil nach N. Die Hauptfaltenachse (Elongation der Glimmer) neigt sich flach nach ESE. Am Höhennock wird sie von junger Knitterung überprägt, die 10/28 N orientiert ist. Westlich der Köpfel Jagdhütte sind die Granatglimmerschiefer auf einige 100 m Erstreckung sekundär zu einem Trümmergrat zusammengesunken, der aus Gründen der Übersichtlichkeit auf Tafel 5 nicht eingetragen wurde. Die Felswände oberhalb der Schlüsselhütte bieten vorzügliche Aufschlüsse im Granat-Biotit-Hellglimmerschiefer mit 4 mm großem

Granat und Raumlage: s: 140/34 E, Lineation: 110/31 E. Sie sind gefaltet, aplitisch durchtränkt, migmatisiert und werden von Apliten diskordant durchschlagen.

Die Gipfelplatten der Tandlspitze bestehen aus denselben Granat-Biotit-Hellglimmerschiefern, die den Bändergneisen des Alten Daches des Göß-Kernes auflagern. Sie bilden den Tandlspitze-NE-Grat bis SH. 2100 m, wo sie in die Luft ausstreichen. Sie sind stellenweise spitz gefaltet und enthalten in SH. 2140 m Graphitquarzitbänke, die mehrere cm dick sind (Tafel 5).

Am Tandlspitze-SE-Kamm neigt sich der 40 m mächtige Granatglimmerschiefer mit 3 cm großem Granat und 5 mm großen Biotit- und Hellglimmerblättchen flach nach SE. Beiderseits der Scharte SH. 2525 m findet man ihn vorzüglich aufgeschlossen. Nach SE bedingt er ein Gesimse mit Schafhaltersteig in der steilen W-Flanke des Bärennockes. Dann baut er den flachen Gratverlauf bei Scharte SH. 2415 m und dann das Gesimse in der W-Flanke des Roten Nockes auf. Mit den Augen verfolgte ich vom gegenüberliegenden Hang das morphologisch kenntliche Schieferband bis zum Anger in SH. 1660 m, 300 m ssö. P. 1817 (Tafel 3 und 5).

Unter dem Bergsturz- und Rutschgelände des Kohlschlagwaldes erreicht der Granatglimmerschiefer den rechten Bergfuß des Maltatales bei P. 972 (Tafel 5). Am neuen Güterweg von Schlatzing in den Kohlschlagwald beobachtet man bei P. 972 den 8 m mächtigen Granatglimmerschiefer mit 1 cm großem Granat zunächst in verrutschtem Zustand. 300 m nordwestlich steht dann am selben Güterwege der Granat-Biotit-Hellglimmerschiefer unweit der Quelle „Q“ in Seehöhe 990 m an. Er ist hier 4 m mächtig aufgeschlossen. Sein Streichen und Fallen beträgt 155/40 E. Er lagert hier über Biotitamphibolit, Biotitschiefer, Bänder- und Aplitgneis des Alten Daches des Göß-Kernes. Das Bergsturzgebiet des Kohlschlagwaldes scheint durch die parallel zum Hang einfallenden, rutschfähigen und wasserundurchlässigen Granatglimmerschiefer bedingt zu sein.

## 2.4. Tonalitgneisdecke

Als meist einige 100 m mächtiger Orthogneis lagert der Tonalitgneis mit schroffen Felswänden über dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Gleichgültig ob man ihn als variszische oder alpidische tektonische Decke, oder als Teil eines Lakkolithen mit flacher Sohle über ehemaligem Tonschiefer genetisch interpretiert, so ist jedenfalls auf Grund der flachen Lagerung über eindeutig sedimentogenem Granatglimmerschiefer die genetisch neutrale Bezeichnung „Tonalitgneisdecke“ (EXNER, 1971 b, p. A29) berechtigt.

Im geologischen Kartenbild hat die Tonalitgneisdecke die Form eines N-konvexen, am Kopf stehenden großen „U“. Das heißt, im S des Göß-Domes fehlt der Tonalitgneis, im W, N und E ist er vorhanden. Die Gesteinsbezeichnung als „Tonalitgneis“ erfolgte in der Hochalmgruppe durch BERWERTH und BECKE (BECKE & UHLIG 1906); die grundlegend wichtige und die Deckennatur offenbarende geologische Kartierung des Mittelabschnittes durch ANGEL & STABER (1942, 1952), die Entdeckung und geologische Kartierung des 10 km langen E-Teiles (zwischen Gmünder Hütte und Feistritz) durch EXNER (1940 und Aufnahmeberichte bis 1972) und die geologische Kartierung des SW-Abschnittes in der Reißbeckgruppe durch Cliff et al. (1971).

Nähere petrographische Einzelheiten des Tonalitgneises und seiner Gänge behalte ich mir für die in Vorbereitung befindliche Beschreibung der zentralen Hafnergruppe (Kartenblatt Muhr) vor, weil sich das Hauptverbreitungsgebiet der Tonalitgneisdecke mit

den größten Mächtigkeiten dieses Gesteines auf Blatt Muhr befindet. Hier seien nur einige Ergänzungen, besonders für die Umgebung von Gmünd (Blatt Spittal/Drau) gebracht!

Das SW-Ende der Tonalitgneisdecke befindet sich in der E-Flanke des Riekenales, 750 m nnw. der Schoberspitze. Von hier streicht der Tonalitgneis mit Unterbrechungen zum Grat knapp nördlich des Jochecks (CLIFF et al., 1971) Das kann ich insoferne bestätigen, da ich im August 1955 den Tonalitgneis im Riekenal unter dem Jocheck als Lese-Steine fand (im Schutt der Rinne 500 m südwestlich des Fußes des Gaisrückens [Österr. Karte 1: 25.000, Blatt 181/2; EXNER 1956, p. 27). Vom Jocheck setzt der Tonalitgneis zum Unteren Zwenberger See fort und bildet dann nach einer kurzen Unterbrechung (CLIFF et al., 1971) die zusammenhängende, flächenmäßig ausgedehnte und mächtige Tonalitgneisdecke, die vom Sockel der Tristenspitze und von den Pfaffenberger Seen bis in das Maltatal reicht und über der Draxelserie den S- und E-Sockel des Hochalm-massives aufbaut (ANGEL & STABER, 1942, 1952; CLIFF et al., 1971).

Im Profil des Winterriegels ist der Tonalitgneis 600 m mächtig und nimmt gegen die Tiefe (Maltastollen) beträchtlich zu (Tafel 4, Profil A). An der Grenze zwischen unterlagerndem Granatglimmerschiefer und auflagerndem Tonalitgneis befindet sich in der Regel ein wenige m mächtiger, häufig migmatischer Aplit- oder Granitgneis. Wenn er migmatisch ausgebildet ist, führt er Schollen des unterlagernden Granatglimmerschiefers und erweist, daß an der Basis der Tonalitgneisdecke migmatische Stoffmobilisation und Grobmengung zwischen Magmatit der Tonalitgneisdecke und Sedimentit der Draxelserie stattgefunden haben. Die Erscheinung ist auf Blatt Muhr ebenfalls zu beobachten und wird dort von mir näher beschrieben werden. Jedenfalls zeigt der Tonalitgneis an seiner Basis ein aplitisches bis granitisches Differentiat, das migmatische Grobmengungen mit dem unterlagernden Granatglimmerschiefer eingeht.

Im Maltastollen notierte ich an der betreffenden Stelle „Bändergneis“ und in den Ober-tagprofilen Tafel 4, A bis C Aplit- und Granitgneis. Auf der Straner Scharte (Profil D) fehlt der leukokrate Gneis an der Basis der Tonalitgneisdecke. Hier liegt postkristallin deformierter Tonalit-Phyllonit unmittelbar auf Granatglimmerschiefer, eine Spätdeformation (Gleitung und Zerstörung des ursprünglichen Gesteinsverbandes) an der Basis der Tonalitgneisdecke anzeigend.

Oberhalb der Schlüsselhütte bildet in SH. 1420 m biotitführender Augengranitgneis (10 m mächtig) mit migmatischen Bändern und Schollen aus Granatglimmerschiefer (mit 1,2 cm großen Granatkristallen) die Basis des Tonalitgneis-Wandzuges. Der Tonalitgneis selbst ist hier bloß 200 m mächtig und wird von Apliten diskordant durchschlagen (Tafel 5). Die Raumlage des Tonalitgneises beträgt hier: s: 20/33 E, Lincation: 110/32 E.

Ein Erosionszeuge der Tonalitgneisdecke sitzt als Trümmergrat, der nur aus Tonalitgneisblockwerk besteht, als inselförmiger Ausleger (Inselberg) auf dem Granatglimmerschiefer zwischen Draxel- und Höhennock (Tafel 5).

Endlich erreicht der Tonalitgneis am Fuß der Rödernwand die Maltatal-Alluvionen zwischen 650 und 400 m nordwestlich Feistritz. Seine Mächtigkeit beträgt hier ca. 100 m. Seine Raumlage: s: 40/22 E Lincation: 110/20 E.

#### 2.4.1 Petrographische Beobachtungen vom SE-Ende der Tonalitgneisdecke

Die mikroskopisch untersuchten 4 Gesteinsproben wurden 400 m östlich Schlüsselhütte in SH. 1360 m und am Bergfuß 600 und 400 m nordwestlich Feistritz dem Anste-

henden entnommen. Die Proben zeigen, daß der Tonalitgneis dieses östlichsten Ausläufers der Tonalitgneisdecke bezüglich seiner Feldspate und des Quarzes postkristalin deformiert ist.

Der mittel- bis grobkörnige, stark geschieferte, schwarz-weiß gesprenkelte Gneis läßt freisichtig viel Biotit, Feldspatauge und verhältnismäßig viel Hellglimmer besonders an späten Scherflächen und als Augenlider um die größeren Feldspate erkennen.

Plagioklas ist der herrschende Feldspat. Plag III. Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht sind häufig, Füllungstyp C. Kalinatronfeldspat kommt in geringer Menge vor und verdrängt teilweise den Plagioklas. Es handelt sich um vorwiegend xenomorphen, flau gegitterten Mikroklin-Aderperthit. Biotit (hellgelb bis grünbraun, ohne pleochroitische Höfe). Quarz (xenomorph, keine Böhmsche Streifen). Myrmekit (stellenweise mit polysynthetisch verzwilligtem Myrmekitplagioklas).

Ferner: Epidot, Orthit mit Epidotrand, Apatit (stellenweise zonar gebaut mit braun bestäubtem Kern und farbloser Hülle), Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Hellglimmer (teils auf die Feldspat-Mikrolithenfülle beschränkt, teils mit postkristalliner Deformation des Gesteins beträchtlich volumetrisch zunehmend), Opazit, Zirkon und Karbonat.

## 2.4.2 Petrographische Beobachtungen vom SW-Ende der Tonalitgneisdecke

Aus eigenen Aufsammlungen kann die Identität des Tonalitgneises vom Kaponig- und Riekenal mit jenem der Tonalitgneisdecke auf Blatt Muhr und Spittal/Drau bestätigt werden. Die Proben stammen von den Pfaffenberger Seen (Kaponigtal) und aus dem Blockschutt (500 m südwestlich Gaisrücken im Riekenal): Schwarz-weiß gesprenkelter mittelkörniger Gneis mit freisichtig erkennbarem Biotit, Feldspat und Quarz.

Hauptmengeile: Plagioklas. Vormacht gegenüber Knaf. Plag III, II und I. Leistenförmig. Fülle D. Auch Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingsnaht vorhanden. In der Probe aus dem Kaponigtal wurden 2 Körner, das eine senkrecht X, das andere in Parallelstellung zu Quarz gemessen: 26% und ca. 25% An. Knaf steht dem Orthoklas nahe. Flaue Mikroklingitterung und wenig Entmischung (Faser- und Aderperthit). Quarz: Tropfenquarz in Plag. Ansonsten xenomorph und ohne Böhmsche Steifung. Myrmekit. Biotit: Hellgelb bis grün. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit (mit Einschlüssen idimorphen Apatits), Orthit (mit Epidotsaum und mit Einschluß von Apatit), Epidot (Pleochroismus: Farblos bis hellgelb), Opazit (nur als Entmischung in Biotit), Apatit, Zirkon und rhomboedrisches Karbonat. Vollkommen fehlt Hellglimmer.

Aufgesammelt habe ich auch am Touristensteig zwischen den Pfaffenberger Seen und dem Kaponig Törl die Probe eines Pegmatits, der diskordant den Tonalitgneis durchschlägt. Der Kalinatronfeldspat bildet einige cm große Leisten. Die bis 8 mm großen Biotite sind zu 2 cm langen Aggregaten angeordnet. Das Gestein ist als Knaf-Oligoklas-Quarz-Biotit-Pegmatit anzusprechen.

Knaf steht dem Orthoklas nahe. Keine oder flaue Mikroklingitterung. Keine oder wenig Entmischung (Faser- und Aderperthit). Plagioklas findet sich einerseits als große leistenförmige Individuen als Einzelkörner und als Einschlüsse in Knaf. Es handelt sich um den Typ Plag III mit Füllung C. Sie dürften Relikte darstellen. Die Grundgewebkörner (Plag III, II und I) sind hingegen xenomorph, klein und gefüllt. Wahrscheinlich handelt es sich um Neubildungen. Messungen senkrecht X an zwei Grundgewebskörnern ergaben 25 und 26% An. Wiederum sind Periklinlamellen in polysynthetischen Zwillingen des Grundgewebes auffallend häufig. Quarz: Xenomorph. Keine Böhmsche Streifung. Zahlreiche Porenzüge. Myrmekit. Biotit: Hellgelb bis grün. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Apatit, Titanit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Orthit (mit Epidotsaum), Epidot, Opazit, Zirkon, Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen im Plag).

Ferner durchschlagen Aplite und sogenannte Leukogranite (CLIFF et al., 1971) den Tonalitgneis. Eine Probe des „coarse leucogranite“ (CLIFF-Sammlung Nr.: „RAC/A 307“) im Tonalitgneis der Tristenspitze-SW-Flanke macht mir Herr Kollege Dr. R. A. CLIFF dankenswerter Weise zum Geschenk. Nach unserem Sprachgebrauch handelt es sich um einen mittelkörnigen metamorphen Aplitgranit. Die Korngrößen bleiben im allgemeinen un-

ter 5 mm. Das Gestein ist recht massig, aber sicher metamorph (z. B. inverser Zonenbau einiger Plagioklase). Mit freiem Auge erkennt man Feldspat, Quarz und Biotit. Die Biotite sind allerdings nur spärlich vorhanden und überschreiten nicht 2 mm Durchmesser.

Hauptgemengteile: Knaif ist der vorherrschende Feldspat. Karlsbader Zwillinge. Triklinisierung ist verschieden weit fortgeschritten von fehlender bis harter Mikroklingitterung. Schwache Entmischung (Faser- und Aderperthit). Plagioklas ist als Plag III, II und I leistenförmig bis xenomorph entwickelt. Teils ist er ungefüllt, teils zeigt er die Füllungstypen B und C. Plag III (alt) ist xenomorph mit Füllungstyp B, C und inversem Zonenbau: Kern (frei von Zwillinglamellen) 19% An, Hülle (polysynthetische Zwillinglamellen nach Periklingsesetz) 23% An. Hingegen zeigt ein ungefüllter xenomorpher Einfachzwilling nach Albitgesetz (Plag I, neu) 8% An (sämtliche Messungen senkrecht X). Quarz: Xenomorph. Keine Böhmische Streifen. Myrmekit, Biotit: Hellgelb bis grünlichbraun. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Orthit (mit Epidotrand), Epidot, Opazit, Zirkon, Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen im Plag).

### **3. Hochalmgneis, Silbereckserie und neu gefundene Glimmerschiefer (Roter Nock, Roßkopf, Reinitzer Sonnblick), Storz- und Kareckserie**

Die Bündnerschiefer der Silbereckserie keilen nördlich des Maltatales aus. Der Bergkamm südlich des Maltatales von der Tandlspitze zum Bartelmann war geologisches Neuland und wurde erstmals von mir untersucht, wobei ich die Granatglimmerschiefer über dem Granitgneis des Roten Nockes fand (Tafel 3). Glimmerschiefer in analoger tektonischer Position fand ich auch auf den beiden südlich folgenden Gebirgskämmen und zwar am Roßkopf und am Reinitzer Sonnblick (Tafel 6). Darüber folgen die Storz- und Kareckserie und darüber die periphere Schieferhülle.

Zur Entdeckung der Glimmerschiefer auf den anscheinend geologisch noch unbegangenen Gebirgskämmen am Roßkopf und Reinitzer Sonnblick kam ich allerdings zu spät. Dort hatte nämlich, wie ich nachträglich erfuhr, schon Herr Dr. C. J. HAWKESWORTH (1974, p. 13, 14, 20) solche beobachtet. Dieser Autor nennt „Granatglimmerschiefer“ am Roßkopf in Wechsellagerung mit 1 bis 3 m dicken Amphibolitlagen (– ich fand hier nur Glimmerschiefer ohne megaskopischen Granat –) und Granatglimmerschiefer westlich des Reinitztales im Gebiete der Roßalm. Beide Vorkommen seien so schwächtigt, daß sie nicht kartierbar wären, meint HAWKESWORTH.

Es wäre beinahe zu schön und einfach, die Glimmerschiefer Roter Nock – Roßkopf – Reinitzer Sonnblick als tektonische Fortsetzung der Bündnerschiefer der Silbereckserie aufzufassen. Diese Position nehmen sie eventuell ein, nämlich über dem Hochalmgneis und unter der Storzserie. Die damit verbundenen stratigraphischen Fragen blieben allerdings ungelöst: Silbereckserie mesozoisch; Glimmerschiefer Roter Nock bis Reinitzer Sonnblick jungpaläozoisch, intrudiert von Aplitgneisen nach Art der zentralen Schieferhülle.

Nun ist der „Rangierbahnhof“ dünner Deckenlamellen über dem Maltatal zwischen Pflüghof und Ortschaft Malta ein tektonisches Problem. Von den Weichenstellungen hängt es ab, wie man den Hochalmgneis, Silbereckserie und Storzserie jeweils auslaufen oder im E und S des Göß-Kernes und seiner Hüllzonen weiterlaufen läßt.

Ich bemühe mich im folgenden um eine analytische, den Feldbeobachtungen entsprechende Darstellung der Situation. Große tektonische Synthesen haben wir auch hier erlebt. Meistens waren sie falsch. Ich möchte bezüglich Synthese lieber Einiges offenlassen und

dafür Beobachtungsgrundlagen liefern, auf denen zukünftige zusätzliche Geländeuntersuchungen weiterbauen und so der Lösung des Problems näherkommen können.

### 3.1 Hochalmgneis und Bündnerschiefer der Silbereckserie

Über dem W- und E-Zipfel der Tonalitgneisdecke bilden Lamellen des Hochalmgneises jeweils die ausgewalzten Fortsetzungen des Hochalm-Kernes. Der Hölltor-Rotgülden-Kern keilt im Melnikkar zwischen den Falten der Silbereckserie aus. Diese erreicht als dünnes Gesteinsband die Sohle des Maltatales bei Feistritz.

Die westliche Granitgneislamelle des Hochalm-Kernes in der Reißbeckgruppe wurde kartenmäßig von EXNER (1949 a, p. 217, Abb. 4, „A<sub>2</sub>“ im Tektonogramm) und von CLIFF et al. (1971, Tafel I, Nebenkärtchen, „Hochalm-Antiform“) angedeutet. Sie läßt sich mangels spezifischer Leitgesteine jedoch nur am Tonalitgneisband orientieren und somit noch nicht deutlich abgrenzen.

Granitgneis und Metagranit des Hochalm-Kernes der Hochalmspitze und des Winterriegels thronen als Decke über der Tonalitgneisdecke, was auch durch die Untertagsaufschlüsse im Maltastollen erwiesen ist (Tafel 4 A). Die Grenze ist hier allerdings wenig scharf. Auf Blatt Muhr gibt es jedoch Stellen, wo auf dem Tonalitgneis Granatglimmerschiefer lagern (zentrale Schieferhülle der Findelserie, EXNER 1971 b, p. A 29) und erst darüber der Granitgneis und Metagranit des Hochalm-Kernes aufliegt. Diesbezüglich sei auf die in Vorbereitung befindliche Beschreibung (zentrale Hafnergruppe, Blatt Muhr) verwiesen!

Die östliche Granitgneislamelle des Hochalm-Kernes ist an der linken Flanke des Maltatales über dem Pflüghof aufgeschlossen. Steigt man von der Schlüsselhütte längs des bewaldeten Kammes direkt zur Wegscheider Alm (Tafel 5), so gelangt man in SH. 1560 m zu Augengranitgneis, der dem Tonalitgneis auflagert. Dieser Augengranitgneis nimmt die Position des Hochalmgneises ein. Er kann als eine dünne lamellenförmige Fortsetzung des Hochalm-Kernes angesehen werden und ist als solche auch in der nördlichen Fortsetzung auf Blatt Muhr vorhanden.

In SH. 1750 m sind diesem Augengranitgneis 40 m mächtiger Hornblende-Granatglimmerschiefer und darüber 30 m mächtiger Migmatitgneis eingeschaltet. Ihre Raumlage beträgt: s: 10/28 E, Lineation: 115/13 E. Es dürfte sich um eine sekundäre Einfaltung im Granitgneis des Hochalmkernes handeln.

Über dem Augengranitgneis folgt in SH. 1910 m die Silbereckserie mit Kalkschiefer, Quarzit und farblosem Kalkmarmor mit Liegendfalten (Detailbeschreibung wird für Blatt Muhr gegeben werden). Darüber lagern Augengranitgneis, Paragneis, Amphibolit, Migmatit und Serpentin der Storzserie.

Der Kalkmarmor der Silbereckserie streicht nach Feistritz im Maltatal. Er findet sich zunächst subanstehend, 0,6 m mächtig, in SH. 1740 m, in der Rinne, 300 m südöstlich Wegscheider Alm; dann in Rollstücken in SH. 1510 m am markierten Steig von der Schlüsselhütte zur Perschitzalm.

Jenseits des Fallbaches steht 5 bis 10 m mächtiger, grobkörniger farbloser Kalkmarmor der Silbereckserie an der Felsabbruchnische knapp nördlich der verlassenen Almhütte P. 1602 an. Seine Raumlage beträgt hier: s: 28/31 E, Lineation und Faltenachse: 144/29 SE.

Unterlagert wird er von Augengranitgneis (Hochalm-Kern), überlagert wird er von Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie. Die Bündnerschiefer verursachen im Steilhang das moränenbedeckte Gesimse, auf dem die Almhütte P. 1602 steht (Tafel 5).

Die Fortsetzung befindet sich in SH. 1470 m an der S-Kante des Gesimses, 500 m südwestlich Ahorner. Hier ist der grobkörnige farblose Kalkmarmor der Silbereckserie 20 m mächtig aufgeschlossen. Raumlage: s: 38/28 E. Er lagert unmittelbar auf Granitaugengneis (Hochalm-Kern). Weiche Schiefer (5 m mächtig, nicht aufgeschlossen, von Moräne bedeckt) bilden das lange Gesimse im Steilhang mit Bergzerreißungskluft. Darüber liegen biotitreiche feinkörnige Paragneise und Amphibolite (Storzserie), auf denen die Ahorner Almhütten stehen. Darüber folgt der grobkörnige Augengranitgneis, der längs des Karrenweges vom Faschauner Törl zur Perschitz ansteht und einen größeren Orthogneiskörper innerhalb der Storzserie darstellt.

Dann folgt der 10 m mächtige Kalkmarmor-Aufschluß in der Rödernwand, ca. 400 m über dem Talboden des Maltatales, der bereits von EXNER (1954, p. 22) beschrieben wurde.

Hingegen war es mir trotz sorgfältiger Begehung des Feistritzbachbettes und der beiderseitigen Hänge der Felsschlucht nichtmehr möglich, das Kalkmarmorband bei Feistritz wiederaufzufinden. Es dürfte unter Gehängeschutt und Alluvionen begraben sein (Tafel 5).

Über dem Tonalitgneis und unter dem Kalkmarmor der Silbereckserie steht in der Rödernwand Granitgneis (Hochalm-Kern) an. Er erreicht die Talsohle 400 m nordwestlich Feistritz. Eine Probe von hier weist ihn auch mikroskopisch als Granitgneis aus:

Hauptgemengteile: KnaF (vorherrschender Feldspat, dem Orthoklas nahestehend, Karlsbader Zwillinge mit einspringender Zwillingnaht, keine oder nur flauwe Mikroklingitterung, schwache Entmischung zu Faser- und Aderperthit). Plagioklas (Plag III, II, Fülle C), Quarz (keine Böhmsche Streifung). Biotit (hellgelb bis reibraun, keine pleochroitischen Höfe). Hellglimmer (parallel verwachsen mit Biotit). Myrmekit.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Epidot, Apatit, Opazit und Zirkon.

Der Hornblende-Granat-Glimmerschiefer, der in SH. 1750 m diesem Granitgneis oberhalb der Schlüsselhütte eingefaltet ist (Tafel 5, Signatur 10), erweist sich megaskopisch als ebenflächiger dunkelgrauer Schiefer mit 6 mm langen Hornblendeprismen, 3,5 mm großem Granat und mit 2 mm großen Biotit- und Hellglimmerblättchen. Die farblosen Gemengteile (Epidot, Plagioklas und Quarz) bilden megaskopisch nicht auflösbare feinkörnige Lagen. Die Elongation der Hornblende folgt der Lincation des Gesteines.

Unter dem Mikroskop: Granat weist Zonenbau auf. Sein Kern ist reich an Einschlüssen von Quarz und graphitischer Substanz. Die Hülle ist einschlußarm. Hornblende (hellgelb bis grün). Biotit (hellgelb bis braun; auch Querbiotit vorhanden). Epidot (farblos). Hellglimmer (parallel verwachsen mit Biotit). Der Plagioklas bildet xenomorphe ungefüllte Körnchen vom Typus Plag III. Er zeigt intensiven inversen Zonenbau mit scharfem Rand zwischen Kern und Hülle. Gemessen wurde im Schnitt annähernd senkrecht X der Kern als Oligoklas (26% An), die Hülle als Andesin (44% An). Quarz (xenomorph).

Ferner: Titanit, Chlorit (teilweise sekundär nach Biotit), Apatit und Opazit.

### 3.2 Storzserie nördlich des Maltatales

Auf Kartenblatt Spittal/Drau liegt die Storzserie unmittelbar auf der Silbereckserie. Die Storzserie besteht aus Paragneisen, Amphiboliten, Migmatiten und kleineren Orthogneislinsen. Sie stellen das Alte Dach einer südlichen penninischen Zone dar, vom entsprechen-

den Orthogneis abgeschert und als tektonische Decke mitsamt Kareckserie und peripherer Schieferhülle nach N verfrachtet.

In südlicher Fortsetzung der Amphibolite auf Blatt Muhr (EXNER 1971 a, p. 30) ziehen diese auf Blatt Spittal/Drau durch das Faschauntal zum Ballonwald und zum nördlichen Bergfuß des Maltatales zwischen Feistritz und Malta. Sie werden von Paragneisen und Migmatiten begleitet. Im Gebiet des Faschauner Törls enthalten sie eine über 100 m mächtige und am rechten Ufer des Feistritzbaches eine wenige m mächtige Granitgneislinse. Beide sind postkristallin deformiert.

Der Augen-Granitgneis des Faschauner Törls steht längs des Karrenweges von 700 m östlich bis 800 m nnw. des Faschauner Törls an. Er zeigt wellig-flächiges Parallelgefüge mit bis 2 cm großen Knaf-Kristallaugen und mit freisichtig erkennbarem Biotit und Quarz.

Mikroklin mit flauer Gitterung und Entmischung zu Faser-, Ader- und Fleckenperthit ist der herrschende Feldspat. Karlsbader Zwillinge. Einschlüsse von gefülltem Plagioklas. Kalifeldspatisation des Plagioklases. Der Plagioklas ist mit den Typen Plag III und II vertreten. Es handelt sich um Albit. Gemessen wurde senkrecht X: 4% An. Keine Fülle oder schwache Fülle vom Typ B und C. Quarz: Xenomorph, ohne Böhmische Streifung. Myrmekit tritt selten auf. Ebenfalls selten und an myrmekitfreie Partien des Gesteines gebunden tritt beginnende Schachbrettalbitisation des Knaf auf. Ausnahmsweise kommen hier in ein- und demselben Schlift Myrmekit und Schachbrettalbit vor. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braungrün.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Epidot, Orthit (mit Epidotsaum), Titanit, Granat, Apatit, Zirkon und Hellglimmer (beschränkt auf Mikrolithen der Plagioklasfülle).

Das Gestein zeigt deutliche Merkmale postkristalliner Deformation.

Der Biotit-Augengranitgneis am rechten Felsufer des Feistritzbaches in SH. 1010 m ist stark postkristallin in bezug auf die Feldspate und den Quarz deformiert.

Knaf bildet granulierten, 1,8 cm große Augen. Harte Mikroklingitterung. Ader- und Fleckenperthit. Volumetrische Vormacht gegenüber Plagioklas. Der Plagioklas hat 12% Anorthitgehalt (Messung senkrecht X). Plag III, xenomorph, ungefüllt und Füllungstyp A. Biotit (hellgelb bis grünbraun). Quarz. Myrmekit.

Ferner: Epidot, Orthit (mit Epidotrand), Titanit, Granat, Hellglimmer (beschränkt auf Flitter im Plagioklas) und Chlorit (sekundär nach Biotit).

### 3.3 Tektonische Schuppen und Decken südöstlich des Gößkernes

Das Gebiet südöstlich des Göß-Kernes zwischen Malta- und Radltal war noch bis vor kurzem eine geologische terra incognita. Der Kamm Tandlspitze – Bartelmänner wurde unlängst von mir erstmals geologisch-petrographisch aufgenommen (Tafel 3). Die Grate beiderseits des Reinitztales habe ich bisher zumindest in ihren tektonisch wichtigsten mittleren Abschnitten begangen und dort detailliert aufgenommen (Tafel 6, A Roßkopf, B Reinitzer Sonnblick). Es fehlen aber noch die Gesamtprofile der beiden zuletzt genannten Grate und die Anschlüsse nach W.

Die wichtigsten Ergebnisse der von mir durchgeführten Untersuchungen (Tafel 3 und 6) sind einestils negative: Es fehlen südöstlich des Gößkernes Tonalitgneis und Bündnerschiefer der Silbereckserie; und andererseits positive: Auffindung von recht mächtigen und weithin durchstreichenden Granatglimmerschiefer- und Glimmerschieferzonen im Liegenden der Storzserie, Abgrenzung größerer Granitgneiskörper von der Storzserie und innerhalb der Storzserie sowie die Erkennung eines eigenen Gesteinstypus (Quarzdioritgneis) und mehrerer Ultrabasitzüge innerhalb der Storzserie.

### 3.3.1 Granitgneis und Granatglimmerschiefer des Roten Nockes

Auf dem Granatglimmerschiefer der Draxelserie des Gipfels der Tandlspitze lagert 10 m mächtiger Amphibolit (Tafel 3 bis 5). Er befindet sich in geometrischer Fortsetzung der Tonalitgneisdecke.

Darüber liegt der 250 m mächtige Granit- und Aplitgneis des Roten Nockes. Er befindet sich in geometrischer Fortsetzung des Granitgneises des Hochalmkernes. Er baut Tandls Auge, Bärennock, Roten Nock, Gspitzte Wand, Fürstriegel mit Bergsturz des Kohlschlagwaldes, Karriegel P. 1694 und die Aufschlüsse am Güterweg westlich Schlatzing und in der Bachschlucht 600 bis 800 m nordöstlich Plieschhütte auf (Granitgneis der „Bliesch Alm“, EXNER, 1954, p. 21). Gegen die Tiefe des Radltales verändert sich dieser recht mächtige Granitgneiskörper zu einer dünnen Granitgneislamelle mit umhüllendem Amphibolit und Granatglimmerschiefer (Tafel 3). Diese scheiden ihn von einem höheren Granitgneislappen (Tafel 3, SH. 2440 und 2425 m). Die trennenden Granatglimmerschiefer stehen an der Scharte SH. 2395 m, auf den Almwiesen 100 m südlich P. 1694 und in SH 1560 bis 1515 m am Güterweg 800 m nordwestlich Plieschhütte an.

Diese Abfolge erinnert an das ähnliche Profil oberhalb der Schlüsselhütte (Tafel 5). Dort lagert über dieser Abfolge die Silbereckserie.

Ein tektonischer Ausläufer der Silbereckserie ist vielleicht das Quarzitband der Signatur 11 auf Tafel 3.

Jedenfalls ist der Granitgneis des Roten Nockes ein recht mächtiger Granitgneiskörper, der nach S lamellenförmig schmaler wird, am Bärennock prachtvolle Falten aufweist und der wohl auf Grund der von mir aufgefundenen Granatglimmerschiefer von der Storzserie abzutrennen und dem Hochalmkern zuzuteilen ist. Die Bezeichnung „Granitgneis der Blieschalm“ für diesen Granitgneiskörper möchte ich nicht mehr verwenden, da sich die betreffende, auf Moräne stehende Almhütte (Plieschhütte) über dem hangenden Granitgneislappen befindet.

Tandls Auge bildete noch während meiner geologischen Tätigkeit in den Dreißigerjahren eine weithin sichtbare Naturbrücke aus Aplitgneis über lochförmig ausgewittertem Amphibolit und Granatglimmerschiefer. Im Jahre 1948 war das „Auge“, durch das der Himmel durchschien, bereits eingestürzt. Heute sind nur mehr die „Naturbrückenpfeiler“ am Grat vorhanden (Tafel 5).

Eine Probe des Augengranitgneises der Gspitzten Wand zeichnet sich durch 3 cm große, optisch unversehrte Knaf-Kristallaugen, ferner durch Oligoklas mit prächtiger Mikrolithenfülle vom Typus C bis B und durch Reichtum an Biotit aus.

Knaf ist der vorherrschende Feldspat. Er steht dem Orthoklas nahe mit fehlender oder nur flauer Mikroklingitterung und sehr schwacher faser- bis aderperthitischer Entmischung. Der Oligoklas zeigt ebenfalls optisch ungestörte, 2,4 mm große Leisten vom Typus Plag III mit Füllungstyp C bis B. Er hat 20% Anorthitgehalt (Messung senkrecht X). Biotit (hellgelb bis grünbraun). Hellglimmer (Pleochroismus von farblos bis hellgrün). Quarz (xenomorph).

Ferner: Epidot ist häufig zu linsenförmigen Aggregaten angereichert. Titanit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Opazit.

Der neue Güterweg vom Kohlschlag Wald zur Plieschhütte quert die Felswand der Fürstriegel-E-Flanke mittels Fels-Sprengungen zwischen Seehöhe 1365 und 1385 m. Es steht hier Biotit-Hellglimmer- Augengranitgneis mit 4 cm großen Kalinatronfeldspat-Kristallaugen an. s: N-S/20-38 E. Lineation (Elongation der Glimmer): 122/29 SE.

Die prächtigen frischen Aufschlüsse lassen ältere und jüngere Aplite, Pegmatit mit Quarz-Salband und die noch jüngere Intrusion eines grauen mittelkörnigen Biotitgranites, der so wie die übrigen Gesteine nachträglich metamorph wurde, erkennen. Er bildet einen deformierten, 0,3 m mächtigen, diskordanten Gang. Dieser Granitgang zeigt nur dort ein aplitisches Salband, wo er den Biotit-Hellglimmer-Augengranitgneis quert, nicht aber dort, wo er Aplite und Pegmatite quert. Siehe Abb. 3!

Der Granatglimmerschiefer im Hangenden des Granitgneises des Roten Nockes erweist sich in 2 Proben des Grates (Fundorte: südöstlich P. 2498 und südöstlich Scharte SH. 2395, siehe Tafel 3!) als Granat-Biotit-Hellglimmer-Oligoklas/Andesin-Quarz-Schiefer, wobei stellenweise auch Chlorit als Hauptmengteil mitaufzutreten kann. Die Granatkristalle sind bis 1,7 cm, Hellglimmer 5 mm, Biotit 3 mm und die Plagioklasaugen bis 3 mm groß. Deutliche Lineation (Elongation der Glimmer und Zeilenbau glimmerreicher und -armer Lagen).

Plagioklas zeigt die Typen Plag III, II und I. Teils Leistenform, teils amöboide Großblasten mit Einschlüssen der übrigen Gemengteile. Keine Entmischungsfülle. Häufig ist ein schwacher einfach inverser Zonenbau. Gemessen wurde senkrecht X ein nichtzonares Korn mit 27% An und ein inverszonares Korn mit Kern 30% und Hülle 34% An. Vorherrschend sind polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Periklinesetz. Granat besitzt unverlegte helizitische Einschlußzüge von Opazit und Quarz. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehbraun. Hellglimmer parallel verwachsen mit Biotit, mitunter auf s stark angereichert. Chlorit wird 4 mm groß, bildet mitunter Höfe um Granat. Stellenweise treten Querchlorite und Chlorit-Rosetten auf, die ihn als postkinematische Spätbildung ausweisen. Quarz: Xenomorph. Keine Böhmsche Streifung.

Ferner: Opazit, Titanit, Apatit, Zirkon und Hämatit.

Die höhere, 25 m mächtige Augengranitgneis-Lamelle (Tafel 3, Signatur 9) läßt freisichtig Biotit, Hellglimmer und 2 cm große Knaf-Kristallaugen erkennen.

Knaf ist der vorherrschende Feldspat. Mikroklin. Ader- und Fleckenperthit. Kornzerfall. Der Plagioklas ist Albit mit 0 bis 6% An (Messung von 2 Körnern senkrecht X). Plag III und II. Ungefüllt oder mit Füllungstyp A. Biotit (hellgelb bis rotbraun; radioaktive Höfe um Titanit). Hellglimmer. Quarz (xenomorph). Myrmekit.

Ferner: Epidot, Titanit, Apatit, Chlorit (sekundär nach Biotit) und Opazit.

### 3.3.2 Profile im Gebiete: Roßkopf, Reinitzer Sonnblick, Stoder, Gmeineck und Hohegg

Im Profil des Roßkopfes (Tafel 6A) dürfte Signatur 1a eventuell der Fortsetzung des Hochalmkernes entsprechen, wenn man annimmt, das das Alte Dach des Gößkernes und die Draxelserie auf 20 m Mächtigkeit reduziert sind (Signatur 2), was ungewiß ist und gründlicher zu erforschen sein wird. Südöstlich der Scharte SH. 2470 m steht jedenfalls unter dem mächtigen Amphibolit, den man mit einiger Wahrscheinlichkeit bereits zur Storzserie rechnen kann, ein Glimmerschiefer (mit dünnen Amphibolitlagen) 20 m mächtig an. (Signatur 3).

Dieser Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer zeigt ebenflächiges Parallelgefüge mit 6 mm großem Biotit und 3 mm großem Hellglimmer. Die farblosen Gemengteile werden kaum über 1 mm groß.

Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braun. Pleochroitische Höfe kommen selten vor. Hellglimmer: Parallel verwachsen mit Biotit. Quarz: Xenomorph. Keine Böhmsche Streifung.

Ferner: Plagioklas: Kleine Körnchen vom Typ Plag III. Polysynthetische Zwillinglamellen durchwegs nach dem Periklinesetz. Keine Fülle. Xenomorph. Längung in s. Granat, Opazit, Turmalin, Apatit, Zirkon.

Die dünnen Amphibolitlagen im Glimmerschiefer dürften wegen der klastischen Abrundung von Apatit und Titanit wahrscheinlich tuffitischer Entstehung sein. Es han-

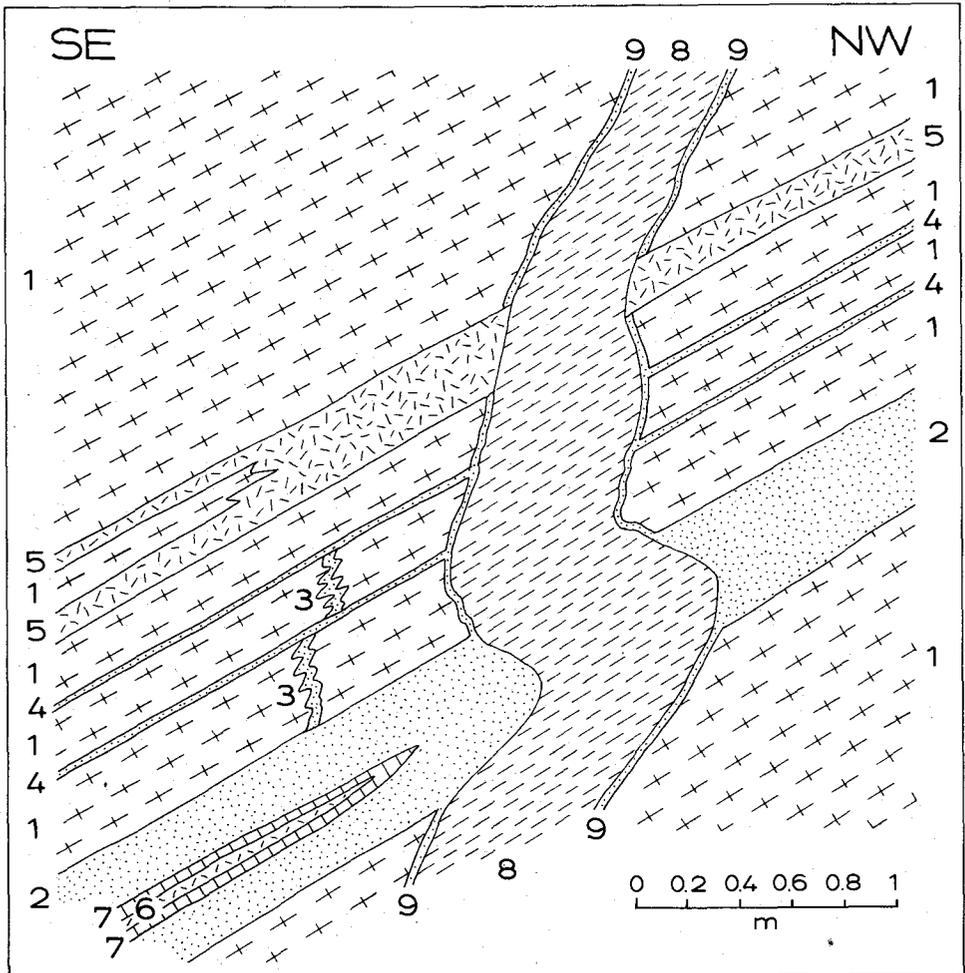


Abb. 3: Gangkreuz im Granitgneiss des Roten Nockes. Fürstriegel-E-Grat, SH. 1375 m. Ansicht der senkrechten Felswand, 1,5 m oberhalb des neuen Güterweges.

1 = Biotit-Hellglimmer-Augengranitgneiss mit 4 cm großen Kristallaugen von Kalialronfeldspat. 2 = Aplitgneiss (0,4 bis 0,5 m mächtig). 3 = Ältere diskordante Aplite, gefaltet. 4 = Jüngere konkordante Aplite (0,01 bis 0,03 m). 5 = Pegmatit, konkordant (0,1 bis 0,3 m). 6 = Pegmatit, konkordant, auskeilend (bis 0,04 m). 7 = Gangquarz (0,04 bis 0,02 m), Salband am Rande des vorgenannten Pegmatits. 8 = Diskordanter Gang (0,3 m), bestehend aus grauem mittelkörnigem Biotitgranitgneiss. Sein flächiges internes Parallelgefüge (Anordnung des Biotites und des Zeilenbaues) entspricht dem der Nebengesteine. 9 = Aplitisches Salband (0,01 bis 0,05 m) am Rande des vorgenannten Gesteines. Es fehlt dort, wo der Gang an  $\text{SiO}_2$ -reiche Nebengesteine (Aplitgneiss, Aplit und Pegmatit) angrenzt.

delt sich um feinkörnigen quarzföhrnden Biotit-Amphibolit mit ebenflächigem Parallelgefüge und deutlicher Lineation (Elongation von Hornblende und Biotit).

Hornblende: Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün bis grün. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braun. Keine pleochroitischen Höfe. Plagioklas: Xenomorphe Kleinkörner. Plag III, II und I. Polysynthetische Zwillinglamellen nach dem Periklingesetz. Keine Fülle. Einfacher Zonenbau unbestimmbaren Charakters. Quarz: Xenomorph. Ohne Böhmsche Streifung.

Ferner: Apatit: Zahlreiche gerundete Körner. Titanit: Gerundete Körner. Opazit. Zirkon.

Eine tektonisch höhere Glimmerschieferlage (Tafel 6, Signatur 17) liegt unter der Granitgneis-Überschiebung und dürfte so wie der überschobene Granitgneis (Signatur 19) zur Storzdecke zu rechnen sein.

Weder in der tieferen noch in der höheren Glimmerschieferlage des Roßkopf-Profiles fand ich megaskopischen Granat. Jedoch dürften sie eventuell an der Flanke des Grates gegen das Radltal megaskopisch granatführend ausgebildet sein. Ich fand nämlich Lese- steine von Granat-Hellglimmerschiefer und von Granat-Biotit-Chlorit-Hellglimmerschiefer in SH. 1465 m am Steig zur Zlattingalm nahe vom Karriegel, 500 m südöstlich dieser Alm. Die Begehung im Direktanstieg von diesem Karriegel zum Grünsee ergab nur Biotitblastenschiefer und Amphibolit bei der Ochsenhütte in SH. 1990 m, nördlich Schwalbenfeld.

Recht ergiebig in bezug auf Granatglimmerschiefer erweist sich das Profil des Reinitzer Sonnblicks (Tafel 6 B).

Am Reinitzer Sonnblick und auf seinem S-Grat (Kuppe SH. 2422 m) sowie am breiten Karboden der Roßalm erreichen die Glimmerschiefer 150 m Mächtigkeit und führen in ihrem unteren Teil reichlich Granat. In ihrem unteren Teil wechsellagern sie mit Amphibolit und Serpentinithührendem Amphibolit. Tektonisch entsprechen sie den tieferen Glimmerschiefern des Roßkopfprofiles (Tafel 6 A, Signatur 3), da sie über Bändergneis und Granitgneis lagern und sich im Liegendteil der Storzserie befinden (Tafel 6 B, Signaturen 3 bis 10).

Petrographisch handelt es sich einerseits um mittelkörnigen Granatglimmerschiefer, der auf Grund seiner Hauptgemengteile als Granat-Biotit-Hellglimmer-Andesin-Quarz-Schiefer mit flächigem Parallelgefüge und mit deutlicher Lineation zu bezeichnen ist. Die Granate erreichen 10 mm, Biotit 5 mm und Hellglimmer 4 mm Größe.

Untersucht wurden 2 Proben von folgenden Fundorten: (A) Mittelrippe des oberen Roßalmkares, SH. 2245 m, 800 m südöstlich des Reinitzer Sonnblick-Gipfels. (B) Reinitzer Sonnblick-E-Grat, SH. 2450 m. Die Proben zeigen folgenden Mineralbestand:

(A) Gra + Bio + Hgl + Andesin (30 bis 33% An) + Qu + Chlo + Op + Zi

(B) Gra + Bio + Hgl + Andesin (38% An) + Qu + Epi + Op + Ti + Zi.

Granat: Idiomorph, ohne Zersetzung. Helizitische Einschlußzüge von Opazit. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis braun; pleochroitische Höfe um Zirkon. Hellglimmer ist mit Biotit parallelverwachsen. Quarz: Xenomorph, ohne Böhmsche Streifung. Der Plagioklas ist mit den Typen Plag III, II und I vertreten. Leistenform oder bis 2,7 mm große amöboide Blasten mit ungefalteten und gefalteten helizitischen Einschlußzügen von Biotit. Polysynthetische Lamellen nach dem Periklin-Zwillingsgesetz herrschen meist gegenüber den Lamellen nach dem Albitgesetz vor. Keine Entmischungsfülle, jedoch Einschlüsse sämtlicher übriger Gemengteile. In Probe (A) wurden 3 Körner senkrecht X gemessen. Sie ergaben 30, 32 und 33% An. In Probe (B) wurde ein Korn in derselben Schnittlage gemessen und ergab 38% An.

Wenn anderseits Granat und Hellglimmer mengenmäßig im Gestein zurücktreten, kommt es zur Ausbildung von Biotitblastenschiefer vom Typus der Woiskenschiefer (zentrale Schieferhülle des Gasteiner Gebietes). Die Probe eines solchen Gesteines vom Reinitzer Sonnblick-S-Kamm, Kuppe SH. 2422 m erweist sich als mittelkörniger Biotit-Oligoklas/Andesin-Quarz-Glimmerschiefer mit ebenflächigem Parallelgefüge und bis 1 cm parallel zur Lineation des Gesteines elongierten Biotitblättchen.

Biotit: Pleochroismus hellgelb bis rotbraun, pleochroitische Höfe um Zirkon. Quarz: Xenomorph. Fehlen einer Böhmschen Streifung. Der Plagioklas bleibt klein und konnte auf Grund einiger Schnittlagen mit Sicherheit als Oligoklas bis Andesin bestimmt werden. Plag III, II und I. Vorwiegen des Periklin-Zwillingsgesetzes. Keine Fülle. Einfacher Zonenbau nicht näher bestimmbarer Charakter.

Ferner: Hellglimmer, Opazit, Epidot, Titanit, Granat, Apatit und Zirkon.

Bemerkenswert sind die verhältnismäßig hohen Anorthitgehalte der Plagioklasse in diesen Glimmerschiefern (bis 38% An).

Eine dünne Glimmerschieferlage im tektonisch höheren Teil des Reinitzer Sonnblick-Profiles (Tafel 6 B, Signatur 14) weist bezüglich ihrer tektonischen Position eine entfernte Ähnlichkeit zur Glimmerschieferlage Signatur 17 des Roßkopf-Profiles (Tafel 6 A) auf. Beide Profile sind jedoch voneinander recht verschieden. Der Granitgneis im Hangenden beider Profile (Tafel 6 A, Signatur 19 und B, Signatur 16) scheint einen größeren zusammenhängenden Orthogneiskörper zu bilden (Gipfel des Gmeinecks und des Hoheggs).

Der Augengranitgneis am Gipfel des Gmeinecks P. 2592 führt 1 cm große Knaf-Kristallaugen.

Hauptgemengteile: Knaf ist der herrschende Feldspat. Flau bis harte Mikroklingitterung. Kornzertrümmerung. Der Plagioklas hat 4% An (Messung senkrecht X). Plag III, II und I. Kornzertrümmerung. Die großen und die in Knaf eingeschlossenen Körner weisen Füllungstyp B auf. Die kleinen Grundgewebekörner sind meist füllungslos. Quarz zeigt postkristalline Quälung. Längliche Körner parallel s. Keine Böhmische Streifung. Myrmekit. Biotit: hellgelb bis grünlichbraun. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Hellglimmer (wenige Scheiter am Rande von Knaf), Chlorit (sekundär nach Biotit), Titanit, Epidot, Orthit (mit Epidotrand), Apatit, rhomboedr. Karbonat (syngenetisch mit Gleitlamellen), Opazit, Zirkon.

Im Hangenden des großen Orthogneiskörpers Gmeineck – Hohegg folgen wiederum Amphibolite der Storzserie. Hierher gehören der Amphibolit des Stoders P. 2433 und der Bösen Nase.

Den Epidotamphibolit des Stoders hat MEYER (1977, p. 17–20) beschrieben. Ich beobachtete am Stoder-N-Kamm folgendes Profil von unten nach oben:

- SH. 1625–1890 m: Augengranitgneis, s: 25/28 E. Dieser Gneis baut den Felsturm P. 1845 auf. Bergzerreißung und Bergsturz-Blockwerk.
- SH. 1890–2050 m: Amphibolit und Migmatitgneis. Verfallene Sennhütte in SH. 1995 m.
- Sh. 2050–2260 m: Augengranitgneis (Fortsetzung des Augengranitgneises vom Gmeineckgipfel), s: 28–54/22–28 SE, Lineation: 132–150/20–24 SE. Grobschuppige und mächtige Weißschieferlagen (Muskovit-Quarz-Schiefer) durchziehen den Augengranitgneis konkordant und lassen in ihm besonders intensive Gleithorizonte erkennen, z. B. in SH. 2110 m (0,6 m mächtiger Weißschiefer), in SH. 2155 m (3 m Weißschiefer) und in SH. 2165 m (zwei Weißschieferlagen zu je 1 m Mächtigkeit). Morphologisch baut der Augengranitgneis die breiten Felsstufen des Schwalbenfeldes auf.
- SH. 2260 – P. 2433 (Stoder): Mittel- und grobkörniger Amphibolit, Prasinit und Hellglimmer-Chlorit-Schiefer, s: 60-84/21-22 S. In der Stoder-N-Wand befindet sich knapp unter dem Gipfel ein ca. 30 m mächtiger, boudinierter Serpentinzug mit den typischen Serpentin-Begleitgesteinen: Talk-, Strahlstein- und Chlorit-Ankerit-Schiefer.

Der Serpentin der Stoder-N-Wand ist ein massiges, schwarzgrün gesprenkeltes Gestein.

Unter dem Mikroskop: Antigorit mit Gitterstruktur. Umriss gegen Talk scheinen die Grenzen primärer Kristalle (? Olivin), die pseudomorphosiert wurden, anzudeuten. Talk. Tremolith bildet hauptsächlich einen farblosen dünnäuligen Filz. Einzelne größere Individuen zeigen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Karbonat. Chlorit. Opazit.

Als Serpentin-Begleitgestein tritt hier auch Tremolith-Chlorit-Fels recht massig, mit 3 cm großen Tremolithen und 5 mm großen Magnetitaggagaten auf.

Der Tremolith bildet (1) große, braun bestäubte Individuen mit Pleochroismus von hell- bis dunkelgrün und (2) einen feinsäuligen farblosen Filz. Chlorit ist teilweise mit Tremolith verwachsen, teils baut er selbständige kleinblättrige Aggregate auf Magnetit.

Der Granat-Amphibolit von der Bösen Nase führt als Hauptgemengteile Hornblende (Pleochroismus hellgelb bis blaugrün), Granat (Einschlüsse von Opazit) und

Plagioklas (3% An, Messung senkrecht X; Plag III, II und I; füllungsfrei; Einschlüsse der übrigen Gemengteile).

Ferner: Chlorit (sekundär nach Hornblende), Quarz, Opazit, Titanit, Apatit, Hämatit.

### 3.3.3 Das Detailprofil durch die Storzserie am Grat der Bartelmänner

Am Grat der Bartelmänner, die als 3 gleichartig gestaltete Bergköpfe weithin in der Landschaft sichtbar sind, läßt sich die Storzserie vorzüglich in kontinuierlichen Aufschlüssen studieren (Tafel 3).

Der westliche Bartelmann ist der höchste der 3 Gipfel (SH. 2440 m) und besteht aus einem Quarzdioritgneis, mit Ähnlichkeit einerseits zu Tonalitgneis, andererseits zu Amphibolit.

Der mittlere Bartelmann (P. 2428 „Bartelmann“ der Österr. Karte 1 : 50.000) wird aus Amphibolit, Prasinit und Migmatit aufgebaut.

Der östliche Bartelmann (SH. 2385 m) bildet einen schroffen, aus Augengranitgneis bestehenden Gratzacken, der anscheinend die Fortsetzung des Granitgneises vom Gmeineckgipfel und vom Hohegg darstellt.

Der Quarzdioritgneis des westlichen Bartelmans (Tafel 3, Signaturen 15 und 17) ist ein schwarz-weiß gesprenkeltes, mittelkörniges, sehr gleichmäßig beschaffenes und 190 m mächtiges Gestein mit flächigem Parallelgefüge, das wegen seiner homogenen Zusammensetzung als Orthogneis zu interpretieren ist. Die Feldspatauge (Oligoklas) erreichen 8 mm, Hornblende 6 mm und Biotit 4 mm Länge. Eine deutliche Lineation wird durch die Elongation von Hornblende, Biotit und Feldspatauge sowie durch die zeilenförmige Anordnung der dunklen und hellen Gemengteile markiert. Im tektonischen (ac)-Schnitt beobachtet man deutliches Inselgefüge. Es handelt sich um einen B-Tektonit.

Untersucht wurden 4 Proben vom Bartelmann-W-Grat und zwar: (A) Spitze SH. 2415 m; (B) Scharte SH. 2365 m; (C) 2 Proben aus der W-Wand der Spitze SH. 2440 m. Die Proben besitzen die folgenden zwei Mineralbestände, je nachdem ob Epidot einen Haupt- oder Nebengemengteil darstellt:

(A, B, C): Oligokl + Qu + Ho + Bio + Epi + Chlo + Ti + Op ± Hgl ± Ap ± Zi

(C): Oligokl + Qu + Ho + Bio + Epi + Chlo + Orthit + Ti + Op + Ap.

Der Plagioklas ist Oligoklas mit 26% An (Messung senkrecht X). Plag III und II, vorwiegend polysynthetische Lamellen nach dem Periklinesgesetz. Keine typischen Füllungsmikrolithe. Mitunter einfacher inverser Zonenbau. Quarz: Keine Böhmische Streifung. Aggressive Quarzgewächse in Plag. Hornblende: Pleochroismus von hellgelb bis blau bis grün. Klares Korn. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehbrown. Keine pleochroitischen Höfe. Epidot: Farblos, mitunter mit hellgelblichem Kern.

Ferner Chlorit (sekundär nach Biotit). Orthit (mit Epidotsaum). Hellglimmer ist nur in einer Probe vorhanden und bildet dort selbständige Scheiter.

Der Quarzdioritgneis des westlichen Bartelmans nimmt somit gesteinskundlich eine Mittelstellung zwischen Tonalitgneis und Amphibolit der östlichen Hohen Tauern ein. Von jenem unterscheiden ihn das Überwiegen dunkler Gemengteile, einschließlich Hornblende, und das Fehlen von Kalinatronfeldspat. Von den typischen Amphiboliten unterscheiden ihn das schwarz-weiß gesprenkelte dioritische Aussehen und der beträchtliche, bereits mit der Lupe erkennbare Quarzgehalt.

Randlich grenzt der Quarzdioritgneis an Amphibolite.

Im Quarzdioritgneis befindet sich eine 1 m mächtige Lage von grobkörnigem Biotit-Epidot-Amphibolit (Tafel 3, Signatur 16). Freisichtig sind 2 cm lange Hornblen-

deprismen, 2 mm große Biotite, grüner Epidot und ein farbloses feinkörniges Grundgestein (Plagioklas) in diesem Gestein erkennbar.

Plagioklas ist als Plag III, II und I ohne Fülle entwickelt. Das vorherrschende Zwillingsgesetz ist das Periklingesetz. Einfacher inverser Zonenbau kommt vor. Die Hornblende zeigt Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehraun. Keine pleochroitischen Höfe. Epidot.

Ferner: Chlorit (sekundär nach Biotit), Rutil, Titanit und Opazit.

Der Amphibolit im Hangenden des Quarzdioritgneises stellt sich als 15 m mächtiger, mittelkörniger Biotit-Amphibolit dar (Tafel 3, Signatur 18). Das dunkle Gestein hat ebenflächiges Parallelgefüge mit 1 bis 2 mm Korngröße. Freisichtig sind Biotit und farblose Knoten (Plagioklas) erkennbar.

Plagioklas ist mit den Typen Plag III, II und I vertreten. Xenomorph, Einfacher inverser Zonenbau. Keine Fülle, nur stellenweise etwas saussuritische Trübung. Hornblende: Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün. Biotit: Pleochroismus von hellgelb bis rehraun. Keine pleochroitischen Höfe.

Ferner: Opazit, Chlorit, Epidot (stellenweise mit braunem Kern), Rutil, Titanit, Apatit und Hämatit.

Der 80 m mächtige Augengranitgneis des östlichen Bartelmannes (Tafel 3, Signatur 23) weist am Grat prächtige Falten auf. Er bildet einen Wandzug ins Maltatal zu P. 1021 und zum Steinbruch bei Ferchenhof (KIESLINGER 1956, p. 26–27). Eine Probe dieses Gesteinszuges vom neuen Forstweg oberhalb P. 1021 zeigt mittelkörnigen, ebenflächig schieferigen Augengranitgneis mit freisichtig erkennbarem Quarz, Biotit, Hellglimmer und mit 1,8 cm großen Knaf-Kristallaugen.

Hauptgemengteile: Knaf ist der herrschende Feldspat. Karlsbader Zwillinge. Flaue und harte Mikroklingitterung. Faser-, Ader- und Fleckenperthit. Zonare Einschlußbringe von Biotit und Plagioklas. Kalifeldspatitisation des Plagioklases. Der Plagioklas hat 3 bis 4% An (Messungen von 2 Körnern senkrecht X). Er ist füllungsfrei als Plag III, II und I ausgebildet. Quarz zeigt postkristalline Deformation und längliche Körner parallel s. Überindividuen weisen optische Achse schräg (annähernd 45°) zu s auf. Keine Böhmsche Streifung. Myrmekit. Biotit (hellgelb bis grünbraun).

Ferner: Hellglimmer (große Scheite, besonders lidförmig um Knaf-Augen), Granat, Chlorit (sekundär nach Biotit), Epidot, Orthit (mit Epidotsaum), Titanit, Apatit, Opazit, Zirkon.

### 3.4 Kareckserie und Stollen des alten Bergbaues auf goldführenden Lagerquarz vom Typus Schellgaden

Die tektonisch höchsten Lagen der Storzserie gehen unscharf in postkristallin deformierte (phyllonitisierte) und teilweise niedrigthermal rekrystallisierte (Albit, Epidot, Chlorit, Serizit) Prasinite, Paragneise, Migmatite und Bändergneise über. Prasinite und Albitblastenschiefer bedingen auch unscharfe Grenzen zur auflagernden Murtörlserie der Peripheren Schieferhülle. Für Blatt Muhr wurde diese Serie vor allem im Kareck-Gebiet näher petrographiert (EXNER 1971 a, p. 41–46).

Auf Kartenblatt Tamsweg beobachtete ich im Jänner 1972 im Nordabschnitt des Autobahn-Katschbergtunnels während des Tunnelvortriebes prächtige Aufschlüsse in der Storz- und Kareckserie bei dem Nordportal und in dem damals 1,1 km nach S vorgetriebenen Stollen. Ich beobachtete Migmatite mit quer durchschlagenden Apliten, Bändergneise, Amphibolite, Prasinite, Paragneise und als Mobilisate in diesen meist stark deformierten und niedrigthermal rekrystallisierten Gesteinen: Epidositlagen, Quarz-Karbonat-Knauern und massenhafte und recht mächtige Lagerquarze vom Typus Schellgaden mit Pyrit, Bleiglanz und Scheelit. Raumlagen: s: 135/30 NE, Faltenachse: 135/30 SE, Achse der jungen Querfaltung streicht N 20 E. Die Gesamtsituation der Geologie des Katschbergtunnels wurde von WEISS (1976) dargestellt.

NOWOTNY (1976, p. 96, 99) beschrieb obertags innerhalb der Kareckserie biotitführenden Prasinit (600 m südlich Schober) und die charakteristischen Schiefertypen der Kareckserie an der Autobahntrasse westlich Feichtinger (Epidot-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Schiefer und Biotit-Chlorit-Epidot-Hellglimmer-Plagioklas-Quarz-Schiefer).

Auf Kartenblatt Spittal enthält die Kareckserie im Faschauntal, im Ballonwald und 500 m nnw. der Kirche Malta ca. 100 m mächtige Prasinite, Paragneise und Migmatitgneise (Abb. 4 bis 6). In ihnen befinden sich die beiden Stollen des Goldbergbaues. Sie liegen recht versteckt im Walde, weshalb eine genaue Ortsbeschreibung für zukünftige Prospektoren im folgenden wertvoll sein mag:

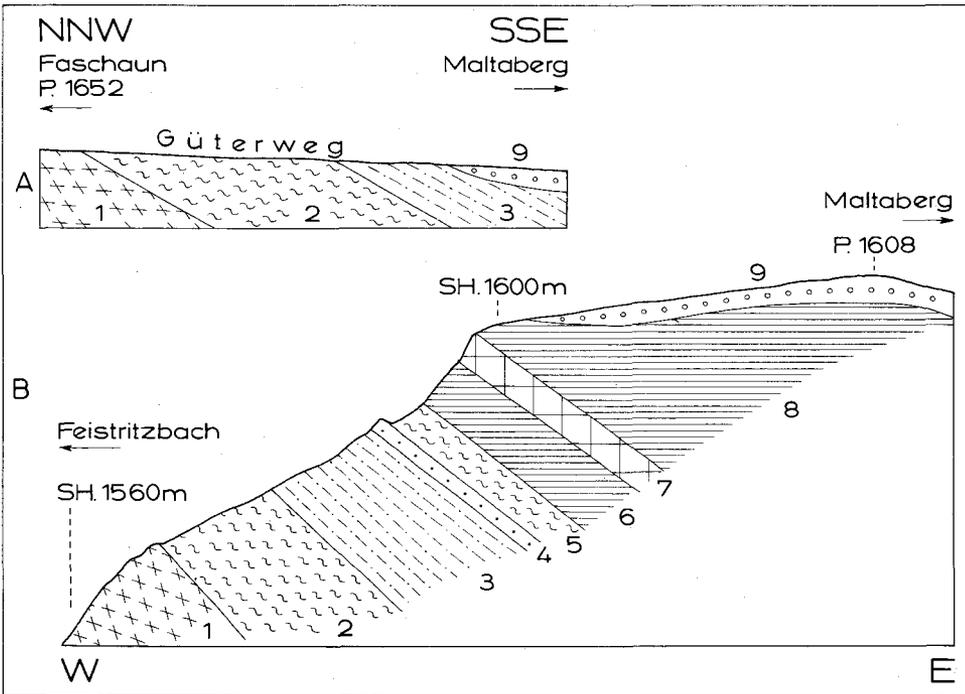


Abb. 4: Profile durch die basalen Teile der peripheren Schieferhülle oberhalb des Maltaberges. A: Profil längs des Güterweges westlich Fürst. B: Profil durch die Kuppe P. 1608.

1 = Migmatitgneis (mit konkordanten Apliten) und Prasinit der Kareckserie. 2 = Schwarzschiefer (15- bis 20 m mächtig), teilweise mit Albitblasten. Murtörlserie. 3 = Heller Albitblastenschiefer (biotitführender Chlorit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer mit 4 mm großen Albiten), 10 bis 15 m. Schrovinserie. 4 = Lantschfeldquarzit (1 m). Schrovinserie. 5 = Schwarzphyllit der Brennkogelserie (5 m). Glocknerserie: 6 = Kalkschiefer (8 m), 7 = Grünschiefer (4 m), 8 = Kalkschiefer. Quartär: 9 = Moräne.

Das Millionenloch befindet sich in SH. 1420 m im Ballonwald in der Schlucht des Feistritzbaches, auf dessen orographisch linker Seite und zwar 550 m südwestlich P. 1608. Man geht von der Maltabergstraße zu P. 1390 und zur Gabel der Karrenwege knapp nördlich des ersten Buchstabens „a“ des Wortes „Ballonwald“. Diese Weggabel befindet sich in SH. 1485 m. Von hier geht man am Karrenweg 70 m nach N, wo ein kleines Tälchen („Arztal“) zum Feistritzbach entwässert. 65 Höhenmeter unter dem Karrenweg be-

findet sich am rechten Ufer des Arzbaches der alte Bergbau. Am bequemsten gelangt man dorthin, indem man am Karrenweg vom Arzthal noch 208 m nach N geht, dort zweigt in SH. 1470 m ein verfallener Karrenweg nach unten in Richtung SW ab und führt direkt zum Bergbau. Der Bergbau geht in Migmatitgneis und Prasinit der Kareckserie mit 0,2 m mächtigen Lagerquarzen mit Pyrit und Kupferkies um. Raumlage: s: 20/15 E. Der tonnlägige Schacht des oberen Mundloches folgt dem Einfallen der Quarzlager. Das untere Mundloch liegt 8 m tiefer. Der zugehörige Stollen ist ersoffen. Nach Aussage der Einheimischen heißt dieser Bergbau „Millionenloch“ und der Stollen wurde zuletzt um das Jahr 1920 von einem Unternehmer aus Gmünd mit Namen Aizinger gewältigt. Bei FRIEDRICH (1935 a, p. 12) sind versehentlich die Namen Millionen- und Silberloch vertauscht.

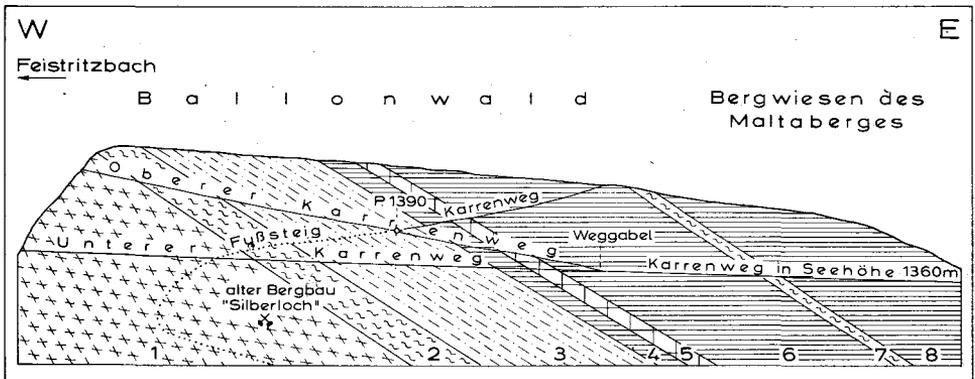


Abb. 5: Ansichtsskizze der basalen Teile der peripheren Schieferhülle in mittlerer Höhe des Maltaberges. 1 = Kareckserie: Migmatitgneis, Paragneis, Prasinit, ca. 100 m. 2 = Murtörlserie: Schwarzschiefer, teilweise mit Albitblasten, 10 m. 3 = Schrovinserie: Helle Albitblastenschiefer mit 3 mm großem Albit, 30 m. 4 bis 8 = Glocknerserie. 4 = Kalkschiefer (5 m) 5 = Grünschiefer (4 m). 6 = Kalkschiefer (30 m). 7 = Schwarzschiefer (3 m). 8 = Kalkschiefer.

Das Silberloch befindet sich in SH. 1275 m im Wald, knapp westlich der Wiesen des Maltaberges und zwar 200 m südwestlich P. 1390. Man folgt dem auf der Österr. Karte 1 : 50.000 eingetragenen Fußsteig südwestlich P. 1390 bis zur großen spitzen W-konvexen Kehre in SH. 1280 m und traversiert den Hang weglos in Richtung nach E (Abb. 5). Der alte Bergbau befindet sich am Fuße einer Felswand. Es handelt sich oberflächlich um eine in die subhorizontale Schieferungslage gekippte Felspartie der Kareckserie, bestehend aus prasinitischem Chlorit-Serizit-Albit-Gneis. Der 0,5 m mächtige Lagerquarz führt Pyrit, Bleiglanz und etwas Malachit. Er ist auf 60 m Länge obertags aufgeschlossen. Ihm folgen ein befahrbarer Stollen und 3 Pingen. Die Raumlage im anstehenden Fels außerhalb der verrutschten Felspartie beträgt: s: 5/18 E.

Mikroskopisch erweist sich der erzführende Lagerquarz vom Silberloch als intensiv postkristallin deformiert. Das monomineralische Quarzgefüge besteht aus extrem parallel s gelängten Körnern, die bis 4,3 mm lang sind. Das Verhältnis ihrer Länge (parallel s) zur Breite (senkrecht s) beträgt 4 : 1 bis maximal 10 : 1. Die Quarzkörner sind miteinander kompliziert verzahnt und stark undulös, subparallel kristallographisch c. Eine straffe Regelung nach dem Kornbau bedingt Überindividuen, deren kristallographische c-Achse unter einem Winkel von ca. 45° gegen s geneigt ist.

Ferner: Etwas Hellglimmer und Opazit.

Südlich des Maltatales fand ich in der Kareckserie den alten Goldbergbau Dornbach wieder, den FRIEDRICH (1935 a, p. 12) „nicht mehr erfragen“ konnte. Er befindet sich in SH. 1115 m in der N-Wand des Schloßberges, 750 m westlich Schloß Dornbach. Vom neuen Güterweg steigt man wild zur Felswand auf. Diese besteht aus Bändergneis und Amphibolit der Kareckserie mit bis 0,5 m mächtigem, reichlich pyritführendem Lagerquarz. Raumlage: s: 18/27 E. Sichtbar sind mehrere, bis 3 m tiefe Pingen mit braunen (limonitischen) Oxidationsfarben in der Felswand, die von zukünftigen Prospektoren mit entsprechender Ausrüstung zu erklettern wäre, wovon ich Abstand genommen habe.

Am Grat der Bartelmänner sind Prasinit und migmatische chloritreiche Gneise zur Kareckserie zu stellen (Tafel 3, Signaturen 24 und 25). In ihr befindet sich der alte Goldbergbau Radlgraben (Klausengrube), über den dankenswerter Weise die eingehende Beschreibung von TISCHLER & UCIK (1979, p. 385–397) vorliegt. Trotzdem gestatte ich mir, meine dort schon früher angestellten Beobachtungen als Ergänzung zu dieser wertvollen Monographie mitzuteilen:

Der Ausbiß des Quarzlagern im Bergbau Radlgraben gibt einen ganz vorzüglichen Einblick in die geologische Situation der kiesführenden Quarzlager vom Typus Schellgaden. Das Quarzlager liegt schön regelmäßig konkordant in Phyllonit. In einiger Entfernung steht gesünderer, weniger postkristallin deformierter Grobkornamphibolit (von TISCHLER & UCIK analysiert und ganz richtig in die „Familie der Gabbrodiorite bis Gabbros“ eingereiht; es handelt sich um den typischen Grobkornamphibolit der Storzserie) und quarzreicher Paragneis an. Die unmittelbare Nachbarschaft des Lagerquarzes besteht aus phyllonitischen Prasiniten und Biotit-Chlorit-Hellglimmerschiefern. Raumlage: s: 135/29–40 NE. Hierher gehört wohl auch der von den beiden Autoren ebenfalls dankenswerter Weise petrographierte „Karbonat-Glimmer-Feldspatschiefer“.

Die Probe eines Chlorit-Prasinites aus der unmittelbaren Nachbarschaft des erzführenden Lagerquarzes des Tagausbisses in SH. 1140 m erweist sich als ein feinkörniges, ebenflächig geschiefertes Gestein, an dem man freisichtig Hornblende, Biotit und Chlorit erkennt.

Hauptgemengteile: Chlorit, Epidot (mit braunem Kern), Plagioklas (sehr kleine Körner von Plag III, II und I; einfacher inverser Zonenbau; Einschlüsse der übrigen Gemengteile).

Ferner: Hornblende (Pleochroismus von hellgelb bis blaugrün), Biotit (hellgelb bis grünlich braun), Opazit, Orthit (mit Karbonatsaum), Quarz, rhomboedr. Karbonat, Zirkon.

Der kiesreiche Lagerquarz dieser Lokalität zeigt die Quarzkörner mit typischer Kaltreckung. Es sind längliche Körner parallel s. Sie bilden Überindividuen mit c-Achse des Quarzes schräg zu s (annähernd 45°). Der Lagerquarz ist somit bezüglich Quarz extrem postkristallin deformiert.

Außer den Kiesen führt das Gestein auch rhomboedrisches Karbonat und Hellglimmer.

Entgegen andersartigen Interpretationen möchte ich betonen, daß ein Sedimentgefüge des erzführenden Lagerquarzes nicht nachgewiesen ist. Tatsächlich zu beobachten sind intensive postkristalline Deformation des Quarzlagern und Phyllonitisation des unmittelbaren Nebengesteines. Ich interpretiere deshalb die Goldquarzlager vom Typus Schellgaden als alpidische Mobilisate. Siehe dazu auch Beobachtungen auf Blatt Muhr (EXNER 1971 a, p. 45–46)! Der Monographie von TISCHLER & UCIK (1979, p. 383, 395) habe ich mit Interesse entnommen, daß auf Grund ihrer erzmikroskopischen Beobachtungen auch Pyrit, Kupferkies und Bleiglanz postkristallin deformiert sind, was mit meinen Beobachtungen an Quarz gut übereinstimmt.

## 4. Periphere Schieferhülle

Die auf Blatt Muhr beschriebenen Serien lassen sich auf Kartenblatt Spittal/Drau 18 km im Streichen verfolgen und zwar vom nördlichen Rand dieses Kartenblattes (knapp südlich der Torscharte) bis ins Drautal bei Pusarnitz. Von unten nach oben handelt es sich um folgende Serien:

Murtörlserie (wahrscheinlich Jungpaläozoikum und eventuell Jüngerer)

Schrovinserie (Gneisspäne und wahrscheinlich Permo-Trias)

Brennkogelserie (wahrscheinlich tieferer Jura)

Glocknerserie (wahrscheinlich höherer Jura und Neokom), auf Kartenblatt Spittal/Drau tektonisch verdoppelt mit zwischenlagernder „Trias“-Schollenzone. Der tektonisch höhere Teil der Glocknerserie mit diesen „Trias“-Schollen an der Basis bildet die Kolmdecke.

### 4.1. Murtörlserie

Schwarzphyllit, Graphitquarzit und Albitblastenschiefer sind die wichtigsten Gesteinsglieder dieser wahrscheinlich jungpaläozoischen Serie, die auf der Kareckserie im Katschberggebiet (Blatt Tamsweg) auflagert und ohne Unterbrechung aus dem Mur- ins Liesertal mit 50 bis 100 m Mächtigkeit durchstreicht. NOWOTNY (1976, p. 93) petrographierte die Schwarzphyllite (dunkle Serizit-Chlorit-Albitblasten-Quarz-Schiefer), die modellförmig über der Kareckserie an der Straße vom Katschberg zum Ghf. Almfried anstehen.

Am Maltinger Alpl auf Blatt Muhr führt der Schwarzschiefer infolge der nach S zunehmenden Metamorphose bereits Biotit (EXNER 1971 a, p. 52 und Abb. 13).

Auf Kartenblatt Spittal/Drau hat MEYER (1977, p. 21–23) den Biotit im 40 m mächtigen Schwarzschiefer der Murtörlserie des Stoder-E- und des Gemeineck-SE-Kammes nachgewiesen. Der Biotit hat rehbraune Farbe und ist auch als Querbiotit entwickelt. Neben Albit tritt hier auch bereits Oligoklas auf.

Die Murtörlserie bildet zwar in geringer Mächtigkeit (10 bis 50 m), jedoch sehr regelmäßig die Basis der peripheren Schieferhülle vom N-Rand des Blattes Spittal/Drau bis zum Reinitztal, also auf 16 km streichender Länge.

Die wichtigsten Aufschlüsse in der Murtörlserie nördlich des Maltatales sind auf den Profilen der Abb. 4 bis 6 dargestellt. Südlich des Maltatales zieht sie über den Schloßberg bis SH. 1600 m westlich Pirkehütte und tritt jenseits der Moräne dann wieder in SH. 1705 m am Güterweg südlich der Bacheralm hervor, um kontinuierlich über den Bartelmann-SE-Kamm (Tafel 3, Signatur 26) zum Rabenwald zu streichen. Hier ist sie in SH. 1250 m im Graben nördlich des Buchstabens „R“ und in Seehöhe 1030 m am Steig südlich des Buchstabens „e“ des Wortes „Raben Wald“ aufgeschlossen.

Südlich des Radltales befinden sich prächtige Aufschlüsse längs des neuen Güterwegs südlich der Bergfried Hütte. Hier führt der Schwarzschiefer auch Prasinit und Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer, der als Tuffit gedeutet werden kann. Ich beobachtete hier und am Gemeineck-SE-Kamm innerhalb der Murtörlserie auch Granat-Chlorit-Serizit-Quarz-Schiefer mit Turmalinporphyroblasten.

Südlich des Reinitztales fehlen im Profil des Hummelkopfes Kareck- und Murtörlserie. Sie wurden wahrscheinlich tektonisch abgeschert.

## 4.2 Schronvinserie

Albitblastenschiefer, Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis, Quarzit, Rauhwanke, Dolomit und Kalkschiefer beteiligen sich am Aufbau der Schronvinserie, der wahrscheinlich permotriadisches Alter zukommt.

Auf Blatt Tamsweg fand NOWOTNY (1976, p. 87) Mikroklin-Plagioklas-Phengit-Quarzit bei dem Zusammenfluß von Zederhausbach und Mur, 500 m westlich Feichtinger. Er petrographierte den Albitblastenschiefer und den Geröllquarzit an der Straße vom Katschberg zum Ghf. Almfried. Der Geröllquarzit (Mikroklin-Plagioklas-Phengit-Quarzit) ist im kleinen Steinbruch, einige m oberhalb dieser Straße, 600 m nördlich Hanslhütte gut aufgeschlossen. Die in der Schieferung ausgelängten Quarz-Gerölle sind einige cm lang. Am Karrenweg im Fallbachgraben stehen unter dem Serpentin (Brennkogelserie) pyritführender brecciöser Dolomit und Ophikalzit an.

Auf Blatt Spittal/Drau besteht die Schronvinserie nördlich der Malta aus 6 bis 30 m mächtigem Albitblastenschiefer mit stellenweise Quarzit, Geröllquarzit, Weißschiefer und Graphitquarzit (Abb. 4 bis 6).

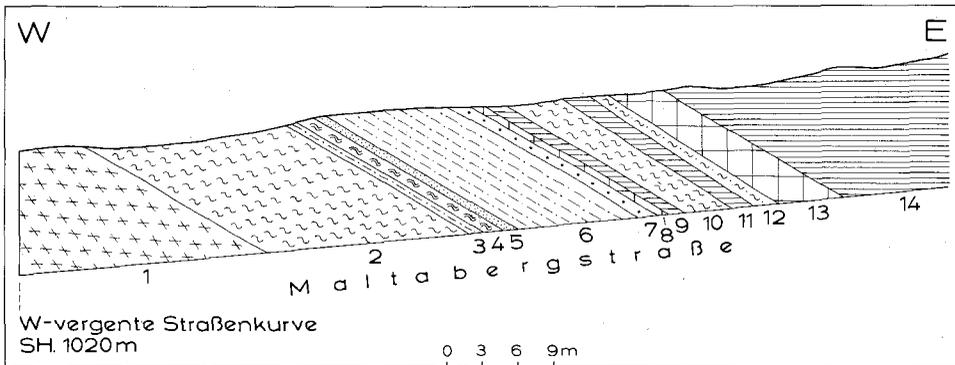


Abb. 6: Profil durch die basalen Teile der peripheren Schieferhülle längs der Maltabergstraße. Sockel des Malta-berges, SH. 1020 bis 1030 m.

1 = Kareckserie: Migmatitgneis, Aplitgneis und Prasinit. 2 = Murtörlserie: Schwarzschiefer (10 m). 3 bis 7 = Schronvinserie. 3 = Heller Albitblastenschiefer (0,3 m). 4 = Weißschiefer (Serizit-Quarz-Schiefer) 1 m. 5 = Graphitquarzit (0,15 m). 6 = Heller Albitblastenschiefer (6 m). 7 = Geröllquarzit (Lantschfeldquarzit) 0,2 m. 8 bis 14 = Glocknerserie. 8 = Chloritschiefer und Grünschiefer (0,4 m). 9 = Kalkschiefer (1,5 m). 10 = Schwarzschiefer (3,5 m). 11 = Kalkschiefer (0,2 m). 12 = Chlorit-Serizit-Schiefer (0,15 m). 13 = Grünschiefer (3,5 m). 14 = Kalkschiefer mit Lagen von Schwarzschiefer und Chlorit-Serizit-Schiefer.

Der Albitblastenschiefer der Fürst-W-Flanke (Abb. 4 A, Signatur 3) läßt mit freiem Auge 4 mm große Albitrundlinge, Hellglimmer, Chlorit und winzige Biotitblättchen erkennen. Es handelt sich um Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Albit-Quarz-Schiefer.

Der Albit ist als Plag I - Rundling mit Einschlüssen der übrigen Gemenzteile ausgebildet. Biotit zeigt Pleochroismus von hellgelb bis braun. Ferner: Opazit, Epidot, Turmalin, Zirkon und Hämatit.

Südlich der Malta finden sich die Albitblastenschiefer am Dornbacher Schloßberg und am Bartelmann-SE-Grat zusammen mit Lantschfeldquarzit (Tafel 3, Signaturen 27 und 28) sowie bei „e“ des Wortes „Raben Wald“.

Südlich des Radltales fand ich auf gemeinsamer Begehung mit Herrn Dr. MEYER die Schrovinserie in SH. 1380 m am neuen Güterweg 150 m südöstlich der östlichsten Hütten der Pfannalm auf. Die „Permo-Trias“ ist hier 2,7 m mächtig und besteht aus Serizit- und Phengitquarzit, Graphitquarzit und 0,2 m mächtiger Rauhacke, die mit einer kaolinführenden Seriziterde verknüchtet ist (MEYER 1977, Abb. 11). Die Albitblastenschiefer und Quarzite sind bei der Bergfriedhütte und am Gmeineck-SE-Kamm prächtig aufgeschlossen.

Südlich des Reinitztales liegt die Schrovinserie mit Albitblastenschiefer und Lantschfeldquarzit unmittelbar auf Amphibolit der Storzserie.

### 4.3 Brennkogelserie

Auf den Kartenblättern Tamsweg und Muhr konnte die Brennkogelserie mit Schwarzschiefer, Karbonatquarzit, Dolomitbreccie, Serpentin und Serpentinbegleitgesteinen in der charakteristischen Position zwischen Schrovin- und Glocknerserie beobachtet werden (EXNER 1971 a, p. 53, 56). Die geologische Situation um den Serpentin vom Peitler westlich St. Peter bei Rennweg schildert UCIK (1975, p. 20–24). NOWOTNY (1976, p. 80–83) zeigte, daß Serpentin und Schwarzphyllit im Fallbachtal nördlich Oberdorf bei Rennweg eine tektonische Schuppe innerhalb der Glocknerserie bilden.

Auf Blatt Spittal/Drau sind geringmächtige Fortsetzungen der Brennkogelserie angedeutet: Schwarzphyllit (Abb. 4 B, Signatur 5), Dolomitbreccie (Dolomitlinsen in Kalkphyllit) südwestlich Schloß Dornbach (EXNER 1951, p. 38) und zwischen Bergfriedhütte und Sparberkopf (MEYER 1977, p. 34). Eine analoge Position nimmt der 8 m mächtige Schwarzphyllit zwischen Schrovin- und Glocknerserie am Gmeineck-SE-Kamm ein (EXNER 1954, Tafel III, Fig. 2, Signatur 6 a).

### 4.4 Glocknerserie

Sie besteht aus einer Wechselfolge von Kalkschiefer, Schwarzphyllit und Grünphyllit. Die Kalkschiefer sind aus Kalkphyllit, Kalkglimmerschiefer und glimmerreichem Kalkmarmor zusammengesetzt. Auf Kartenblatt Spittal/Drau beträgt die Mächtigkeit der Glocknerserie im Faschauntal 250 m, bei Malta kaum 200 m und auf den Dornbacher Wiesen 235 m. Südlich des Radltales erweist sich die Glocknerserie als tektonisch verdoppelt und erreicht 300 bis 400 m Mächtigkeit.

In der Faschaun besteht die mit 30 bis 35° nach SE einfallende Glocknerserie aus 5 Kalkphyllit-, 6 Schwarzphyllit- und 3 Grünschieferlagen. Wie auf dem angrenzenden Blatt Muhr (EXNER 1971 a, Abb. 13, Profil 2) bildet die oberste dieser Grünschieferlagen ein markantes Leitband: Oberkante des Steilhanges nordwestlich Gmeinalm, Untergrund der Moräne am Fürst; Isoklinalhang am Maltaberg mit Aufschlüssen an den W-vergengenen Kehren der Maltabergstraße in SH. 1560 und 1260 m. Vom nördlichen Rand des Kartenblattes Spittal/Drau bis zur Malta bildet diese oberste Grünschieferlage zugleich die Grenze zur Rahmenserie (Katschberg-Quarzphyllit). Unter diesem obersten Grünschiefer befindet sich der mächtigste Kalkschieferzug. Am Bergrücken des Fürst erreicht er 80 m Mächtigkeit. Die Abbildungen 4, 5 und 6 geben Profile durch den unteren Teil der Glocknerserie.

Südlich des Maltatales zeigt die Glocknerserie auf den Dornbacher Wiesen eine andere Schichtfolge (Tafel 3, Signaturen 29 bis 33; Abb. 10). Über der Schrovinserie folgt unmittelbar Grünschiefer und darüber der mächtigste Kalkschiefer (Tafel 3, Signaturen 29 und 30). Der Quarzit (Signatur 31) bedeutet vielleicht die Basis einer höheren tektonischen Schuppe, analog der Kolmdecke (siehe unten!). Über dem Quarzit folgen Grünschiefer, Kalkschiefer (Signaturen 32 und 33) und der Schwarzphyllit der Rahmenserie (Fuscher Phyllit, Signatur 34).

Innerhalb des Kalkschiefers (Signatur 33) steht 150 m südöstlich Monggehütte ein feinschieferiger gefalteter hellgrauer Radiolarit-verdächtiger Quarzit an. Auf Grund seiner Hauptgemengteile ist er als Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Quarzit zu bezeichnen.

Biotit: Hellgelb bis rehbraun, keine pleochroitischen Höfe, parallel verwachsen mit Hellglimmer. Hellglimmer. Chlorit (Übergänge zu Biotit). Quarz: Xenomorph. Undulös. Böhmsche Streifung ist schwach ausgebildet. In Glimmer eingebettete Quarzkörner sind optisch ungestört und glatt auslöschend.

Ferner: Plagioklas, Opazit, Titanit und Zirkon.

Südlich des Radltales baut die Glocknerserie die Isoklinalhänge der E-, SE- und S-Abdachung des Gmeinecks auf. Sie besteht aus 2 tektonischen Einheiten.

Die untere Einheit setzt die Schichtfolge über Schrovin- und Brennkogelserie fort und enthält in der Regel neben Kalkschiefer und Schwarzphyllit nicht weniger als 3 Grünschieferzüge.

Die obere tektonische Einheit nenne ich Kolmdecke nach dem Berg Kolm P. 1598. Sie dürfte der Schieferhülle entsprechen, welche im Mölltal südlich der Sonnblick-Gneislamelle liegt. An der Basis führt sie eine „Trias“-Schollenzone, die erstmals von EXNER (1954, Tafel III, Fig. 4) bei der Gronitzer Alm (früher: Klein Tröbacher Alm des Alten Österreichischen Aufnahmeblattes) aufgefunden wurde.

MEYER (1977, geologische Karte 1 : 10.000) konnte diese „Trias“-Schollenzone im Gebiet zwischen Reinitz- und Radltal in folgenden Vorkommen von S nach N fortschreitend nachweisen:

Güterweg an der SW-Flanke des Reinitztales, SH. 1280 m, 300 m westlich P. 1126: Rauhwacke (0,2 m), Dolomit (0,5 m) und grauer Kalkmarmor (2 m). MEYER (1977, Abb. 17). Mächtigkeitsangaben von EXNER.

SH. 1550 m, 300 m westlich P. 1674 (Ballenberg): In Streichrichtung angeordnete Blöcke von Dolomit, bis 10 m Durchmesser.

Längs des Güterweges südlich des Rachenbaches, SH. 1400 m, 650 m südöstlich P. 1456: Verrutschtes Vorkommen von Quarzit, Fuchsit-führender Rauhwacke und Dolomit.

An einem Güterweg südlich des Rachenbaches, in SH. 1180 m, 400 m südwestlich Gamper: Mehrere Rauhwackebänder (bis 0,7 m mächtig) mit Quarzit und Kalkmarmor (MEYER 1977, Abb. 18).

SH. 1200 m, 400 m nnw. Neuschütz, an einem Güterweg: Mehrere Rauhwackelagen mit Quarzit und Kalkmarmor in fuchsitführendem Serizit-Chlorit-Phyllit.

SH. 1300 m, 250 m nordöstlich Sparberkopf, wo der Karrenweg zu einem Fußsteig wird: Verrutschte Gesteinspartie mit Rauhwacke (2 m), verschuppt mit Kalk- und Chloritphyllit. Staffelförmige Anordnung infolge Hangrutschung.

Die Glocknerserie der Kolmdecke in Hangenden des „Trias“-Schollenzuges besteht wiederum aus Kalkphyllit, Schwarzphyllit und Grünschiefer.

Die petrographische Bearbeitung (mit Gesteinsanalysen) der Grünschiefer und Kalkschiefer der Glocknerserie zwischen Radl- und Reinitztal durch MEYER (1977, p. 36–44) ergab, daß die Grünschiefer dieses Gebietes meist Biotit und Albit und mitunter blaugrünen Amphibol führen. Auch in den Kalkschiefern tritt häufig Biotit und Albit, selten Oligoklas auf.

Die periphere Tauernschieferhülle südlich der Sonnblick-Gneislamelle war im August 1973 im künstlichen Aufschluß für die Druckrohrleitung zwischen Kraftwerk Rottau und

Tauern-Eisenbahn im Mölltal vorzüglich einsehbar. Ich nahm dort damals das Profil der Abb. 7 auf. In überkippter (N-fallender) Lagerung schließen hier an die Granitgneislamelle des Rauriser Sonnblicks, unterbrochen durch Mylonite (Abscherungen mit tektonischen Fehlstellen) folgende Serien der peripheren Tauernschieferhülle an: Schwarzschiefer (Signatur 5), „Permo-Trias“ (Albitblastenschiefer, Quarzit, Graphitquarzit und Dolomit, Signaturen 6–9 und 11–12, „liassische Brennkogelserie“ (Schwarzphyllit und Serpentin, Signaturen 13 bis 15) und Glocknerserie (Kalkschiefer, Signatur 16).

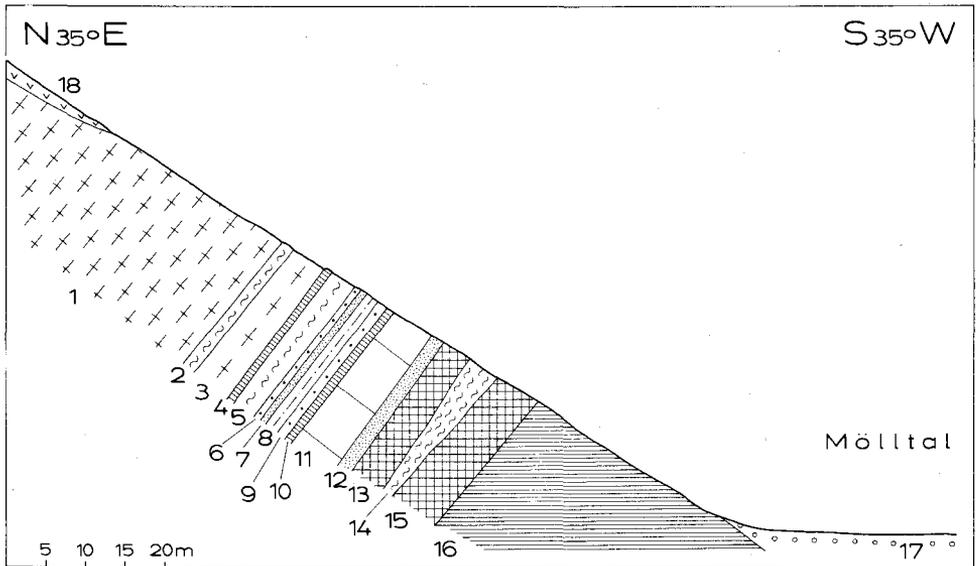


Abb. 7: Profil durch die periphere Schieferhülle südlich der Sonnblicklamelle im Mölltal bei Rottau.

1 bis 3 = Sonnblicklamelle. 1 = Augengranitgneis. 2 = Schwarzschiefer (1,5 m). 3 = Augengranitgneis (5 m). 4 = Schwarzer Ultramylonit (0,5 m). 5 = Schwarzschiefer (3,5 m). 6 = Lantschfeldquarzit (0,5 m). 7 = Graphitquarzit (0,3 m). 8 = Heller Albitblastenschiefer (Albit-Phengit-Quarz-Schiefer) 4 m. 9 = Lantschfeldquarzit (0,2 m). 10 = Schwarzer Ultramylonit (0,5 m). 11 = Farbloser bis gelber „Trias“-Dolomit (6 m). 12 = Graphitquarzit (1 m). 13 = Serpentin (4 m). 14 = Schwarzschiefer (4 m). 15 = Serpentin (6 m). 16 = Kalkschiefer. 17 = Alluvionen. 18 = Gehängeschutt.

Südlich schließen die von DEMMER während des Baues der Kraftstation Rottau beobachteten Quarz-Serizit-Phyllite mit Karbonatquarzit und die Graphit-Kalkphyllite an. Dann folgen unter dem Krafthaus Serizitphyllite, die wahrscheinlich zur Matreier Zone gehören (MUSSNIG et al. 1976, p. 116, Abb. 3).

Schwarzschiefer (Signaturen 2 und 5) dürfte der autochthonen Sedimenthülle des Sonnblick-Granitgneises entsprechen. Die „Permo-Trias“ dürfte der „Permo-Trias“ über Gneislamelle 4 der Sonnblickgruppe gleichkommen, wobei anzunehmen ist, daß der Mikroklin-Phengit-Quarz-Gneis der Lamelle 4 durch sekundäre Abscherung (Mylonite!) hier verschwunden ist. Brennkogel- und Glocknerserie des Profiles Abb. 7 setzen die gleichlautenden Serien der Glocknergruppe fort. Die Matreier Zone liegt unter den Möll-Alluvionen verborgen.

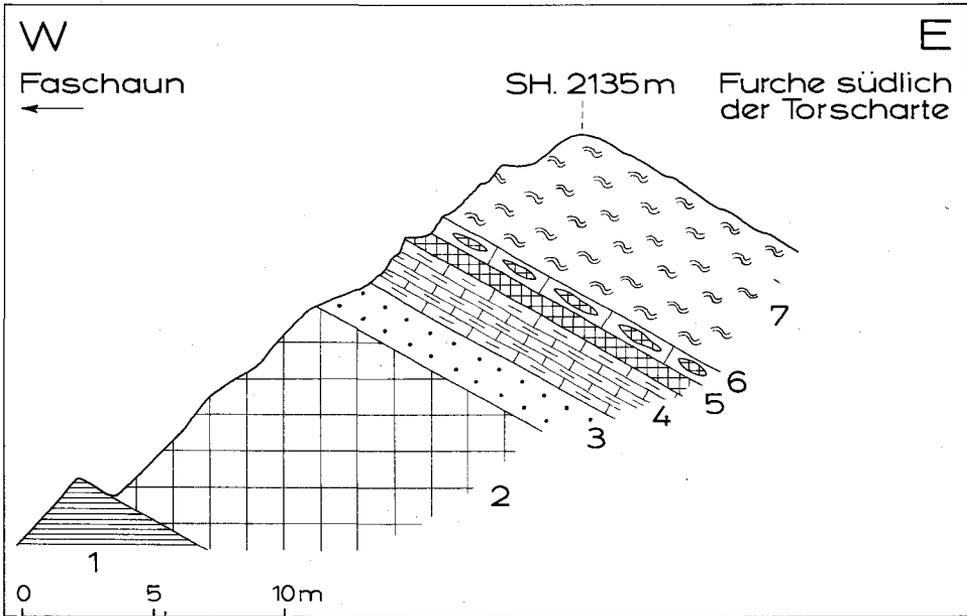


Abb. 8: Profil durch Tschaneckschollenzone und Serpentin südlich der Torscharte.

1 = Kalkschiefer. 2 = Grünschiefer (10 m mächtig). 3 bis 6: Tschaneckschollenzone. 3 = Dünnlager gefalteter Quarzit (1,5 m). 4 = Kalkmarmor (2 m), verfaltet mit Chloritschiefer. 5 = Serpentin (0,2 m). 6 = Kalkmarmor (0,3 m) mit boudinierter Serpentinlage. Die Serpentinlinsen in diesem tektonischen Mischgestein sind 7 cm lang und 2 cm dick. 7 = Katschberg-Quarzphyllit mit schwarzem Mylonit.

Es ist somit recht gut möglich, daß der „Trias“-Schollenzug an der Basis der Kolmdecke der „Permo-Trias“ der Abb. 7 und somit der „Permo-Trias“ im Hangenden der Gneis-lamelle 4 der Sonnblickgruppe entspricht.

Der Albitblastenschiefer (Abb. 7, Signatur 8) läßt mit freiem Auge grünlichen Glimmer, grauen Quarz und 5 mm große Feldspatagen (Albit) erkennen. Es handelt sich um Albit-Phengit-Quarz-Schiefer.

Der Albit hat 3% An (Messung senkrecht X). Er bildet hauptsächlich Rundlinge vom Typ Plag I. Es kommt auch Plag III mit Karlsbader Zwillingen vor. Meist füllungsfrei, mitunter staubförmige Fülle. Der Phengit zeigt schwachen Pleochroismus von farblos bis hellgrün. Quarz: Xenomorph, kleinkörnig, verzahnt, undulös.

Ferner: Biotit (hellgelb bis rehbraun, mit Titanitsaum). Titanit, Turmalin, Opazit, Apatit, Karbonat.

## 5. Katschbergzone (Quetschzone, bestehend aus Hochpenninikum, Unterostalpin und Diaphthoritzone an der Basis der Ostalpinen Decke)

Sie bildet den E-Rahmen des Tauernfensters und somit die Fortsetzung der Matreier Zone im S und Teilen der Radstädter Tauern und der Tauern-N-Rahmenzone. In stark deformierter, häufig zu tektonischen Schollen zerrissener Form beinhaltet sie die folgenden Gesteinsserien:

Fuscher Phyllit: Schwarzschiefer und schwach metamorphe Kalkschiefer in geringfügigen Vorkommen über der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle.

Tschaneckschollenzone: Permo-mesozoische Quarzite und Karbonatgesteine im Hangenden dieser Schiefer und im Liegenden des Katschberg-Quarzphyllits.

Serpentinit: Im geologischen Verbands der Tschaneckschollenzone bzw. der tektonisch tieferen Partien des Katschberg-Quarzphyllits. Analoges zu den Serpentiniten der Matreier und der Tauern-N-Rahmenzone.

Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzone: Altpaläozoikum der Unterostalpinen Zone.

Diaphthoritische Quarzphyllit: Quarzphyllit, der im Zuge rückschreitender Metamorphose aus Glimmerschiefer und Gneis des Kristallins der Ostalpinen Decke hervorgegangen ist. Reichlich durchsetzt von Bewegungszonen, die durch Mylonit und Ultramylonit gekennzeichnet sind. Die Abgrenzung des diaphthoritischen Quarzphyllits zum auflagernden phyllitischen Glimmerschiefer und zu sonstigen Glimmerschiefern und Paragneisen der Ostalpinen Decke erfolgt meist unscharf, da allmähliche Übergänge und lokal auch Rekurrenzen (widerstandsfähige Kristallinpartien zwischen lokalen Zonen kräftiger Zerschering und Diaphthorese) vorhanden sind.

### 5.1 Fuscher Phyllit

Es handelt sich nur um winzige Spuren, da diese gleitfähige Zone anscheinend abgeschert und im N der Hohen Tauern dick angereichert wurde.

Auf Blatt Tamsweg beobachteten wir im Liegenden des Triasdolomits der Tschaneckschollenzone einige m mächtige Vorkommen von Schwarzphyllit. Er ist im Steinbruch Lerchkogel mit typischem Grünphyllit (wie im Zederhaustal, EXNER 1971 a, p. 90) und Karbonatquarzit assoziiert und findet sich auch an der Straße Katschberg – Ghf. Almfried, 370 m südwestlich Bärenkogel, im Liegenden des Dolomits (NOWOTNY 1976, p. 66–71).

Auf Kartenblatt Spittal/Drau tritt Schwarzphyllit im Profil Dornbacher Wiesen-Ebenwald unter der Tschaneckschollenzone auf (Tafel 3, Signatur 34; Abb. 9) und es kommen im Liegenden der Tschaneckschollenzone bei Trebesing geringmetamorphe, sehr graphitreiche dunkle Kalkschiefer vor (Karrenweg 450 m südöstlich Sparberkopf), die lithologische Ähnlichkeit mit entsprechenden Kalkschiefern der Tauern-N-Rahmenzone aufweisen.

### 5.2 Tschaneckschollenzone

Das Vorkommen an der Torscharte wurde bereits geschildert (EXNER 1944, p. 86–89, Fig. 7; 1971 a, p. 66–67, Abb. 13, Profil 2). Knapp südlich der Torscharte befindet sich der N-Rand des Kartenblattes Spittal/Drau. Hier ist das Profil der Abb. 8 aufgenommen. Es zeigt über dem hangenden Grünschiefer der Glocknerserie (Signatur 2) geringmächtigen Quarzit und Kalk der Tschaneckschollenzone mit eingefaltetem Serpentin (Signaturen 3 bis 6) und darüber den Katschberg-Quarzphyllit.

Im moränenüberstreuten Areal nnw. Gmeinalm markieren Schollen und lose Blöcke von Graphitquarzit, Quarzit, Dolomit, Bänderkalk und Kalkmarmor den weiteren Verlauf bis zu einer anstehenden Quarzit-Dolomit-Scholle 400 m westlich Gmeinalm.

Die Scholle von Dornbach ist 54 m mächtig und stellt eine Dolomitsyncline zwischen Lantschfeldquarzit dar. Sie liegt unmittelbar auf der peripheren Schieferhülle (eventuell

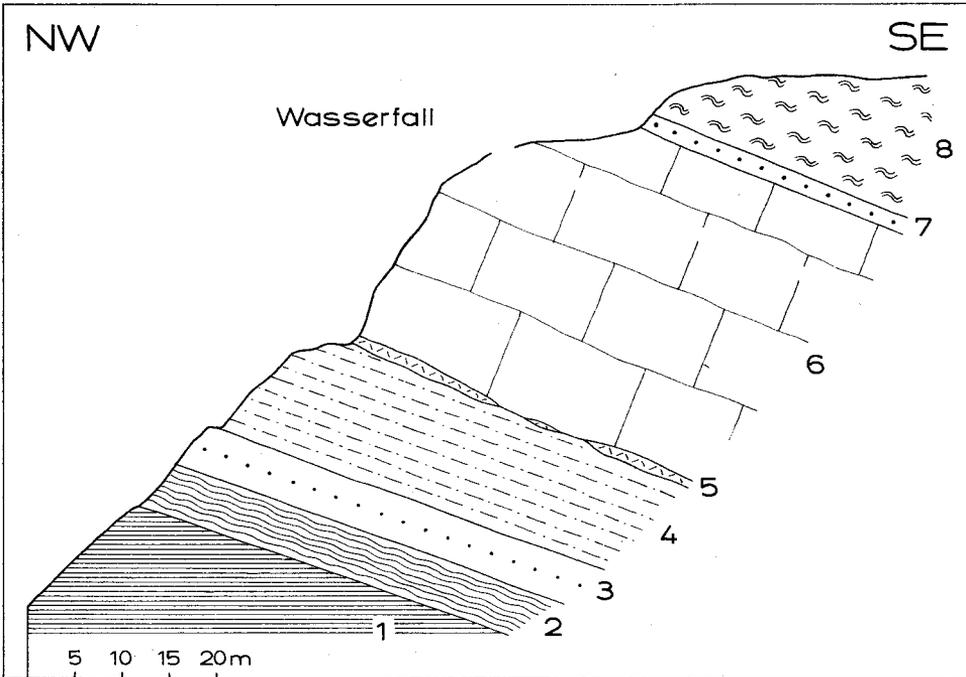


Abb. 9. Profil durch die Tschaneckschollzone bei dem Wasserfall nördlich „Reiter“ in der Schlucht westlich der Ortschaft Dornbach.

1 = Kalkschiefer. 2 = Schwarzphyllit (eventuell „Fuscher Phyllit“) 6 m, mit Lagen von Kalkschiefer und Grünschiefer. 3 bis 7 = Tschaneckschollzone: 3 = Lantschfeldquarzit (5 m). 4 = Serizit-Chlorit-Quarz-Schiefer mit dünnen Quarzitlagen (15 m). 5 = Rauhwacke (bis 2 m mächtig). 6 = Dolomit (30 m). 7 = Lantschfeldquarzit (2 m). 8 = Katschberg-Quarzphyllit.

mit Fuscher Phyllit, Abb. 9, Signatur 2) und wird von Katschberg-Quarzphyllit überlagert (Signatur 8).

Petrographisch am interessantesten ist der feinkörnige farblose Dolomitmarmor der Steilwand unter dem Bauernhof Reiter. Übrigens ist der Dolomit auch im Keller des Bauernhauses aufgeschlossen.

Der Dolomitmarmor erweist sich im Dünnschliff als absolut rein (monomikt und farblos). Er besteht aus granoblastischen Dolomitmörnern, welche um 0,05 mm groß und teilweise zwillingslamelliert sind. Mobilisation an seltenen Klüftchen erzeugte etwas größere Dolomitmörner bis 0,9 mm Durchmesser. An der Hangendgrenze des Dolomitkörpers entstanden durch sekundäre Stoffmobilisationen Dolomit-Einkristalle von 7 cm Kantenlänge (Rückfallkuppe in SH. 1000 m, 300 m nordöstlich Reiter, knapp südlich des Karrenweges).

Es ist klar, daß hier ein Triasdolomit bei Oxidation des kohligten Pigmentes marmorisiert wurde. Detailbeobachtungen dazu und zur geologischen Situation der Dornbacher Scholle siehe auch: EXNER 1939, p. 302; 1944, p. 91–92; 1951, p. 38.

Die Dolomitscholle von Brochendorf liegt 800 m westlich P. 880 Brochendorf. Sie stellt die streichende Fortsetzung der Dornbacher Scholle dar und besteht aus Dolomit. Am Karrenweg von Brochendorf zur Monggehütte sieht man diesen Dolomit in SH. 1120 m unter Katschberg-Quarzphyllit einfallen, in welchem der große Serpentinikörper des Ebenwaldes steckt.

Die morphologische Sattelzone zwischen Dornbacher Wiesen und Ebenwald wird von Moräne bedeckt (Sattel ssw. Monggehütte). Erst an der Steiflanke zum Radltal erscheinen wieder Aufschlüsse in der Tschaneckschollenzzone (Tafel 3, Signatur 35), die besonders längs eines Karrenweges in SH. 1310 bis 1360 m und bei dem Stollen in SH. 1270 m gut zu studieren sind. Der Karrenweg befindet sich in Fortsetzung des mittleren der 3 neuen Güterwege, welche annähernd horizontal in der Sonnbüchel-S-Flanke angelegt sind und zwar befindet sich der mittlere Güterweg knapp südlich des Buchstabens „W“ des Wortes „Eben Wald“.

Wiederum folgt über Fuscher Phyllit (Abb. 10, Signatur 34) ein nach unten und oben von Lantschfeldquarzit umschlossener Triasdolomit (Signatur 35 b), der ausgebildet ist wie am Tschaneck. Quarzadern durchziehen ihn. Er steht am Karrenweg in SH. 1340 m an und läßt sich als Härtings-Felsrippe 600 m nach NW bis unter die Moräne verfolgen. Im darüber lagernden Katschberg-Quarzphyllit steht ein Felszug typischer Trias-Rauhacke, gelbbraun verwitternd und fuchsitführend an (Signatur 35 c). Am Karrenweg findet man sie in SH. 1320 m aufgeschlossen. Im Steilhang darunter in Richtung nach SE folgt in SH. 1270 m ein 35 m langer, befahrbarer Stollen der 10 m mächtigen Rauhacke im Streichen. Der Fels ist bei dem Mundloch schwach verrutscht (sekundäre Hanggleitung). Die Ortsbrust steht in fuchsitreicher Rauhacke. Der Chromgehalt (Fuchsit) ist durch Stoffwanderung aus dem darüberliegenden Serpentin leicht erklärlich. FRIEDRICH (1935 b, p. 75–77) gibt eine wertvolle mineralogische Beschreibung und meint, man hätte den Stollen angelegt, um vermeintliche Kupfererze zu suchen. Bei den Einheimischen heißt er „Ockerstollen“.

Das bereits beschriebene Vorkommen der Tschaneckschollenzzone im Bachbett des Radlbaches bei Brücke P. 815 („Schmelz“ = „Radlbad“, EXNER 1951, p. 39) ist zufolge des Niedrigwassers (Reißbeckkraftwerk-Ableitung) derzeit leichter zugänglich. Am deformierten pyritführenden Lantschfeldquarzit, der bachabwärts der Brücke P. 815 am linken Ufer mit Serizit-Chlorit-Phyllit, Rauhacke, fuchsitführendem Dolomit und Kalkmarmor verknüpft ist, läßt sich sehr deutlich die Hauptfaltung von der späteren Querfaltung unterscheiden: s: 22/35 E; Hauptfaltenachse (stofftektonische Verknüpfung und Elongation des Hellglimmers): 100/37 E; Querfaltenachse (junge Knitterung): 20/12 N. Bezüglich der Vererzung des Triasdolomites siehe: MEIXNER (1958 b, p. 98–99).

Es folgen die bereits detailliert beschriebenen Aufschlüsse der Tschaneckschollenzzone bei der Mineralquelle Trebesing und im Tal des Rachenbaches (EXNER 1954, p. 23; 1951, p. 39).

Dann folgen Aufschlüsse der Tschaneckschollenzzone am neuen Güterweg in SH. 1360 m, 500 m nnö. Egarteralm (Quarzit und Dolomit) und in SH. 1380 m, knapp nördlich dieser Alm (Rauhacke und Kalkmarmor; MEYER 1977, Abb. 22, 23 und geolog. Karte).

Die Scholle von Zelsach stellt eine 50 bis 60 m mächtige Quarzit-Rauhacke-Dolomit-Kalk-Platte dar. Sie fällt hangparallel nach SSE und reicht vom Karrenweg in SH. 1270 m (650 m südwestlich Egarteralm) bis zur Unterkante des „Zelsacher Wasserfalles“ bei der Brücke P. 980. Die Gesteinsplatte liegt dem obersten Kalkphyllit und Schwarzphyllit auf und wird südwestlich der Egarteralm vom Katschberg-Quarzphyllit des Greitbühels überlagert. Östlich des „Zelsacher Wasserfalles“ fehlt der Katschberg-Quarzphyllit. An einer N-S streichende Störung grenzen hier die Karbonatgesteine der Zelsacher Scholle unmittelbar an den diaphthoritischen Quarzphyllit (gemeinsame Begehung des Verfassers mit

Herrn Dr. MEYER). Ausführliche Detailbeschreibungen gaben EXNER (1951, p. 39–40) und MEYER (1977, Abb. 21, 24, 25). Dolomit und Rauhwanke führen am „Zelsacher Wasserfall“ auch Fuchsit, der Dolomit auch Pyrit (ähnlich wie im Bett des Radlbaches). Die Grenze zwischen Tauernschieferhülle und Tschanekschollenzzone weist tektonische Verschuppungen auf, an denen sich auch Katschberg-Quarzphyllit beteiligt.

Am Hühnersberg oberhalb Lendorf findet man die Tschanekschollenzzone gegenwärtig vorzüglich aufgeschlossen an der Trasse des einstigen Güterweges (EXNER 1954, p. 23), der kürzlich zu einer Autostraße verbreitert wurde. Es handelt sich um beinahe kontinuierliche Aufschlüsse von fuchsitführender Rauhwanke (1 m), ockerigem fuchsitführendem Dolomit (2 m), fuchsitführender Ockererde (1,5 m), Lantschfeldquarzit (1 m) und grauem kristallinem Kalk (2 m). Das Ganze ist in tektonische Linsen aufgelöst, innig mit Katschberg-Quarzphyllit verfaltet und von Myloniten durchzogen. An der genannten Autostraße finden sich die Aufschlüsse in der Tschanekschollenzzone von 10 m westlich P. 866 bis zur Brücke, 150 m westlich Kapelle Kohlmar. Höher oben am Hang ist dieselbe Serie am Güterweg Kolmwirt-Adambauer, 500 m wnw. P. 1022 und am Güterweg ober den verlassenen Almhütten, 550 m nördlich P. 1022 aufgeschlossen.

### 5.3 Serpentinitt

Wie in der Matreier und in der Tauern-N-Rahmenzone gibt es auch im E-Rahmen des Tauernfensters (Katschbergzone) serpentinierte Ultrabasitkörper. Sie liegen tetkonisch über der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle, stellenweise über Fuscher Phyllit, stellenweise über der Tschanekschollenzzone, oder verschuppt mit Tschanekschollenzzone und mit den tektonisch tieferen Partien des Katschberg-Quarzphyllits.

Diese somit deutlich der tektonischen Rahmenzone und nicht der eigentlichen peripheren Schieferhülle angehörenden Serpentinite wurden auf Blatt Muhr bereits im Wolfsbachtal und an der Torscharte beschrieben (BECKE 1909 a, p. 1070–1072; EXNER 1971 a, p. 57–58, Abb. 9, Profil 2 und p. 66–67, Abb. 13, Profil 2). Auf Kartenblatt Spittal/Drau setzen sie in der gleichen tektonischen Position und im Streichen nach S zum winzigen Ausläufer knapp südlich des Torscharteprofiles und zum gewaltig ausgedehnten Serpentinittkörper des Ebenwaldes fort. Das hat alles BECKE (1. c.) schon richtig erkannt. Es obliegt mir nur, neue diesbezügliche Detailbeobachtungen dazu mitzuteilen:

Abb. 8 zeigt im Profil knapp südlich der Torscharte den verquetschten Ausläufer des an der Torscharte einige m mächtigen Serpentinits. Er ist südlich der Torscharte mit Kalkmarmor der Tschanekschollenzzone verschuppt, dünn ausgewalzt und bildet mit dem Kalkmarmor ein tektonisches Mischgestein (Boudins des Serpentinits im bildsamen Kalkmarmor).

Der Serpentinitt des Ebenwaldes bei Gmünd (Tafel 3 und Abb. 10, Signatur 36) stellt einen der größten Serpentinittkörper des gesamten Tauernfenster-Rahmens dar. Er ist 50 bis 80 m mächtig und nimmt ein Areal von 2,5 km<sup>2</sup> ein, das allerdings infolge von Hanggleitmassen, kleinen Bergstürzen, Moränenbedeckung und dichter Vegetation schlecht aufgeschlossen ist. Zur Zeit meiner Begehungen (1970 bis 1976) gab es hier keinen Steinbruch, noch konnten Reste irgendwelcher alter verlassener Steinbrüche beobachtet werden. Zur Schotterergewinnung für den lokalen Güterwegbau wurde nur Hangschutt des Serpentinits geringfügig beschürft. In den benachbarten Lokalmoränen und Terrassenschottern sind Geschiebe des Serpentinits angereichert. Der gewaltige Serpentinittkörper wurde also während des ausgehenden Pleistozäns und zu Beginn des Holozäns kräftig

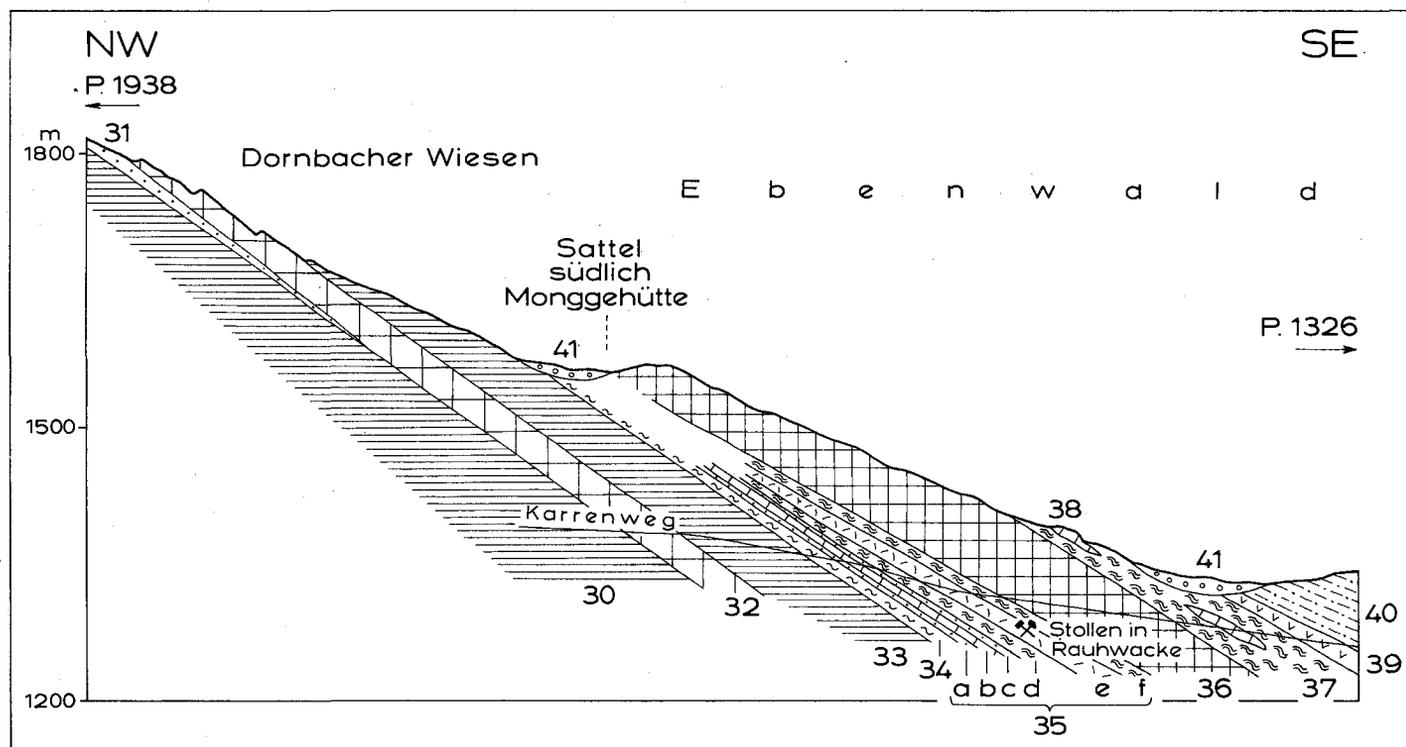


Abb. 10: Katschbergzone. Ansichtsskizze der SW-Flanke des Ebenwaldes. Die Nummern der Signaturen entsprechen der Tafel 3. 30 = Kalkschiefer. 31 = Quarzit. 32 = Grünschiefer. 33 = Kalkschiefer. 34 = Schwarzschiefer (Zone des Fuscher Phyllits). 35 = Tschaneckschollenzone und Katschberg-Quarzphyllit: a = Lantschfeldquarzit (1 m). b = Dolomit (1,2 m), grau, gelblich anwitternd, s: 15/48 E. c = Lantschfeldquarzit (0,5 m). d = Katschberg-Quarzphyllit (Lesesteine). e = Rauhacke (10 m), fuchsführend, gelb-braun abfärbend (Ocker). f = Katschberg-Quarzphyllit. 36 = Serpentin (60 bis 80 m). 37 = Katschberg-Quarzphyllit. 38 = Altpaläozoischer Eisendolomit (1,5 m) der Lisabichschollenzone. 39 = Mylonit. 40 = Diaphthoritischer Quarzphyllit. 41 = Moräne.

erodiert. Da der Serpentin im Ebenwald kulminiert und den Radlbach nicht anstehend erreicht, – er keilt 1 km nördlich des Radlbaches aus –, so möchte ich ihn nicht nach dem Radltal (= Radlgraben) benennen, sondern die Bezeichnung: „Serpentin des Ebenwaldes“ empfehlen. Es gibt ja im Einzugsbereich des Radltales auch Serpentine in anderer tektonischer Position (Stoder-N-Wand, Roßkopf, siehe oben!).

Aufschlüsse im anstehenden Serpentin liefern die Felsschrofen am wasserscheidenden Rücken des Ebenwaldes und der Touristenweg (Hohlweg) im Ebenwald zwischen „Jh.“ und P. 1326; ferner der auf der Karte ebenfalls eingetragene Karrenweg von Brochendorf zur Monggehütte an den Steilstufen von 1130 bis 1180 und von 1230 bis 1255 m SH. Der Serpentin enthält hier wie an vielen übrigen Stellen auch Strahlsteinasbest. Raumlage des Serpentinits: s: 10–30/22–32 E.

Den besten Einblick in den Serpentinikörper erhält man im wilden, auch rezent noch in Bewegung befindlichen Bergsturzgebiet nördlich des erwähnten Karrenweges Brochendorf – Monggehütte. Es handelt sich um die Schlucht 1,4 km wsw. P. 880 Brochendorf. Sie wird von dem Bach entwässert, der nördlich P. 880 die Malta-Talebene erreicht. In der Schlucht befinden sich 120 m hohe Serpentin-Abbruchnischen (SH. 1230 bis 1350 m), darunter verkippte Serpentin-Hanggleitschollen und vegetationsarme natürliche Blockhalden.

Petrographisch wurden die massigen und anstehenden Partien des Serpentinits vom Ebenwald längs des genannten Touristenweges von mir untersucht. Sie gliedern sich in megaskopisch heller grünen feinkörnigen, einsprenglingsfreien Antigorit-Serpentin (wahrscheinlich ehemaliger Olivinfels) und in dunkelgrünen feinkörnigen Antigorit-Serpentin mit bis 5 mm großen schwarzen Einsprenglingen mit freisichtig erkennbaren Spaltflächen und mit zahlreichen farblosen Flecken von 1 bis 8 mm Durchmesser (Pyroxen führender Ultrabazit).

Von der zuerst genannten Art wurden 3 Proben mikroskopisch untersucht. Fundorte: Markierter Touristenweg im Ebenwald, SH. 1530 bis 1540 m und SH. 1460 m. Es handelt sich um Antigorit-Serpentin. Hauptgemengteile: Antigorit, kleinblättrig, teils in regellos struierten Aggregaten, teils gitterförmig geordnet. Pseudomorphosen-Umriss sind nicht erkennbar. Opazit mit randlicher limonitischer Verfärbung.

Ferner: Talk und Kluftchrysothil.

Von der zweiten Art der Serpentine wurden 2 Proben mikroskopisch untersucht. Fundort: Markierter Touristenweg im Ebenwald in SH. 1530 bis 1540 m.

Die eine Probe erweist sich unter dem Mikroskop als Klinopyroxen-Chlorit-Antigorit-Serpentin. Hauptgemengteile: Klinopyroxen (farblos, opt. positiv, großer Auslöschungswinkel, annähernd senkrechte Spaltrisse. Reliktisch in Schollen aufgelöst. An Spalten von Antigorit durchsetzt). Chlorit. Antigorit (teils wirbelblättrige Aggregate, teils Pseudomorphosen nach Pyroxen mit Längung der Antigoritblättchen in Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens). Opazit.

Ferner: Kluftchrysothil, häufig am Rande von Opazit.

Die andere Probe wurde unter dem Mikroskop als Klinopyroxen-Amphibol-Antigorit-Serpentin bestimmt. Hauptgemengteile: Klinopyroxen (kleine farblose Relikte). Häufiger sind große Pseudomorphosen von braun bestäubten Aggregaten langsäuligen Amphibols und kleinblättrigen Antigorits nach einem nicht mehr vorhandenen ursprünglichen Pyroxen (eventuell Orthopyroxen), wobei Amphibol und Antigorit in Richtung der Spaltrisse des ehemaligen Pyroxens gelängt sind. Amphibol (farblos). Antigorit in 3 Ausbildungsformen: (1) Ungeregelte Aggregate. (2) Gitterförmige Anordnung der Blättchen. (3) Parallelanordnung der Blättchen längs der einstigen Pyroxen-Spaltrisse in den oben beschriebenen, braun bestäubten Pseudomorphosen. Opazit (mit Anitgoritsaum).

Ferner: Titanit.

HAWKESWORTH (1974, p. 24) beobachtete in unserem Serpentin (ohne genaue Fundortangabe) Diopsid und 8 bis 10 mm großen Orthopyroxen.

#### 5.4 Katschberg-Quarzphyllit und Lisabichlschollenzone

Auf Grund der Condonten-Stratigraphie und der tektonischen Fortsetzung in den Radstädter Tauern gehören die betreffenden Gesteine ins Altpaläozoikum des Unterostalpins (SCHÖNLAUB et al. 1976).

Sehr schwierig ist es, den progressiv metamorphen Katschberg-Quarzphyllit vom diaphthorischen Quarzphyllit, der durch regressive Metamorphose aus Glimmerschiefer und Gneis der auflagernden Ostalpinen Kristallinmasse hervorgegangen ist, zu trennen. Im Katschberggebiet und bei Rennweg im Wolfsbachtal (Blätter Tamsweg und Muhr) überwiegt der Katschberg-Quarzphyllit. Auf Kartenblatt Spittal scheint er nur einen verhältnismäßig schmalen Streifen im Liegenden zu bilden, während der diaphthorische Quarzphyllit einen anscheinend ziemlich geschlossenen und breiten Gürtel darüber einnimmt. Zusammen mit Herrn Dr. MEYER habe ich versucht, dieses Erscheinungsbild auf Blatt Spittal/Drau auch in der geologischen Karte darzustellen.

Kriterien für die Erkennung des Katschberg-Quarzphyllits auf Kartenblatt Spittal/Drau sind: Dunkelgrauer milder gefalteter Phyllit, dem man seine progressiv-metamorphe Abkunft aus primär dunkel pigmentiertem Tonschiefer glaubt. Ähnlichkeit zur Hauptmasse des Quarzphyllits am Katschberg. Einlagerung von Karbonatgesteinen der Lisabichlschollenzone. Fehlen von Relikten nach Glimmerschiefer oder Gneis.

Am N-Rand des Kartenblattes Spittal/Drau ist der Katschberg-Quarzphyllit 150 m mächtig und enthält am Stubeck-NW-Kamm die 8 m mächtige Lisabichl-Schollenzone, die hier aus Bänderkalk mit Graphitkalklagen und aus glimmerreichem Kalkmarmor besteht. Er bildet die morphologisch auffallende, teilweise von Moränen bedeckte, SSW-streichende Furche östlich des Fürst und ist vorzüglich an neuen Anschnitten der Maltabergstraße am Sattel 350 m nordöstlich P. 1608 aufgeschlossen. Hier entsprechen Gesteinsausbildung und aberrante Raumlage mit W-fallendem s: 15/65 W und meridionaler junger Knitterungsachse: 15/25 S durchaus den Verhältnissen am Katschberg.

Am Maltaberg beträgt die Mächtigkeit des Katschberg-Quarzphyllits bloß 50 bis 100 m. Trotz der Moränenbedeckung ist er an der windungsreichen neuen Maltaberg-Autostraße und in Bachschluchten gut aufgeschlossen, z. B.:

(a) SH. 1540 m, 250 m wsw. „M“ von „Maltaberger Almhütten“.

(b) SH. 1340 m, W-vergente Kehre der Maltabergstraße.

(c) SH. 1250 m, dort, wo die Maltabergstraße die Schlucht quert und zwar 175 m nnw. „l“ von „Maltaberg“. Oberhalb dieser Stelle verläuft die Schlucht längs der Grenze zwischen oberstem Grünschiefer der peripheren Schieferhülle und Katschberg-Quarzphyllit. Tiefer unten verläuft dieselbe Grenze 100 m westlich der Bachschlucht.

Zwischen Malta- und Radltal zieht der Katschberg-Quarzphyllit im Hangenden der Tschaneckschollenzone (Dornbach, Brochendorf, Ebenwald-S-Flanke) durch und umhüllt den Serpentin des Ebenwaldes. Er enthält Linsen von Eisendolomit der Lisabichlschollenzone als subanstehende Blöcke von 1,5 m Durchmesser zwischen dem zweiten Buchstaben „e“ und „n“ des Wortes „Eben Wald“ (Tafel 3 und Abb. 10, Signatur 38). Nach Auspitzen des Serpentinits erreicht der Katschberg-Quarzphyllit den Schuttkegel an der Flan-

ke des Radltales am unteren Güterweg in SH. 1100 m, 150 m nördlich „W“ von „Raben Wald“. Ferner ist er an der Talstraße am linken Ufer und im Bachbett des Radlbaches talabwärts von P. 815 aufgeschlossen.

Südlich des Radltales findet er sich dann wieder bei der Trebesinger Mineralquelle und in der Schlucht des Rachenbaches (EXNER 1954, p. 23; 1951, p. 39; MEYER 1977, Abb. 20 und geologische Karte). Vorzüglich ist der Katschberg-Quarzphyllit an den neuen Güterwegen rings um den Greitbühel und westlich und südwestlich Hintereggen aufgeschlossen und wurde von MEYER (1977, p. 59–62) auch petrographiert. Es handelt sich um örtlich Chlorit führenden Serizit-Quarz-Phyllit mit Albit, Turmalin, Apatit und Eisenoxid. Mitunter sind 2 sich unter einem Winkel von 30° schneidende Scharen von s-Flächen entwickelt.

Die neuen Anschnitte an der Autostraße am Hühnersberg nördlich Lendorf lassen neben diaphthoritischem Quarzphyllit auch noch den Typus des Katschberg-Quarzphyllits in Begleitung der Tschaneckschollenzone (siehe oben!) erkennen.

### 5.5 Diaphthoritischer Quarzphyllit

Er stellt einen Diaphthorit nach Glimmerschiefer und Gneis dar und ist häufig mit den phyllitischen Glimmerschiefern, sonstigen Glimmerschiefern und Paragneisen der auflagernden Kristallinmasse der Ostalpinen Decke durch Übergänge verbunden.

Die Abgrenzung gegen den Katschberg-Quarzphyllit ist schwierig und vielfach recht problematisch. Trotzdem haben wir es gewagt, auf Blatt Spittal/Drau (EXNER nördlich, MEYER südlich des Radltales) eine solche kartographische Abgrenzung durchzuführen.

Kriterien für die Erkennung des diaphthoritisches Quarzphyllits auf Kartenblatt Spittal/Drau sind: Hellgrauer, eher quarz- und feldspatreicher, häufig eher kompakter und ebenflächig plattiger Phyllit. Auf Grund des äußeren Aussehens glaubt man ihm die Abkunft von Glimmerschiefer und Paragneis. Relikte nach Glimmerschiefer oder Gneis. Freisichtig abgrenzbare Hellglimmer-Individuen über 1 mm Größe. Häufig sind mylonitische Quetschzonen und auch Ultramylonite.

Als Beispiel für diaphthoritisches Quarzphyllit auf Blatt Spittal/Drau möge der Quarzphyllit dienen, der in großen Aufschlüssen unter der Autobahn bei der Mündung des Radlbaches in die Lieser jederzeit leicht erreichbar ist und auch im Liesertal südlich Gmünd und bei Trebesing in großen Felsaufschlüssen ansteht. Die im folgenden beschriebenen Proben entstammen den Felsen am linken Ufer des Radlbaches zwischen der Autobahnbrücke über das Radltal und der Bundesstraße an der Lieser, 600 m nordöstlich Kirche P. 735, Trebesing.

Es handelt sich um hell bis dunkel grauen, mit brauner Färbung verwitternden Serizit-Quarz-Phyllit. Quarzreiche Lagen sind ebenflächig plattig. Serizitreiche Zwischenlagen haben wellig gekrümmte Schieferung. Die Orientierung der Hauptschieferung ist auffallend flach. Sie fällt meist nach E, unter der Autobahnbrücke aber auch aberrant nach W. Hauptlineation (Elongation des Hellglimmers): 112/6 SE. Achse der jungen Knitterung: 15/horizontal. Parallel zur jungen Knitterungsachse treten steile Klüfte mit Quetschzonen auf, die mit 20 cm dickem farblosem Serizit-Zerreißel (Weißschiefer und Kluffletten) erfüllt sind.

Megaskopisch zeichnet sich der Phyllit hier dadurch aus, daß außer dem seidigen Serizitfilz große farblose Muskovitschuppen einzeln auftreten. Sie haben 3 bis 5 mm Durch-

messer und verleihen dem Phyllit ein glimmerschieferähnliches Aussehen. Außerdem ist das Gestein reich an 2,5 mm großen dunklen Rundlingen, die sich unter dem Mikroskop als Albitblasten (Plag I) mit verlegten und unverlegten Einschlußzügen aus Quarz und Opazit erweisen.

Neben den Hauptgemengteilen: Hellglimmer, Quarz, Albit und Opazit treten in geringeren Mengen Chlorit, Turmalin (Zonenbau), Klinkzoisit, Zirkon und Eisenoxid auf. An einer Stelle findet sich eine fragliche Pseudomorphose nach Granat (rundliches Aggregat von 0,9 mm Durchmesser, bestehend aus einem feinblättrigen Gemenge von Chlorit, Hellglimmer, Opazit und Quarz).

Die Entwicklungsgeschichte des Phyllits läßt sich mit 3 Zeitphasen (a bis c) interpretieren: (a) Granatglimmerschiefer. Die großen Muskovitblättchen blieben als Relikte erhalten. Fraglicher Granat als Edukt der soeben genannten Pseudomorphose. (b) Hauptdeformation mit Prägung der Hauptlineation. Regressive Metamorphose. Spätkinematisches Wachsen von Albitblasten und Querseriziten sowie Rekristallisation von Quarz. Es dürfte sich um eine randliche Auswirkung der jungalpidischen Tauernkristallisation auf basale Teile des Kristallins der Ostalpinen Decke handeln. (c) Ausprägung lokaler postkristalliner Knitterung, Quetschzonen und Schollenverstellungen um meridionale Achse (Katschbergstörung).

#### 5.5.1 Katschberggebiet (Kartenblatt Tamsweg)

Die sehr gründliche feldgeologische und petrographische Untersuchung des Quarzphyllits im Katschberggebiet (NOWOTNY 1976, p. 30–49) war durch zahlreiche frische Aufschlüsse an Güterwegen, Baustellen von Hotels, Skiliften, Skipisten etc. sehr begünstigt. Sie brachte die Erkenntnis, daß der heute unten (W) und in der Mitte (Lisabichl) befindliche Teil des Quarzphyllits hauptsächlich (mit einigen Ausnahmen) als altpaläozoischer Katschberg-Quarzphyllit anzusprechen ist mit Lagen von Hellglimmerquarzit, Chlorit-schiefer und kohlenstoffreichen Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefern, die im Verbande mit den kohlenstoffführenden Quarziten der Lisabichlschollenzone stehen. Nur an einer Stelle wurde im mittleren Teil ein Gneis-verdächtiger Plagioklas-Hellglimmer-Chlorit-Karbonat-Quarz-Schiefer gefunden.

Der heute oben (E) befindliche Teil des Quarzphyllits enthält biotitführenden Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer, der im megaskopischen Erscheinungsbild strukturelle Anklänge an den phyllitischen Glimmerschiefer der auflastenden Kristallinmasse der Ostalpinen Decke zeigt. Eingelagert sind Grungesteine und Hellglimmer-Chlorit-Quarzite. Mylonite und Ultramylonite durchziehen den Quarzphyllit. An seiner Grenze zum auflastenden phyllitischen Glimmerschiefer der Ostalpinen Decke befindet sich eine 10 bis 100 m breite Übergangszone.

Teilweise auf gemeinsamen Begehungen fanden wir in diesem oberen Teil des Quarzphyllits Gneis und Gneis-verdächtige Schiefer, z. B.:

(a) Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Gneis (Fundort: Güterweg, 10 m östlich Steinbruch Lerchkogel).

(b) Gneis-verdächtiger Plagioklas-Biotit-Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (Fundort: Güterweg Lärchkogel II, 320 m westlich Gschwandgraben).

(c) Gneis-verdächtiger Kalinatronfeldspat-Plagioklas-Hellglimmer-Chlorit-Quarz-Schiefer (Fundort: Knapp westlich Adenberg am Güterweg von Mühlbach nach Adenberg).

Die Gneisrelikte wurden von NOWOTNY (1976, p. 30–49) eingehend petrographisch beschrieben und auf der geologischen Karte 1:10.000 und in den Güterweg-Detailprofilen 1:100 sorgfältig mit den sichtbaren Falten und Myloniten eingetragen. Sie

bestätigen die Ansicht UHLIG's (1908, p. 1412–1413 und geologisch-tektonische Kartenskizze), daß Gneis im mittleren und besonders im höheren Teil des „Katschbergschiefers“ steckt. Den höheren Teil nannte UHLIG „Gneis-Schiefer“. Dieser Ausdruck für den höheren Teil des Quarzphyllits insgesamt scheint ungeeignet, da es sich nach NOWOTNY's Untersuchungen hauptsächlich um Quarzphyllit handelt, der diaphthoritisch aus Glimmerschiefer hervorgegangen ist und nur kleine Gneisrelikte enthält.

Ich möchte diesen oberen Teil des Quarzphyllits des Katschberggebietes als diaphthoritisches Quarzphyllit bezeichnen und mit den oberen Teilen des Quarzphyllits im Wolfsbachtal (Blatt Muhr) und mit dem diaphthoritischen Quarzphyllit auf Blatt Spittal/Drau zusammenhängen.

### 5.5.2 Kartenblatt Spittal/Drau

Der diaphthoritische Quarzphyllit erreicht bei dem N-Rand dieses Kartenblattes den Stubeck-NW-Kamm und unterlagert flach die Deck-Kappe des Ostalpinen Kristallins der Lieserbogengruppe (EXNER 1980, Abb. 2). Über 10 km lang verfolgt man im Gelände diesen arg postkristallin gequälten und von Mylonitstreifen durchzogenen diaphthoritischen Quarzphyllit mit 100 bis 400 m Mächtigkeit vom Stubeck-NW-Kamm über Gmeinalm, Maltaberger Almhütten, Maltaberg, Krainberg, Dobra und Otzer bis in die tektonischen Halbfenster des Drehtales und des Liesertales bei Eisentratten. Im Diaphthorit schwimmt mitunter eine 500 m lange und geringmächtige Scholle von Glimmerschiefer mit erhaltenem Granat (z. B. Krainberg, 450 m nordwestlich P. 1233). Häufig sind NNE-streichende, also annähernd meridionale Faltenachsen, was wohl mit den jüngsten tektonischen Beanspruchungen (Katschbergstörung) in Zusammenhang zu bringen ist. Auch abberantes W-Fallen der s-Flächen ist häufig.

Längs der frischen Straßenböschungen am Maltaberg läßt sich die Abgrenzung des diaphthoritischen Quarzphyllits zum Katschberg-Quarzphyllit recht befriedigend durchführen. Z. B. steht der diaphthoritische Quarzphyllit an der Maltaberg-Autostraße an folgenden Lokalitäten an:

(a) SH. 1320 m, 300 m nnö. „t“ von „Maltaberg“. Auch der von hier nach E zu P. 1372 abzweigende Karrenweg bietet gute Aufschlüsse.

(b) SH. 1230 m bei der Brücke, 100 m nnw. „b“ von „Maltaberg“. Großaufschluß. Meridionale Faltenachse: 15/17 S. Aberrant W-fallendes s: 5/75 W.

(c) SH. 1120 m, wo die Autostraße die Schlucht quert und zwar 150 m südlich „l“ von „Maltaberg“.

Ultramylonit und Granatrelikte findet man an den vorzüglichen Aufschlüssen im diaphthoritischen Quarzphyllit längs der windungsreichen neuen Straße von Hilpersdorf zum Gigler.

Im Halbfenster des Drehtales findet man sehr gute Aufschlüsse in SH. 1010 bis 1040 m an der Straße 400 m nordwestlich Kirche Kreuzlach. Der Mineralbestand des diaphthoritischen Quarzphyllites entspricht dem von der Mündung des Radlbaches (siehe oben!). Doch sind bei Kreuzlach die Übergänge zu Diaphthoriten mit reliktischem Granat und Hellglimmer des Glimmerschiefer-Edukts eindeutig beobachtbar. Andere Aufschlüsse in diesem Halbfenster: Rechtes Drehbach-Ufer längs des Güterweges Kreuzlach-Zorling-P. 1012. Linkes Drehbach-Ufer: Steilhang 400 m nordwestlich P. 789. Im diaphthoritischen Quarzphyllit steckt der Grünschiefer von Gmünd/Kreuzlach (EXNER 1954, p. 24;

KIESLINGER 1956, p. 48–50 mit Druckfehler: An Stelle von „NW von Gmünd“ (p. 48) soll es heißen: NE von Gmünd).

Zwischen Malta- und Radltal unterlagert der diaphthoritische Quarzphyllit die Deckkappe von Granatglimmerschiefer (Ambros) und enthält auch Schollen von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer (Güterweg Aich-Rabenwald). Aufschlüsse im diaphthoritischem Quarzphyllit mit Ultramylonitonen bieten die Anschnitte der neuen Güterwege Brochendorf-P. 1122 – Monggehütte und Ebenwald-S-Flanke (Tafel 3 und Abb. 10, Signatur 40). Wiederum ist im diaphthoritischem Quarzphyllit dieses Gebietes besonders die meridionale Faltenachse kräftig entwickelt (siehe auch die einleitende Beschreibung von der Mündung des Radlbaches!).

Südlich des Radltales verläuft die bis 2,5 km breite Diaphthoritzone vom Liesertal (Trebesing, Oberallach) über den Steinbrückenbach (= Reinitzbach) südlich Zelsach nach Pistum im Drautal. Dem diaphthoritischem Quarzphyllit (Phyllonit) sind Schollen von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer mit quarzreichem Glimmerschiefer, Quarzit und einem Amphibolitvorkommen eingelagert (MEYER 1977 mit sorgfältiger Petrographie und Detailkartierung 1 : 10.000). Die Faltenachsen streichen in diesem Abschnitt vorwiegend ESE und sind nach dieser Richtung flach geneigt. Die s-Flächen fallen im nördlichen Teil flach bis mittelsteil, im Drautal steil nach S. Die alpidisch stark durchbewegte Diaphthoritzone macht also die Walztektonik des Tauernkörpers mit. Die Falten (10 m-Bereich) im diaphthoritischem Granatglimmerschiefer zeigen N-Vergenz. Scherzonen zwischen den Falten sind phyllonitisiert und bestehen aus diaphthoritischem Quarzphyllit (frische Straßenböschung bei Oberallach, gemeinsame Begehung mit Herrn Dr. MEYER).

Diaphthoritischer Quarzphyllit mit prächtigen Ultramyloniten war beim Bau der Autobahn im Jahre 1973 im Liesertal im Bereich um Brücke P. 670 (unterhalb von Oberallach) aufgeschlossen. Die Zerrüttung ist hier intensiv. Aberrant W-fallende Gesteinsschollen sind häufig. Dazu kommt Hanggleittektonik mit verkippten Schollen und Bergsturzarealen in der hier steil eingeschnittenen Lieserschucht. Von hier bis nach Trebesing waren während des Autobahnbaues zerrüttete diaphthoritische Quarzphyllite, Diaphthorite nach Granatglimmerschiefer und Ultramylonite örtlich einsehbar.

Auf Grund der petrographischen Analysen von MEYER (1977, p. 69–83 und Beilage 6) ergeben sich bezüglich der E-Grenze der Phyllonite (diaphthoritische Quarzphyllite) kleine Abweichungen vom bisherigen Kartenbild (EXNER 1954, Tafel I).

Ich möchte betonen, daß die Hervorhebung des Areal der Diaphthoritzone auf der geologischen Karte 1 : 50.000 schon sinnvoll ist und dem gesamten Erscheinungsbild in der Natur entspricht, wenn auch die „Grenzlinie“ zwischen diaphthoritischem Quarzphyllit und Granatglimmerschiefer im einzelnen diskutierbar bleibt. Das große Verdienst von Herrn Dr. MEYER besteht meines Erachtens darin, daß der auf seiner geologischen Karte 1 : 10.000 den tatsächlichen „Fleckerlteppich“ aufgezeigt hat, der infolge kräftigerer und schwächerer Diaphthorose an inkompetenten und kompetenten Lagen in der Diaphthoritzone und an deren Oberrand entstanden ist.

## 6. Kristallin der Ostalpinen Decke

Darüber wurde in einer eigenen Arbeit berichtet (EXNER 1980). Auf Kartenblatt Spittal/Drau wurde die Lieserbogen-Gebirgsgruppe mit Teilen des nördlichen Tschiernockgebietes von EXNER, der Tschiernock und der Raum um Lieserhofen von MEYER (1977)

untersucht. Zu ergänzen sind im folgenden einige Beobachtungen, die ich an der Deckkappe des Kristallins der Ostalpinen Decke im Ebenwald zwischen Malta- und Radltal anstellte.

Über dem diaphthoritischen Quarzphyllit lagert flach die Erosionsrest-Kappe aus diaphthoritischen Glimmerschiefern, welche den Rücken des Ebenwaldes zwischen Sonnühel und Großhattenberg aufbaut. Sie zeichnen sich durch Granat, Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit (5 mm) und durch große Muskovitschuppen (20 mm) aus. Sie enthalten aplitisch-pegmatitische Injektionen (Karrenweg 300 m südwestlich Ambros). Die Lineation streicht vorwiegend ENE, analog zur benachbarten Lieserbogen-Gebirgsgruppe.

Eine Probe vom Güterweg östlich Sonnühel besteht aus diaphthoritischem Glimmerschiefer mit Pseudomorphosen von Chlorit nach Biotit. Megaskopisch hellgrau, braun angewittert. 8 mm großer Hellglimmer. Unter dem Mikroskop sieht man Spitzfalten des Hellglimmers, Chlorit-Aggregate nach Biotit, xenomorphen Quarz und Opazit. Ferner: Albit (Plag I, xenomorph) und Turmalin (Zonenbau mit blauem Kern und gelbgrüner Hülle).

Innerhalb des diaphthoritischen Quarzphyllits steckt eine Scholle von diaphthoritischem Granatglimmerschiefer. Sie ist an der tiefsten Kehre des Güterweges von Aich zum Rabenwald als grauer, recht kompakter ebenflächiger Schiefer mit 5 mm großem Granat und 6 mm großem Hellglimmer aufgeschlossen.

Hauptgemengteile: Hellglimmer (liegende Falten, parakinematische Kristallisation). Chlorit (farblose kleinblättrige Aggregate). Quarz (xenomorph). Opazit.

Ferner: Granat. Albit (mit Einschlußzügen opaker Substanz). Turmalin.

## 7. Strukturen und Großtektonik

Tafel 2 zeigt die schwach geneigten s-Flächen des Göß-Domes mit schwebender Lagerung der Granatglimmerschiefer (Draxelserie) am Klampferer Köpfl. Die Lineationen des Göß-Domes neigen sich flach nach SE, nehmen in der Reißeckgruppe horizontale Lagerung an und neigen sich im oberen Abschnitt des Gößtales flach nach NW, solcher Art die Domstruktur dieses tiefsten tektonischen Körpers der östlichen Hohen Tauern anzeigend.

Das Umschwenken der NW streichenden Lineation des Göß-Domes zu den N-S streichenden Lineationen der Querstruktur Schönangerkar-Hochalmspitze (E-Rand der Mallnitzer Querstruktur) vollzieht sich im Gneis allmählich, jedoch an der Gesteinsgrenze zwischen kompetentem Orthogneis und auflagernden bildsamen Amphiboliten, Paragneisen und Bändergneisen des Alten Daches lokal auch disharmonisch. Ein Beispiel dafür liefert der Granitgneis des Göß-Kernes auf der Schwalbenhöhe, welcher die Göß-Struktur bewahrt (Lineation: 124/10 NW), während die auflagernden Amphibolite am Ritterspitze-NW-Grat mit 20 bis 30 m hohen Falten bereits der Hochalm-Querstruktur gehorchen (Faltenachse: 15/18 S). Die Querstruktur selbst hat DEMMER im Schönangerkar und oberstem Riekkental sorgfältig kartiert (bisher unpubliziert).

Durch meine Auffindung der Draxelserie (Granatglimmerschiefer) auch südlich des Gößtales am Gipfel der Tandlspitze mit Abtauchen bis in die Tiefe des Maltatales nordwestlich Schlatzing, ist der Göß-Dom nun deutlich nach oben abgegrenzt. Zugleich stellt sich das mittlere und untere Gößtal als Antiklinaltal dar mit vorherrschendem N-Fallen der s-Flächen an der N-Flanke und S-Fallen an der S-Flanke des Tales.

Das alte Problem der E-Fortsetzung der Draxelserie konnte durch meine Kartierung bei der Schlüsselhütte geklärt werden, wo sie hoch über dem Maltatal störungsfrei durchstreicht. Tonalitgneisdecke und Hochalm-Granitgneis trennen die Draxelserie von der tektonisch viel höher befindlichen Silbereckserie.

Der S-konkave Halbmond des geologischen Kartenbildes der Tonalitgneisdecke dürfte durch Abscherung des S-Teiles der Tonalitgneisdecke über dem Göß-Dom zustande gekommen sein. Bemerkenswert ist auch der migmatische Kontakt der Tonalitgneisdecke zum unterlagernden Granatglimmerschiefer der Draxelserie. Das Ganze erinnert sehr an die halbmondförmige Romatedecke (Granosyenitgneis) des Gasteiner Gebietes, welche ebenfalls einem, von Glimmerschiefer (Woischen-Seebach-Schiefer) bedeckten Granitgneisdom (Hölltor-Kern) mit migmatischem Kontakt aufliegt. Ein großer Fortschritt ist es jedenfalls, daß die Tonalitgneisdecke nun kartiert ist, bzw. daß wir nun auch genau wissen, daß sie im S des Göß-Domes fehlt. Dort treten in ihrer Position stellenweise Amphibolite auf (Tandels Auge, Basis des Bärennockes).

Der Granitgneis des Roten Nockes bildet seiner tektonischen Position nach die Fortsetzung des Hochalm-Granitgneises südlich des Gößtales. Er erreicht das Maltatal bei Schlatzing. Seine Fortsetzung im Bereich des Radl- und Reinitztales ist noch fraglich.

Meinen hartnäckigen Bemühungen gelang es, in den Steilflanken nördlich der Malta über der Rödernwand Teilstücke des modellförmig durchziehenden Kalkmarmors und Bündnerschiefers der Silbereckserie aufzufinden. Ein wichtiges negatives Ergebnis besteht darin, daß durch meine Begehungen der entsprechenden Grate südlich des Maltatales bis zum Reinitzer Sonnblick und damit bis zum Mölltal eindeutig erwiesen ist, daß Kalkmarmor und Bündnerschiefer als Fortsetzung der Silbereckserie südlich des Maltatales fehlen. Statt dessen fand ich in ähnlicher tektonischer Position, nämlich an der Basis der Storzserie Granatglimmerschiefer und Glimmerschiefer (Roter Nock, Roßkopf und Reinitzer Sonnblick) vom Typus der zentralen Schieferhülle. Es wird in Zukunft zu prüfen sein, ob die Granatglimmerschiefer des Reinitzer Sonnblicks (150 m mächtig!) nach NW in die Reißbeckgruppe fortsetzen.

Die Storzserie zieht, wie schon seit Jahrzehnten bekannt, südlich des Maltatales zum Mölltal und schwenkt in die Mallnitzer Querstruktur ein, baut den Gipfel des Ankogels auf und hebt in den Schwarzhörnern über den Glimmerschiefern der zentralen Schieferhülle (Seebachschiefer) nach NNE in die Luft aus. Südlich des Maltatales fand ich in der Storzserie einige bemerkenswerte Detailkörper: Quarzdioritgneis des westlichen Bartelmannes als ein petrographisches Mittelding zwischen Amphibolit und Tonalitgneis; Ultrabasite und verhältnismäßig große Granitgneiskörper (Gmeineck – östlicher Bartelmann). Die Kareckserie ließ sich auf Blatt Spittal/Drau bis ins Radltal verfolgen.

Die Strukturen all dieser, dem Göß-Dom auflagernden Gneisserien machen in großer Regelmäßigkeit die Walztektonik des Göß-Domes konform mit. Es herrschen mittelsteil (25 bis 35 °) nach SE tauchende Lineationen und ein umlaufendes Streichen der s-Flächen. Die schon früher erkannte (EXNER 1954), regelmäßig auch SE eintauchende B-tektonische Großwalze am SE-Ende der Hohen Tauern hat sich durch zusätzliche neue Messungen voll bestätigt. Mitunter treten jüngere Überprägungen um N-S Achsen auf (Tafel 2). Niemals erreichen sie im vorliegenden Raum der Storzserie um Gmünd solches Ausmaß wie in der Storzserie auf Blatt Muhr („Muhrbögen“, EXNER 1971 a, p. 29, Tafel 3).

Die Storzserie zeigt petrographische und tektonische Analogien mit der Feldwand-Gneislamelle in der Mallnitzer Mulde, mit der Neubau-Gneislamelle der Sonnblickgruppe und mit den Riffeldecken der mittleren Hohen Tauern.

Ein wesentliches Ergebnis der vereinigten Untersuchungen von EXNER, MEYER und NOWOTNY ist die durch zahlreiche neue Detailbeobachtungen bestätigte Seriengliederung der peripheren Schieferhülle längs des E-Endes der Hohen Tauern zwischen Mur- und Drautal. Ein interessanter zukünftiger Aufgabenbereich wird die Untersuchung der Einlenkung dieser Serien in die Schichtglieder der peripheren Schieferhülle des Mölltales sein. Das vorzügliche Gelegenheitsprofil (vergänglicher Bau-Aufschluß der Abb. 7) gibt einen Vorgeschmack darauf.

Durch die gemeinsamen Untersuchungen in der Katschbergzone zwischen St. Michael im Lungau und Lendorf im Drautal konnte die Einheitlichkeit des Rahmens längs des Tauern-E-Randes und seine Ähnlichkeit mit der Tauern-N-Rahmenzone und mit der Matreier Zone detailliert nachgewiesen werden: Fuscher Phyllit, Serpentine, permomesozoische Schollen, unterostalpinen Altpaläozoikum und Diaphthorite.

Die Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite und kleinen Orthogneiskörper der auflagernden Ostalpinen Decke haben voralpidische Strukturen bewahrt: Vorwiegend NE-streichende Faltenachsen und Lineationen in der Lieserbogen-Gebirgsgruppe, übergehend zu N-S Achsen in Teilbereichen des Lungaus. Strukturelle Anpassungen an die Tauern-Walze zeigen sich in den Diaphthoriten am Rande zum Tauernfenster.

Spätalpidisch bis neotektonisch und rezent spielen sich in der Katschbergzone N-S streichende Störungen ab, die in ihrer Gesamtheit auch als die geologisch junge Störung der „Katschberglinie“ zusammengefaßt werden. Die altpaläozoischen Katschberg-Quarzphyllite und die diaphthoritischen Quarzphyllite bilden eine mechanische Schwächezone (Pufferzone) zwischen mehr kompetenten Widerlagern im W (Tauernkuppel) und im E (Kristallinmasse der Ostalpinen Decke). Auswirkungen dieses mechanischen Verhaltens sind die jungen Knitterungen mit N-S streichender Faltenachse (THIELE 1960, p. A 86), die den älteren SE-streichenden Haupt-Lineationen aufgeprägt sind. Z. B. im Katschberg-Quarzphyllit auf der Katschberghöhe: Achse alt (Elongation des Serizits): 140/40 NW; Achse jung (Knitterung): 10/21 S. Weit verbreitetes aberrantes W-Fallen des Quarzphyllits (z. B. auf der Katschberghöhe: s: N-S/55 W). Zahlreiche N-S streichende Mylonit- und Ultramylonitzonen sowie Mineralquellen, Erdbeben etc.

Während des Autobahnbaues waren die Klüfte der Mölltal-Störung im turmalinreichen Granatglimmerschiefer, Paragneis, Amphibolit, Augengranitgneis und Pegmatit der Ostalpinen Decke des Millstätter Seerückens großflächig aufgeschlossen. Sie streichen 110 bis 145° und fallen 55 bis 65° SW. Nördlich der Möll besichtigte ich sie unter der Führung von Herrn Dr. HERZOG an der Autobahnbaustelle zwischen SH. 585 m (oberhalb Zgurn) und SH. 615 m (südlich Wolfsbergtunnel). Klufftmylonit und über mehrere 100 m Länge und bis 6 m Höhe aufgeschlossene Kluffflächen waren von gut polierten Harnischen mit rekristallisiertem Chlorit überzogen.

Junge N-S streichende Störungen versetzen den Pegmatit im Autobahn-Anschnitt südlich des Seebaches (Ausfluß des Millstätter Sees).

Altbekannt ist die junge Störungslinie, die durch das Reinitztal über die Roßalmscharte zu den Mühldorfer Seen streicht. Von ihr spaltet die junge Störung ab, die durch die Scharre südöstlich des Roßkopfes (3 m mächtiger Ultramylonit, Tafel 6 A, Signatur 20) durch

den Grünsee und den kleinen See östlich des Grünsees zur Rinne im Schwalbenfeld streicht, welche in SH. 2145 m Kluftmylonit mit 4 m Mächtigkeit aufschließt.

Das auffallend geradlinige untere Maltatal verläuft parallel zum Reinitztal und folgt wohl auch einer jungen Zerrüttungszone (TOLLMANN 1977, p. 319). Jeden verhüllten mächtigen Alluvionen entsprechende Aufschlüsse.

## 8. Tertiär

Die Lage des einstigen Stollens auf Braunkohle im Almbereich des Laußnitztales östlich Rennweg (STABER 1933, p. 109) läßt sich auf Grund der Beschaffenheit des Geländes mit einiger Wahrscheinlichkeit kartieren: Gehängeknick auf Almwiese südlich des Laußnitzbaches, SH. 1670 m, 350 m ö. P. 1628. Nahe davon beobachtete ich im Juli 1965 im Anschnitt des damals neuen Güterweges horizontal geschichteten sandigen Lehm mit 1 cm dicken Kohleschmitzen. Im selben Jahre bestätigte mir der Tschapelbauer am Frankenberg, daß besagter Stollen, vor dem I. Weltkrieg getrieben, einige m lang war und daß man mitunter Kohlestücke im Bett des Laußnitzbaches findet.

## 9. Quartär

### 9.1 Das Eisstromnetz der Hauptvereisungen

Auf Grund der Funde erratischer Blöcke lassen sich Angaben bezüglich der Mindesthöhe des Eisstromnetzes der Hauptvereisungen (wahrscheinlich hauptsächlich Würm) machen: Im Katschberggebiet SH. 1980 m (siehe EXNER 1971 a, p. 113). Im Gebiet der Torscharte SH. 2000 m. Sehr auffallender Weise fehlen dort über SH. 2000 m Erratika zwischen Gmeinalm und Torscharte, obwohl das flache Gelände für die Bewahrung solcher Blöcke durchaus geeignet gewesen wäre. Linker Hang des Maltatales SH. 1970 m. Diese Höhe ist exakt beobachtbar am breiten Bergkamm Eck – Moosstritzen. Der Kamm ist nämlich bis zu dieser Höhe recht dicht bestreut mit gerundeten Blöcken aus Kerngneis (Tauern-Granit- und Granodioritgneis und Tauern-Tonalitgneis) bis 2 m Durchmesser. Über SH. 1970 m fehlen diese Blöcke. Rechter Hang des Maltatales SH. 1840 m Auch hier kann die Obergrenze der Erratika am breiten Kamm der Dornbacher Wiesen recht exakt beobachtet werden. Der höchste Kerngneisblock hat 3,5 m Durchmesser und liegt auf der kleinen Ebenheit am Kamm in SH. 1840 m, 400 m ssö. P. 1938. Rechte Flanke des Liesertales SH. 1850 m. Bis zu dieser Obergrenze reichen die 3 m großen Kerngneisblöcke bei der Bergfriedhütte. Darüber folgt Lokalmoräne des Stoderkares (Beobachtung auf gemeinsamer Begehung mit Herrn Dr. J. MEYER im September 1976). Im Kar südwestlich Steinkopf reichen die Kerngneis-Erratika bis 1800 m SH. (EXNER 1954, p. 31), am Hummelkopf bis 1910 m SH. (– die höchsten Blöcke befinden sich 20 m unter dem Gipfel –) und am Plankogel bis 1790 m. An den Hängen des Liesertales zwischen Rennweg und Lieserhofen beobachtete ich Erratika im Bereich der Laußnitzhöhe (östlich Rennweg) in SH. 1700 m (Oberkarbon-Konglomerat als fremde Blöcke auf Glimmerschiefer und Paragneis) und am Weganschnitt Hansbaueralm – Schlafkogel (südwestlich Tschiernock) in SH. 1650 m (Radentheiner Hornblendegarbenschiefer als 1 m große fremde Blöcke auf Glimmerschiefer und Paragneis). An der linken Flanke des Mölltales fand ich die höchsten erratischen Kerngneisblöcke am Labigen Köpfl (bei Obervellach) in SH. 1930 m.

Die Beobachtungswerte der höchstgelegenen erratischen Blöcke passen also recht gut zusammen und erweisen, daß das Eisstromnetz bis ca. 2000 m Seehöhe hinaufgereicht hat. Das entspricht einer Dicke des Möllgletschers von ca. 1300 m bei Obervellach und einer Dicke des vereinigten Lieser-Malta-Gletschers von ca. 1250 m bei Gmünd. Die "Nockfläche" mit durchschnittlich 2000 m SH. war von einem Eispanzer bedeckt.

A. PENCK (1909, p. 1072, 1121) beobachtete die höchsten Erratika im Katschberggebiet in SH. 2000 m (am Tschaneck, heute nicht mehr dort auffindbar!) und im Tschiernockgebiet in SH. 1600 m. Beide Werte fügen sich gut meinen Beobachtungen ein. Nicht folgen möchte ich dem verewigten Meister A. PENCK bezüglich seiner Vermutung, daß das Eisstromnetz am Kamm zwischen Tschaneck und Kareck (Katschberggebiet) auf Grund der Morphologie, aber ohne Erratika, bis SH. 2200 m hinaufgereicht hätte. Hier handelt es sich meines Erachtens einfach um die typische Schieferhülle-Morphologie wie auch andernorts oberhalb der Erratika-Grenze (obere Dornbacher Wiesen u. a.) mit ihrem Kontrast zur Gneis-Morphologie darüber. Hingegen stimmt die von A. PENCK bei Obervellach nur geomorphologisch vermutete Oberfläche des Eisstromnetzes in SH. 1900 m ausgezeichnet mit meiner Beobachtung der Erratika am Labigen Köpfl (SH. 1930 m) überein.

Die bekannten morphologischen meridionalen Längsrippen und Längsfurchen im Verein mit Moräne und Erratika (Kerngneis und Grobkornamphibolit), die am Katschberg überaus deutlich den Eisüberstrom in meridionaler Richtung zwischen Mur- und Liesergletscher zeigen (A. PENCK l.c.), fand ich in analoger Ausbildung auch wieder mit den charakteristischen Grobkornamphibolit-Erratika (Storzserie) am Sattel bei Oberburgstallberg, 7,5 km südlich des Katschberges. Der Sattel bei Oberburgstallberg befindet sich in SH. 1465 m, 200 m wnw. P. 1494. Damit ist die meridionale Richtung des Eisstromes auch noch 7,5 km südlich des Katschberges erwiesen.

Südlich des Sattels von Oberburgstallberg enthalten die weiträumigen Grundmoränen der Lieserbogengebirgsgruppe sehr reichlich erratische Blöcke aus dem Maltatal, welche anzeigen, daß der Eisstrom aus dem Maltatal sich hier nach E bewegte. Es handelt sich um 3 m große Tonalit- und Granodioritgneisblöcke aus dem Maltatal auf fremder Unterlage (Staurolithglimmerschiefer) am Sonnberg, Moosfalter und Heitzelsberg. Serpentin-Erratika finden sich im Heitzelsberger Wald.

Wahrhaft imponierend stellt sich die Anhäufung von erratischen Kerngneisblöcken am Ausgang des Malta- und Radltales dar. Maltaberg bis Fahnenbichel, Ebenwald, Klein- und Großhattenberg und die Radltal-S-Flanke werden von gewaltigen Kerngneis-Blockanhäufungen des sich hier verbreiternden und gestauten Malta- und Radl-Eisstromes überdeckt. In diesen Gebieten liegen die gerundeten Granit-, Granodiorit- und Tonalitgneisblöcke mit häufig 3 bis 4 m Durchmesser dicht beisammen. Blöcke mit 6 m Durchmesser dieser Kerngneis-Erratika beobachtete ich am Maltaberg in SH. 1600 m, im Ebenwald in SH. 1390 m und neben dem Güterweg zur Pfannalm (S-Flanke des Radltales). Auffallend selten trifft man Erratika aus den Tauern am linken Hang des Liesertales östlich Gmünd. Hier drückte offensichtlich erfolgreich der Eisstrom aus dem Nockgebiet gegen das Malta-Eis.

## 9.2 Spätglaziale Haltestadien und Terrassensedimente

Die gut ausgebildeten Haltestadien während des Rückzuges des Maltagletschers bei der Ortschaft Malta hat schon BECKE (1909 b, p. 211–212) notiert. Der äußere Endmoränenwall zieht von Hilpersdorf nach Schloß Dornbach, wo er 20 m hoch ist. Der innere Wall zieht von Burgruine Feistritz über die gleichnamige Ortschaft bis Schlatzing und wird von der Maltaschlucht durchsägt. Ein vorzüglich erhaltener Endmoränenwall des Gößgletschers befindet sich beiderseits des Gößbaches an der Oberkante der Talstufe

der Gößfälle. Links des Baches erreicht der Endmoränenwall 30 m Höhe. Am Maltaberg riegelt ein mächtiger Endmoränenwall das Faschauntal ab. Er befindet sich in SH. 1630 m, nordöstlich P. 1608. Die genannten Endmoränenwälle dürften etwa den Steinach/Gschnitz-Stadien entsprechen.

Die Daun-Endmoränen sind deutlich gegen das Innere des Gebirges abgesetzt und zieren beinahe jede Karschwelle. Z. B. in der Faschaun die Endmoräne usw. Gmeinalm, im Schönangerkar der Wall in SH. 1930 m, im Kessel des Radltales der Wall in SH. 1775 m, im Reinitztal der 50 m hohe Endmoränenwall an der Talstufe in SH. 1940 m und im Stoder-SE-Kar in SH. 2000 m mit dem für viele Daunmoränen charakteristischen Bergsturzblockwerk.

Zu den auffälligsten quartären Bildungen des Liesertales zwischen Rennweg und Lieserhofen und im unteren Maltatal zwischen Malta und Gmünd gehören die spätglazialen Terrassensedimente (BECKE 1909 b, p. 212; LUCERNA 1933, p. 264–266, 278–280; LICHTENBERGER 1953, p. 410–413; NAGL 1967, p. 156–160). Neben den schon bekannten Vorkommen habe ich mich vor allem bemüht, die Vorkommen der Terrassensedimente am W-Hang der Lieser zwischen Rennweg und Gmünd zu kartieren, so daß nun eine Übersicht dieser Bildungen im gesamten Bereich des Lieser- und Maltatales ermöglicht wird.

Charakteristisch für die Terrassensedimente des Lieser- und Maltatales sind ihre örtliche Auflagerung auf Würm-Grundmoräne, ihre durch Staukörper (Toteis, Moränen und Schuttkegel) bedingte wechselnde Höhenlage und Sedimentausbildung (verhältnismäßig wohlsortierte Sande und Kiese lakustrischer Deltaschüttung, grobblockige Wildbachkegel und lehmig-sandiger Hangschutt) und ihre Anlagerung an die vermutliche Gschnitz-Endmoräne (Feistritz-Schlatzing). So dürfte auch ihre Entstehung, die für sich wieder im einzelnen eine wechselvolle und lange andauernde Talgeschichte nach Zerfall des zusammenhängenden Eisstromnetzes darstellt, etwa in das Gschnitzstadium einzustufen sein.

Zahlreiche Sand- und Kiesgruben sowie die Großaufschlüsse während des Baues der Autobahn in den vergangenen letzten Jahren vermitteln recht guten Einblick in den Aufbau der Terrassensedimente. Einige Notizen, von N nach S fortschreitend, seien kurz wiedergegeben:

Oberhalb Rennweg reichen die Terrassensedimente von St. Peter (modellförmige Kies-Terrasse in SH. 1220 m) und vom Katschbergtunnel-S-Portal bis zur verwaschenen Moräne von Abwerz. Den Terrassensedimenten kann man wohl auch die von NAGL (l.c.) untersuchten St. Georgener Schwemmfächer (Gschnitz) zuordnen, wenn sie auch petrographisch anders zusammengesetzt sind, da sie im Gegensatz zu den Kiesen von St. Peter aus Schluff, Sand und Wildbachschutt bestehen. Dieser setzt sich aus eckigem und schlecht gerundetem Granatglimmerschiefer der Ostalpinen Decke zusammen. Im September 1973 waren 20 m hohe Profile während des Autobahnbaues vorzüglich auf weiter Strecke im Bereich Oberdorf – St. Georgen – Aschbach einsehbar.

Die Kiese von St. Peter setzen westlich Rennweg zu der Kies-Terrasse südlich Krangl in SH. 1180 m fort. Südöstlich Rennweg leiten Terrassenreste südlich Aschbach zu der kleinen, aber gut ausgeprägten Sand- und Kies-Terrasse östlich Rauchenkatsch hin (Oberkante der Terrasse in SH. 1180 m unter dem Schifer-Bauern).

Westlich der Lieser zwischen Rauchenkatsch und Gmünd treten Terrassensedimente in zahlreichen Erosionsrelikten auf und nehmen recht unterschiedliche Höhenlagen ein:

Wohlgeschichtete Kiese (ostalpinen Kristallin), Sand und Schluff an der Güterstraße St. Nikolei – Unterburgstallberg lagern in SH. 1155 m auf Würm-Grundmoräne, die bei Unterburgstallberg und Kleindienst gut aufgeschlossen ist.

Auch südlich des Burgstallbaches liegen die gut geschichteten Sande und Kiese, die aus Kristallin der Ostalpinen Decke bestehen, in SH. 1180 m (unter dem Loidl-Bauern) auf Würm-Grundmoräne. Diese Moräne findet man an der windungsreichen Straße südwestlich Kremsbrücke mehrfach aufgeschlossen.

Im Steilhang unterhalb Pleßnitz blieb nur 0,5 m mächtiger Kies über Würm-Grundmoräne in SH. 1070 m (an der Straße 600 m nordöstlich Kirche Pleßnitz) erhalten.

Auf Terrassensedimenten steht die Ortschaft Densdorf mit Oberkante der Terrasse in SH. 1080 m. Kreuzgeschichtete Kiese (vorwiegend Kristallin der Ostalpinen Decke) und Sande erschließt die 12 m hohe Kiesgrube in SH. 950 m (an der Straße unter Straßer-Bauern).

Westlich Eisentratten beteiligen sich nördlich des Drehbaches Tonalit- und Granitgneis aus dem Maltatal nebst Granatglimmerschiefer, Oberkarbon-Konglomerat und Kalk der Ostalpinen Decke am Aufbau der Kiese, die in Wechsellagerung mit Sanden subhorizontale Schrägschichtung in SH. 980 m aufweisen. Die Oberkante der Terrasse liegt in SH. 1000 m.

Südlich des Drehtales beginnt bei Kreuzlach der 120 m mächtige Schotter- und Sandkörper von Treffenboden, Gmünd, Hilpersdorf, Dornbach, Oberbuch, Unterbuch und Perau. Auch er liegt, wie LICHTENBERGER (1953, p. 412) unterhalb Perau feststellte, auf Würm-Grundmoräne. Die zahlreichen Sand-Kies-Gruben haben sich während des Autobahnbaues zu Großaufschlüssen erweitert. Die Zusammensetzung der Kiese entspricht der genannten Mischung von Material aus den Tauern und aus der Ostalpinen Decke. Die Kies- und Sandlagen fallen im Umkreis von Gmünd mittelsteil mit Kreuzschichtung nach S. Die Oberkante der Terrasse liegt bei Oberkreuzlach in 985 m und bei Oberbuch in 960 m SH. Es dürfte sich um Deltaschüttung in einen natürlichen Stausee handeln, wobei die Schüttung von N aus dem Bereich des Liesertales erfolgte. Die Unterkante der Terrassensedimente befindet sich an der alten Straße ("Römerstraße") nordöstlich Unterkreuzlach in SH. 885 m und bei Gmünd in SH. 800 m (Kalvarienberg und Gries). Der Sockel des Deltas ist somit recht steil.

Vom Treffenboden bis Hilpersdorf im Maltatal neigt sich die Oberkante der Terrassensedimente interessanter Weise taleinwärts. Das hat schon LUCERNA (1933, p. 265) beobachtet und man kann sich von dieser Tatsache durch Betrachtung der Landschaft vom gegenüberliegenden Hattenberg vortrefflich überzeugen. Auch die geologische Detailkartierung erweist diese zunächst paradox erscheinende Beobachtung, die sich aber durch die Abdachung des Deltakegels vom Lieser- in Richtung Maltatal ganz natürlich erklären läßt (LUCERNA l.c.). Die Oberkante der Terrasse senkt sich von Kreuzlach (SH. 985 m) zum Treffenboden (SH. 900 m), zum Bauernhaus 400 m südöstlich Turner (SH. 870 m), zur Straße Turner – Krainberg (SH. 860 m), bis Hilpersdorf (830 m).

Taleinwärts ins Maltatal reichen die Terrassensedimente bis zum Endmoränenwall Feistriz – Schlatzing (vermutliches Gschnitz-Stadium). An der W-Flanke des Maltatales bleiben die Ferchenhof-Terrasse und die Erosionsreste bei Dornbach und Saps erhalten.

Die Terrassensedimente zwischen Gmünd und Lieserhofen wurden bezüglich der Höhenlage der Terrassenoberkante schon von LICHTENBERGER (1953, p. 11, Abb. 2) im Längsprofil dargestellt, wobei sich eine flache Neigung der Terrassenoberkante in süd-

licher Richtung ergibt. Auch fand LICHTENBERGER (1953, p. 407) Grundmoräne unter den Schottern von Pirk-Unterhaus an der E-Flanke des Liesertales. An der W-Flanke zeigte mir Herr Baurat Dr. HERZOG während des Autobahnbaues nördlich Lieserhofen einen entsprechenden Aufschluß (400 m südlich Kreuz Steinbrugger) mit 5 bis 10 m mächtiger Würm-Grundmoräne über dem Fels (Glimmerschiefer der Ostalpinen Decke), darüber Schluff und darüber Kies und Sand der Terrassensedimente.

Petrographisch handelt es sich bei den Kiesvorkommen Rubenthaler und südlich Rachenbach (Grube des Bauern "Jassing") um Lokalschutt aus den angrenzenden Hohen Tauern mit viel Kerngneis und Serpentinitt des Serpentinittkörpers vom Ebenwald. Die Obergrenze der Terrasse bei Rubenthaler befindet sich in SH. 865 m, die bei "Jassing" südlich des Rachenbaches in SH. 845 m

Die Kiesvorkommen Rubenthaler und südlich Rachenbach zeigen subhorizontale bis 20° nach SE geneigte, kreuzgeschichtete Kies- und Sandlagen in 30 bis 45 m hohen Aufschlüssen mit eingelagerten Geschieben von Kerngneis und massenhaft grobem Blockwerk aus Serpentinitt vom nahe befindlichen Serpentinittkörper des Ebenwaldes. Die Terrasse des Rubenthalers endet nordwestlich des gleichnamigen Bauernhofes an einer verwaschenen Moräne, welche der Gschnitz-Endmoräne des Radlgletschers entsprechen dürfte.

Abschließend kann gesagt werden, daß sicherlich viele interessante geologische Fragen bezüglich der Terrassensedimente des Lieser- und Maltatales offenbleiben, ganz besonders die Frage nach den Staukörpern, welche eventuell von örtlichen Toteisbarrieren der zerfallenden Möll-Drau- und Liesergletscher geliefert wurden. Es erhebt sich auch die Frage, ob die Höhendifferenz der Oberkante der Terrassensedimente zwischen SH. 1220 m (St. Peter bei Rennweg) und SH. 845 m (nördlich Lieserhofen) durch vertikale Erdkrustenbewegungen post-Gschnitz mitbedingt seien?

### **9.3 Trümmergrat, Bergstürze, Bergzerreißung, hangparallele Plattenabsonderung**

Zwei Trümmergrate auf Kartenblatt Spital/Drau bestehen aus Tonalitgneis, der durch Übersteilung der Hänge über der nur schwach geneigten Glimmerschiefer-Unterlage in sich zusammengesunken ist. Wegen der flachen Unterlage rutschte er nicht ins Tal ab, sondern blieb an Ort und Stelle als gewaltige grobblockige Trümmermasse liegen und bildet auch heute noch als Grat die betreffende Wasserscheide. Der eine setzt den 1,2 km langen Grat mit dem Gipfel SH. 2345 m, 900 m östlich Draxelnock zusammen. Der andere baut den Hochalmkarspitz-S-Grat zwischen SH. 2435 und 2600 m auf.

Ein Trümmergrat im Bändergneis des Alten Daches des Göß-Kernes befindet sich, bedingt durch Unterschneidung bei flach geneigter Lagerung, am Kamm Brandwald – Tandls Auge in SH. 1800 m.

Aus Granatglimmerschiefer besteht der Trümmer-Rücken zwischen Klampferer Köpfl und Köpfl Jagdhütte, ebenfalls durch Übersteilung der Hänge zum Malta- und Gößtal bei annähernd söhlicher Lagerung des Granatglimmerschiefers zusammengebrochen, ohne in Form eines Bergsturzes abzurutschen.

Von den zahlreichen Bergsturzgebieten auf Blatt Spittal/Drau seien hier nur im Gößtal der Bergsturz Reitermaiß (postglazial, Blockwerk bis 15 m Durchmesser aus Bändergneis und Granatglimmerschiefer, P. 1497), im Maltatal die Bergstürze Brandwald (postglazial, P. 1332), Kohlschlagwald, Brochendorf, im Reinitztal an der Sonnblick-S-

Flanke (Serpentinit) und im Liesertal bei Oberallach (Autobahn) erwähnt. Hier führte mich im September 1973 Herr Kollege Dr. HERZOG. Der Hangrutsch am W-Ufer der Lieser bei Brücke 670 ist 400 m hoch, postglazial und beinhaltet Felsschollen bis 40 m Durchmesser und Bergsturzblockwerk, das durch Kalksinter zu einer Gehängebreccie verkittet wurde. 300 m ssw. Brücke 690 sind dem Quarzphyllit des Hangrutsches auch schwarze tonige, bei Wasseraufnahme quellende Ultramylonite beigemischt.

Miterlebt habe ich die Vorgänge rund um den Bergsturz vom 15. August 1975 bei Rauchenkatsch. Der Abriß erfolgte längs Klüften des SE-fallenden Glimmerschiefers der Ostalpinen Decke und zwar in der W-Flanke des Liesertales, 250 Höhenmeter über dem Fluß, 150 m westlich Brücke 1025. Der Fels ist dort oben von der Grundmoräne (Würm) des Burgstallberges bedeckt, welche mitgerissen wurde. Die Gleitbahn des Bergsturzes war durch eine Bachschlucht vorgezeichnet, welche annähernd senkrecht zur Lieser verläuft. Trotz der gewaltigen Kubatur des Bergsturzes, blieb dieser im wesentlichen auf das Gebiet der Nebenschlucht und auf das Bett der Lieser beschränkt. Am Tage des Bergsturzes fiel schwacher Regen, während vorher eine sommerliche Trockenperiode herrschte.

Der unmittelbare Schaden des gewaltigen Naturereignisses war verhältnismäßig gering. Bundesstraße, Brücke (P. 1025) und Felsenkapelle südlich der Brücke blieben erhalten. Es stürzten nur einige Blöcke auf die Bundesstraße, wobei niemand verletzt wurde.

Der mittelbare Schaden war allerdings beträchtlich. Aus Sicherheitsgründen wurde eine neue Trasse für die Bundesstraße angelegt, ein Erddamm und eine Pionierbrücke errichtet und der Straßenverkehr erst anfangs September 1975 wieder freigegeben.

Bergzerreißungsspalten (Vorbereitung künftiger Bergstürze) beobachtete ich auf Blatt Spittal/Drau an der Klampferer Köpfel-SE-Flanke, (Granatglimmerschiefer), wobei sich ein Auseinanderreißen der schmalen und steilen Bergleiste zwischen Malta- und Gößtal anbahnt. Die E-Flanke des Maltatales über der Rödernwand wird am Gesimse in SH. 1490 m (Kalkmarmor der Silbereckserie), südwestlich unter dem Ahorner von tiefen hangparallelen Spalten zerrissen. Charakteristisch sind wiederum wie auch andernorts in den Hohen Tauern mehrere 100 m lange hangparallele Bergzerreißungsspalten an den Isoklinalhängen der Kalkschiefer der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle: Am Kamm der Dornbacher Wiesen nordwestlich P. 1938 bezeichnen die Einheimischen diese Spalten als "Heidengräber". Sie finden sich auch im Kalkschiefer zwischen Schloß Dornbach und Pirkhütte in SH. 1390 m. Andere befinden sich an der Oberkante des Serpentin-Bergsturzgebietes in SH. 1350 m, 1,5 km wsw. Brochendorf. Im Gebiet des Radltales gibt es im Gneis in SH. 1410 m, nördlich P. 1484 hangparallele Bergzerreißungsspalten von 8 m Tiefe.

Hangparallele Plattenabsonderung beobachtet man in massigen Gneisen des Göß- und Radltales: Z. B. Gößtal-Nordflanke bei Reitermaiß (Granodiorit- und Granitgneis), Wasserfallschlucht unter dem Schönangersee (Zweiglimmergranitgneis) und W-Wand des Kessels im Radltal (Granitgneis).

#### **9.4 Postglaziale Erosion, Alluvionen, Hochwasserkatastrophen**

Das Ausmaß der postglazialen Erosion kann besonders gut im Liesertal zwischen Gmünd und Lieserhofen studiert werden. Nach Gschnitz erfolgte die Erosion in den Terrassensedimenten, in deren basaler Würm-Moräne und im darunter befindlichen Fels der heute engen und wilden Lieserschluft. Die alte Straße ("Römerstraße") und die Auto-

bahn nutzen zum Teil das bereits Ausräumungsgelände in den Terrassensedimenten, während die Bundesstraße der postglazialen Felsschlucht folgt. Die postglaziale Erosion beträgt im Fels nördlich Lieserhofen 40 bis 80 m.

Von Interesse wäre die Kenntnis der Mächtigkeit der Alluvionen im unteren Maltatal, das wahrscheinlich ähnlich wie das Seebachtal bei Mallnitz recht tief glazial ausgehobelt ist. Eine von mir angeregte geophysikalische Untersuchung durch Herrn Professor GUTDEUTSCH im Rahmen seismologischer Übungen für Studenten erbrachte vorläufig nur die Felstiefe am Rande des Maltatales bei Hilpersdorf und zwar 60 bis 80 m unter der Erdoberfläche (ARIC 1974, Abb. 2, 5).

Die Hochwasserkatastrophen der zweiten Hälfte der 1960-Jahre haben sich besonders verheerend im orographisch enge abgeschlossenen Einzugsbereich des Drehbaches (Kristallin der Ostalpinen Decke) ausgewirkt.

### 9.5 Erdbeben, Mineralquellen, Neotektonik

Erdbeben mit Epizentrum im Bereich der Katschbergzone scheinen in den Tabellen österreichischer Erdbeben seit 1865 häufig auf (GANGL 1969 und dort angeführte Literatur). Am stärksten war das Erdbeben vom 5. 11. 1881, dessen Auswirkungen von CANAVAL (1882) beschrieben wurden.

Ich selbst erlebte aus 10 m Entfernung den Einsturz der allerdings schon baufälligen, aus dem Mittelalter stammenden Kapelle von Oberbuch (bei Gmünd) im Zuge des Friauler Erdbebens am 15. 9. 1976, 4,15 Uhr. Die Kapelle stand auf den spätglazialen Terrassensedimenten neben dem Gasthaus Hofer in Oberbuch. Aus der W- und S-Mauer der Kapelle brachen ca. 5 m<sup>3</sup> Bausteine aus. Im Gasthaus selbst waren tangential Bodenbewegungen zu spüren.

Die beiden Nachbeben am selben Tag um 10,21 und 12,10 Uhr waren nach Aussage der dort Anwesenden durch kräftige Stöße im genannten Gasthaus Oberbuch zu spüren. Zu diesen Zeiten befand ich mich zusammen mit Herrn Geologen Dr. K. L. LIEGLER im Lieserüberleitungstollen der Malta-Kraftwerksgruppe. Der Stollen befindet sich 8 km westlich der Katschbergzone und weist eine Gesteinsüberlagerung von 500 bis 1000 m auf. Im Stollen spürten wir nichts von den beiden Nachbeben.

Die beiden derzeitigen Mineralquellen des Gebietes sind Kohlensäuerlinge und treten unmittelbar an der Basis der Katschbergzone im Bereich der Tschaneckschollenzzone im Radltal ("Radlbad") und oberhalb Trebesing aus (KAHLER 1978, p. 55–59). Ihre unterirdischen Zufuhrwege dürften jungen Klüften im Grenzbereich Penninikum/Katschbergzone entsprechen. Historische Heilquellen erwähnt KAHLER (l. c., p. 53–55, 59) aus dem Liesertal bei St. Nikolai, Gmünd und Lieseregg. Der eisenhaltige Kalksinter unter der Fassung der Trebesinger Mineralquelle erwies sich in einer im Juli 1972 offenen Baugrube in SH. 860 m an der Straße in Zlatting als mehrere m mächtig.

Für neotektonische Krustenbewegungen im Sinne einer Hebung des Penninikum (Hohe Tauern) relativ gegen das Nockgebiet (Ostalpine Decke), wobei sich vertikale Verstellungen längs der Katschbergzone vollziehen, sprechen zahlreiche geologische Beobachtungen (EXNER 1949 b; SENFTL & EXNER 1973).

Zur Erforschung eventueller rezenter Erdkrustenbewegungen wurde vom Verfasser bei den Geodäten die Einrichtung von Meßlinien senkrecht zur Katschbergzone angeregt, welche in Zeitabständen von jeweils einigen Jahren wiedervermessen werden. Solcher-

maßen sollten sich disjunktive Bewegungen an Störungsflächen in der Katschberzone (besonders mit Erdbeben verknüpft) und kontinuierliche Bewegungen (allmähliche vertikale Flexuren und Lateralverschiebungen) in Zukunft erkennen lassen. Die Endpunkte dieser Vermessungslinien waren im W auf der peripheren Schieferhülle des Penninikum und im E auf dem Glimmerschiefer des Kristallins der Ostalpinen Decke auszulegen.

Dankenswerter Weise wurde vom Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Hofrat Dr. E. SENFTL) in den Jahren 1973/74 zu diesem wissenschaftlichen Zwecke ein Nivellement am Katschberg errichtet. Der westliche Endpunkt befindet sich auf der Murtörlserie der peripheren Schieferhülle (Alm 275 m westlich Hanselhütte); der östliche Endpunkt auf phyllitischem Glimmerschiefer des Kristallins der Ostalpinen Decke bei der Schmiedhütte.

Die geländemäßig übersichtliche und enge Situation der Katschberzone an der Torscharte brachte auf Grund gemeinsamer Begehung im August 1973 Herrn Hofrat Prof. Dr. J. MITTER auf die Idee der Installierung einer elektronischen Vermessung. Diese wurde im Rahmen des Internationalen Geodynamischen Forschungsprojektes dankenswerter Weise vom Institut für Landesvermessung der Technischen Universität Wien (Prof. Dr. H. SCHMID und Doz. Dr. K. PETERS) in den Jahren 1976/78 errichtet. Es wurden Pfeiler für Richtungsmessungen und elektronische Distanzmessungen beiderseits der Torscharte gesetzt und die ersten Messungen ausgeführt. Der westliche Pfeiler steht auf der Glocknerserie der peripheren Schieferhülle; der östliche Pfeiler auf phyllitischem Glimmerschiefer des Kristallins der Ostalpinen Decke.

## 10. Kritische Bemerkungen zur Literatur

Zu CLIFF et al. 1971, plate 1 (Beilage 7): In der geologischen Karte fehlen die Granatglimmerschiefer am Gipfel der Tandlspitze (EXNER 1954, Tafel I) und am Reinitzer Sonnblick (P. 2515) sowie die Glimmerschiefer am Roßkopf.

Zu EXNER 1951, p. 37–38: Die Sande und Kiese im Radltal liegen nicht unter Moräne, sondern dieser anscheinend seitlich angelagert.

Zu EXNER 1954, p. 21: Auf Grund der seither durchgeführten petrographischen Untersuchungen gehört das Gestein der Steinbrüche von Koschach und Pflüglhof nicht zu den B-Gneisen, sondern als Granodioritgneis zum Göß-Kern. Die Bändergneise im Maltatal taleinwärts Pflüglhof (Maltatalmulde) sind auf Grund der seitherigen Beobachtungen von der Storzserie sehr deutlich getrennt und stellen das Alte Dach des Göß-Kernes dar. Die seinerzeitige Interpretation, daß sie einen tieferen Ast der B-Gneis-Serie (Storzserie) darstellten, ist falsch.

Zu p. 31: Auf der Heizelsberger Alm am Stubeck-ESE-Kamm reichen Tauernzentralgneis-Erratika nicht bis SH. 2040 m hinauf. Es lag eine Verwechslung mit den ähnlich aussehenden, dort anstehenden Augengranitgneisen der Ostalpinen Decke vor.

Zu p. 32: Interglaziales Alter eines Teiles der Terrassensedimente halte ich auf Grund der neuen Beobachtungen nicht mehr für möglich.

Zu EXNER 1973, p. A 59: Im Zuge gründlicher petrographischer Bearbeitung fand ich nun Orthit auch im Quarzdioritgneis.

## 11. Bemerkungen zum topographischen Kartenblatt Nr. 182, Spittal an der Drau, der Österreichischen Karte 1 : 50.000

Im Bereich des Gößtales ist meines Erachtens der am E-Grat der Trippalm eingetragene P. 2239 unrichtig lokalisiert. An seiner Stelle befindet sich die von mir gemessene Seehöhe 2290 m (Tafel 4, Profil C).

Südöstlich Gmünd stellt "P. 890" einen Druckfehler dar. Richtig dürfte es wohl heißen: P. 980.

Den "Hochalm See (Stapnik See)" im Einzugsbereich des Rieckentales nenne ich Stapniksee. Begründung: Den Unteren, Mittleren und Oberen Hochalmsee gibt es im Hochalm Kar auf Blatt Muhr.

Statt "Riecken Bach" verwende ich die Schreibweise: Rieken Bach, welche sich auf Kartenblatt Obervellach findet.

### Literaturverzeichnis

ANGEL, F.: Begehungen im Gebiete der Silbereckscholle.— Fortschr. Miner., Kristallogr. u. Petr., 23, p. V–XXIV, Berlin 1939.

ANGEL, F. & STABER, R.: Geologische Karte des Hochalm-Ankogel-Gebietes, 1 : 50.000.— Freytag-Berndt, Wien 1942.

ANGEL, F. & STABER, R.: Gesteinswelt und Bau der Hochalm-Ankogel-Gruppe.— Wissensch. Alpenvereinshefte, 13, p. 1–112, Innsbruck 1952.

ARIC, K.: Seismische Oberflächengeschwindigkeiten am Ostrand des Tauernfensters.— Öst. Akad. Wiss., m. – n. Kl., Mitteil. Erdbeben-Kommission, 75, p. 1–15, Wien 1974.

BECKE, F.: Bericht über geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Hochalmkernes.— Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m. – n. Kl., I, 118, p. 1045–1072, Wien 1909 a.

BECKE, F.: Glazialspuren in den östlichen Hohen Tauern.— Zeitschr. Gletscherkunde, 3 (1908/09), p. 202–214, Berlin 1909 b.

BECKE, F.: Das nordwestliche Randgebiet des Hochalmkernes. In: BECKE, F. & UHLIG, V.: Erster Bericht über petrographische und geotektonische Untersuchungen im Hochalmmassiv und in den Radstädter Tauern.— Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m. – n. Kl., I, 115, p. 1695–1739, Wien 1906.

CANAVAL, R.: Das Erdbeben von Gmünd am 5. November 1881.— Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m. – n. Kl., I, 86, p. 353–409, Wien 1882.

CLIFF, R. A.: Geologic Studies in the South East Corner of the Tauern Window, Austria.— Unpubl. Diss., 175 S. Univ. Oxford, 1968.

CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps.— Jahrb. Geol. B.-A., 114, p. 121–272, Wien 1971.

DEMMER, W.: Vereinfachtes geologisches Profil des Gößstollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. In: MAGNET, E.: Der Gößstollen der Österreichischen Draukraftwerke AG.— "Der Bauingenieur", 42, H. 11, p. 408–412, Berlin 1967.

DEMMER, W.: Geologie, Einführung und geologische Profile aus dem Reißbeck-Gebiet. In: Reißbeck, Führer-Buch, 2. Aufl., p. 7–11, Reißbeck-Kreuzeck-Höhenbahnen-Ges. m. b. H., Klagenfurt 1968.

DEMMER, W.: Vereinfachtes geologisches Profil des Maltastollens und Beschreibung der geologischen Verhältnisse. In: MAGNET, E. & WANDERER, J.: Der Maltastollen, ein geologischer Großaufschluß für das Malta-Kraftwerk.— "Der Bauingenieur", 46, H. 8, p. 285–289, Berlin 1971.

DEMMER, W.: Zur Geologie des Kraftwerkes Malta. In: Kraftwerksgruppe Malta, p. 22–34, Verlag Herget (Energiewirtschaft), Wien 1976.

EXNER, Ch.: Das Ostende der Hohen Tauern zwischen Mur- und Maltatal, I. Teil.— Jahrb. Zweigst. Wien Reichsst. Bodenf. (Geol. B.-A.), 89, H. 3/4, p. 285–314, Wien 1939.

EXNER, Ch.: Bewegungsbild der Silbereckmulde.— Mitt. Reichsst. Bodenf. Zweigst. Wien, 1, H. 4, p. 241–306, Wien 1940.

- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen in der Katschbergzone.– Mitt. Alpenl. Geol. Ver. (Geol. Ges. Wien), 35, p. 49–106, Wien 1944.
- EXNER, Ch.: Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern.–Tschermaks Min. u. Petr. Mitt., 1, H. 3, p. 197–284, Wien 1949 a.
- EXNER, Ch.: Beitrag zur Kenntnis der jungen Hebung der östlichen Hohen Tauern.– Mitt. Geograph. Ges. Wien, 91, p. 186–196, Wien 1949 b.
- EXNER, Ch.: Bericht (1948) des auswärtigen Mitarbeiters Privatdozent Dr. Ch. Exner über Aufnahmen auf Blatt Gmünd – Spittal (5251).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1949, H. 1/3, p. 35–42, Wien 1951.
- EXNER, Ch.: Die Südost-Ecke des Tauernfensters bei Spittal an der Drau.– Jahrb. Geol. B.–A., 97, H. 1, p. 17–37, Wien 1954.
- EXNER, Ch.: Geologische Beobachtungen (1955) in der Kreuzeck-, Sadnig-, Rieserferner- und Reißbeckgruppe (Kartenblätter 177, 180, 181, 182).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1956, H. 1, p. 24–27, Wien 1956.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Sonnblickgruppe 1 : 50.000.– Geol. B.–A., 170 S., Wien 1964.
- EXNER, Ch.: Gologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern).– Jahrb. Geol. B.–A., 114, H. 1, p. 1–119, Wien 1971 a.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1970 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal an der Drau (182).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1971, H. 4, p. A 28–30, Wien 1971 b.
- EXNER, Ch.: Aufnahmen 1971 auf Blatt Muhr (156) und Vergleichsbegehungen auf Blatt Spittal an der Drau (182).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1972, H. 3, p. A 30–31, Wien 1972.
- EXNER, Ch.: Bericht 1972 über geologische Untersuchungen am Ostende der Hohen Tauern (Blätter 156, 157, 182 und 183).– Verh. Geol. B.–A., Jg. 1973, H. 4, p. A 59–61, Wien 1973.
- EXNER, Ch.: Zur Geologie der Ankogel-Hochalmgruppe. Mit geologischer Übersichtskarte.– Alpenver.-Jahrb., Jg. 1979, p. 5–15, Innsbruck 1979.
- EXNER, Ch.: Das Kristallin östlich der Katschbergzone.– Mitt. Österr. Geol. Ges., 71/72, p. 167–189, Wien 1980.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden.– Berg- u. Hüttenm. Jahrb., 83, H. 1/2, p. 1–19, Wien 1935 a.
- FRIEDRICH, O. M.: Mineralogische Bemerkungen über kleinere Erzvorkommen am Rande der Reißbeckgruppe.– Carinthia II, Sonderh. 3, p. 75–80, Klagenfurt 1935 b.
- GEYER, G.: Reisebericht über die geologischen Aufnahmen im Lungau (Salzburg).– Verh. Geol. R.–A., Jg. 1892, p. 319–327, Wien 1892.
- GEYER, G.: Vorlage des Blattes “St. Michael“, Zone 17, Col. IX.– Verh. Geol. R.–A., Jg. 1893, p. 49–60, Wien 1893.
- HAWKESWORTH, C. J.: Geochemical studies in and around the south east corner of the Tauern Window.– Unpubl. Diss., 181 S., Univ. Oxford, 1974.
- KAHLER, F.: Die natürlichen Heilvorkommen Kärntens.– Raumordnung in Kärnten, 10, p. 1–135, Klagenfurt 1978.
- KIESLINGER, A.: Die nutzbaren Gesteine Kärntens.– Carinthia II, Sonderh. 17, p. 1–348, Klagenfurt 1956.
- LICHTENBERGER, E.: Glazialgeologische Beobachtungen in der Umgebung des Millstättersees.– Skizzen z. Antlitz d. Erde, p. 405–414. Hollinek, Wien 1953.
- LUCERNA, R.: Der Gletscher von Gmünd.– Mitt. Geograph. Ges. Wien, 76, p. 262–281, Wien 1933.
- MEIXNER, H.: Pyrit–Markasit aus dem Koschach-Bruch, Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 146, p. 24, Klagenfurt 1956.
- MEIXNER, H.: Alpine Klufminerale aus dem Granit vom Pflüghof im Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 148, p. 96–98, Klagenfurt 1958 a.
- MEIXNER, H.: Zum Millerit vom Radlbad bei Gmünd, Kärnten.– Carinthia II, 148, p. 98–99, Klagenfurt 1958 b.
- MEIXNER, H.: Flussspatkristalle aus dem Granit vom Pflüghof im Maltatal, Kärnten.– Der Karinthin, 39, p. 46–47, Klagenfurt 1959.
- MEIXNER, H.: Laumontit und Desmin aus Klüften des Granits vom Pflüghof bei Gmünd, Kärnten.– Carinthia II, 156, p. 103–104, Klagenfurt 1966.
- MEIXNER, H.: Chabasit-Kristalle aus Klüften im Granit vom Pflüghof, Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 165, p. 15, Klagenfurt 1975.
- MEIXNER, H.: Chabasit-Kristalle und andere Minerale vom Pflüghof im Maltatal, Kärnten.– Carinthia II, 167, p. 10, Klagenfurt 1977.
- MEYER, J.: Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tchiernock (Kärnten). – Unveröff. Diss. formal- u. naturw. Fak. Univ. Wien, 138 S., Wien 1977.

- MEYER, J.: Bericht 1977 über Aufnahmen im Penninikum, im Unterostalpin und im ostalpinen Altkristallin auf Blatt 182, Spittal a. d. Drau. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1978, H. 1, p. A 137–138, Wien 1979.
- MUSSNIG, R., PINTARITSCH, E. & LICHTENEGGER, G.: Die baulichen Anlagen der Kraftstation Rottau. In: Kraftwerksgruppe Malta, p. 114–124, Verlag Herget (Energiewirtschaft), Wien 1976.
- NAGL, H.: Geomorphologie der Region um den Katschberg und der benachbarten Gebirgsgruppen. – Geograph. Jahrbuch. Österr., 31, p. 133–168, Wien 1967.
- NGGLI, P.: Gesteine und Mineralagerstätten, I. – Birkhäuser, 540 S., Basel 1948.
- NOWOTNY, A.: Die Geologie des Katschberges und seiner Umgebung. – Unveröff. Diss. phil. Fak. Univ. Wien, 160 S., Wien 1976.
- PENCK, A.: Der Draugletscher und die Gletscher des Murgebietes. In: PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. – Tauchnitz, 1197 S., Leipzig 1909.
- SCHÖNLAUB, H. P., EXNER, Ch. & NOWOTNY, A.: Das Altpaläozoikum des Katschberges und seiner Umgebung (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1976, H. 2, p. 115–145, Wien 1976.
- SENFEL, E. & EXNER, Ch.: Rezente Hebung der Hohen Tauern und geologische Interpretation. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1973, H. 2, p. 209–234, Wien 1973.
- STABER, R.: Tertiärkohlern in Oberkärnten. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1933, H. 7/8, p. 108–112, Wien 1933.
- THIELE, O.: Bericht 1959 über geologische Aufnahmen auf Blatt Tamsweg (157). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1960, H. 3, p. A 85–86, Wien 1960.
- TISCHLER, S. E. & UCİK, F. H.: Schichtgebundene Sulfidmineralisation (Typus Schellgaden) in der Schieferhülle des östlichen Tauernfensters. – Carinthia II, 169, p. 371–407, Klagenfurt 1979.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, I. – Deuticke, 766 S., Wien 1977.
- UCIK, F. H.: Der Asbestschurf beim Peitler oberhalb St. Peter bei Rennweg im Liesertal, Kärnten. – Archiv Lagerst. Forsch. Ostalpen, 15, p. 15–27, Leoben 1975.
- UHLIG, V.: Zweiter Bericht über geotektonische Untersuchungen in den Radstädter Tauern. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., I, 117, p. 1379–1422, Wien 1908.
- WEISS, E. H.: Die geologischen Verhältnisse und die baugelologischen Erfahrungen im Katschbergtunnel. In: „Tauernautobahn“, p. 513–528, Tauernautobahn AG, Salzburg 1976.

Manuskript bei der Schriftleitung eingegangen am 17. 3. 1980.

## Erläuterungen zu den Tafeln 3 bis 6:

### Tafel 3.

*Göß-Kern:* 1 = Granit- und Granodioritgneis.

*Altes Dach des Göß-Kernes:* 2 = Migmatischer Bändergneis, Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis.

*Draxel-Serie:* 3 = Granatglimmerschiefer (30 bis 40 m).

Geometrische Fortsetzung der *Tonalitgneisdecke:* 4 = Amphibolit (10 m).

Geometrische Fortsetzung des *Hochalm-Kernes* mit Einfaltung von Hüllgesteinen: 5 = Granit- und Aplitgneis (250 m). 6 = Strahlsteinfels (Serpentin-Begleitgestein), Amphibolit und Bändergneis (3 m). 7 = Granatglimmerschiefer (40 m) mit 8 mm großen Granatkristallen; s: 12/20 E, Lineation = Faltenachse: 40/12 N. 8 = Amphibolit (10 m). 9 = Grobkörniger Augengranitgneis (25 m). 10 = Kleinkörniger Paragneis und Biotitschiefer.

Geometrische Fortsetzung der *Silbereck-Serie:* Quarzit (1,5 m).

*Storz-Serie* (Basis des Deckensystems der Oberen Schieferhülle): 12 = Amphibolit (10 m), s: 40/23 SE. 13 = Paragneis, Chlorit- und Biotitschiefer (3 m); spitz gefalteter Bändergneis (5 m), s: 37/34 SE, Faltenachse: 144/25 SE. 14 = Amphibolit (10 m). 15 = Quarzdioritgneis (40 m) mit Quarzadern, s: 42/32 SE, Lineation: 146/23 SE. 16 = Grobkörniger Biotit-Epidot-Amphibolit (1 m). 17 = Quarzdioritgneis (150 m), an seiner Basis: Lagerquarz (0,5 m); s: 52/22 SE, Lineation: 160/22 S. 18 = Amphibolit (15 m). 19 = Migmatitgneis und Amphibolit (15 m). 20 = Amphibolit (50 m). 21 = Prasinit (10 m). 22 = Migmatischer, chlorit- und hellglimmerführender Augengneis mit Amphibolitlagen (10 m), s: 12/24 E, Lineation = Faltenachse: 148/16 SE. 23 = Augengranitgneis (80 m), Chlorit und Hellglimmer führend, s: 38/26 SE, Lineation = Faltenachse: 156/21 SE. In der Steilwand prächtige Falten im 10 m-Bereich.

*Kareck-Serie:* 24 = Migmatischer Bändergneis, Stengeltektonit; Paläosom: Chloritreicher Gneis, Neosom: Aplitgneis, s: 12–26/24–28 E, Hauptlineation = Stengelachse: 137/23 SE. Achse der jungen Knitterung: 15/8 S. 25 = Prasinit, wechsellagernd mit Amphibolit und Aplitgneis.

*Periphere Schieferhülle:*

*Murtörl-Serie:* 26 = Schwarzschiefer (35 m), teilweise mit dunklen Albitknoten, s: 20/25 E.

*Schrovin-Serie:* 27 = Heller Serizitschiefer mit Albitblasten (4 m). 28 = Phengitquarzit (0,5 m) vom Typus Lantschfeldquarzit, s: 9/28 E, Achse der Kleinfalten: 4/horizontal.

*Glockner-Serie:* 29 = Grünschiefer, s: 10/32 E. 30 = Kalkschiefer (ca. 100 m) mit einer Schwarzphyllitlage, s: 163–170/22–48 E, Lination: 90/22 E. 31 = Quarzit, s: 138–163/33 SE. 32 = Grünschiefer (30 m), s: 142–152/26–34 SE, Lination: 72–107/32–35 E. 33 = Kalkschiefer (80 m).

*Tauern-E-Rahmenzone (Katschbergzone):* 34 = Schwarzschiefer (Zone des Fuscher Phyllits). 35 = Mesozoische Schollen (15 m) vermengt mit Quarzphyllit (Tschanek-Schollenzone). 36 = Serpentin (60 bis 80 m). 37 = Quarzphyllit (Katschberg-Quarzphyllit). 38 = Altpaläozoischer Eisendolomit (1,5 m) als Schollen im Quarzphyllit (Lisabichl-Schollenzone). 39 = Mylonit. 40 = Diaphthoritischer Quarzphyllit.

*Quartär:* 41 = Moräne. 42 = Alluvionen.

Tafel 4.

A. Profil Winterriegel – Maltastollen. 1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Bändergneis-Zwischenlagen in diesem. 3 = Granit- und Granodioritgneis. 4 = Amphibolit (*Altes Dach des Göß-Kernes*) s: 125/30 NE, Lination: 120/12 W. 5 = Migmatischer Bändergneis (30 m); Paläosom: Amphibolit und Prasinit; Neosom: Aplitgneis. 6 = Biotitführender Aplitgneis (50 m) mit Lagen und Schollen von Amphibolit. 7 = Granatglimmerschiefer (*Draxel-Serie*, 160 m), aplitisch injiziert und mit 8 = Graphitquarzit. Das Profil am Grat zeigt von unten nach oben folgenden Bau der Draxel-Serie: Granatglimmerschiefer (50 m) mit 7 mm großem Granat und mit einer Graphitquarzitlage (0,1 m). Darüber (bei P. 2518) Migmatitgneis (40 m), Paläosom: Glimmerschiefer, Neosom: Aplitgneis. Darüber Graphitquarzit (spitz gefaltet, 3 m), s: 110/20 NE, Lination: 110/horizontal. Darüber Granatglimmerschiefer (4 m). Darüber derselbe Migmatitgneis (28 m). Darüber Granatglimmerschiefer (30 m). Darüber Aplitgneis (5 m), mit Glimmerschiefer-Schollen. Im Maltastollen sind die Granatglimmerschiefer zwischen den Stationen 3980 und 4198 m zusammen mit Granatquarzit und mit Gneislagen aufgeschlossen. Zwischen den Stationen 4236 und 4300 m bildet der Granatglimmerschiefer ein domförmiges Gewölbe. 9 = Mittelkörniger leukokrater Granitgneis (15 m, Basis der *Tonalitgneisdecke*), s: 90/26 N. Im Maltastollen als Bändergneis zwischen den Stationen 4198 bis 4206 m und über dem Glimmerschiefer-Dom aufgeschlossen. 10 = Tonalitgneis (600 m), s: 85/28 N, Lination: 90/15 W. Im Maltastollen Stationen 4206 bis 4236 und 4300 bis 7260 m. Bei Station 4410 m: Granodioritische Varietät. Station 4630: Tonalitgneis s: 82/30–53 N. Bei den Stationen 5830 und 6340 m: Pegmatitgänge im Tonalitgneis. Station 6750 m: Tonalitgneis s: 120/47 N. 11 = Grobkörniger Granitgneis (*Hochalm-Kern*). Im Maltastollen ist der Grenzbereich infolge mehrfachen Wechsels zwischen Tonalitgneis und Granitgneis unscharf.

B. Profil Hochalmkar Spitze – Tripp Ochsenhütte.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Amphibolit (50 m, *Altes Dach des Göß-Kernes*) s: 85/30 N, Lination: 108/16 W. 3 = Biotitführender Aplitgneis (80 m) mit einer Bändermigmatitlage, deren Paläosom aus Amphibolit besteht. 4 = Granatglimmerschiefer (30 m, *Draxel-Serie*) mit einer Aplitgneislage, s: 98/22 N. 5 = biotitführender Augengranitgneis (12 m, Basis der *Tonalitgneisdecke*). 6 = Tonalitgneis, s: 115/15–20 N, Lination: 115/5–8 W. Im Tonalitgneis diskordante Aplit- und Pegmatitgänge. 7 = Trümmergrat aus Tonalitgneis.

C. Profil Trippalmkar Ostgrat – Kleine Hochalm Spitze.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Amphibolit (*Altes Dach des Göß-Kernes*), s: 75/28 N, Lination: 100/10 W. 3 = Migmatischer Bändergneis, Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis, s: 78/26 N, Lination: 115/18 W. 4 = Bändermigmatit, Paläosom: Biotit-Hellglimmer-Quarz-Schiefer, Neosom: Aplitgneis. 5 = Aplitgneis. 6 = Granatglimmerschiefer (*Draxel-Serie*, 240 m) mit 6 Graphitquarzitlagen (Signatur 7), die jeweils 0,1 bis 1 m mächtig sind und am Grat in Seehöhe 2440, 2460, 2470, 2495, 2500 und 2530 m aufgeschlossen sind. Der Granatglimmerschiefer wird am Grat von Aplitgneis migmatisch durchdrungen in Seehöhe 2480 und 2510 m; s: 20/10–20 W, Lination: 115/10 W. 8 = Biotitführender Aplitgneis (4 m, Basis der *Tonalitgneisdecke*). 9 = Tonalitgneis, s: 70/20 N, Lination 100–108/10 W.

D. Profil Schmiednock – Gößtal – Tandspitze.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Migmatischer Bändergneis (*Altes Dach des Göß-Kernes*), Paläosom: Amphibolit, Neosom: Aplitgneis. Darinnen 10 m dicke Lagen von Amphibolit und Aplitgneis. Raumlage unter dem Draxelnock: s: 87/35 N, Lination: 87/10 W. 3 = Granatglimmerschiefer (*Draxel-Serie*). Am Draxelnock mit 1 cm großen Granatkristallen und mit Raumlage: s: 122–125/37–45 N, Lination: 132/28 N. Auf der Tandspitze ist der Granatglimmerschiefer 40 m mächtig und enthält 3 cm große Granate. Die Raumlage beträgt dort: s: 32–36/22 SE. 4 = Tonalit-Phyllonit, postkristallin deformiert, spitz gefaltet (Basis der *Tonalitgneis-*

decke), s: 62/24 NW, Hauptlineation mit Elongation des Biotits: 120/12 W, junge Knitterungsachse: N-S/15 N. 5 = Tonalitgneis, s: 107/38 N, Lineation: 112/10 W. Bärennock: 6 = Amphibolit (10 m). Es fehlt der Tonalitgneis. 7 = Aplit- und Granitgneis (250 m mächtig, geometrische Fortsetzung des Hochalm-Kernes), s: 15/25 E, Lineation: 130/14 SE.

#### Tafel 5.

1 = Granit- und Granodioritgneis (*Göß-Kern*). 2 = Bändergneis und Amphibolit (*Altes Dach des Göß-Kernes*). 3 = Granatglimmerschiefer und 4 = Graphitquarzit (*Draxel-Serie*). 5 = Biotitführender Augengranitgneis mit migmatischen Schollen und Lagen von Granatglimmerschiefer (Basis der *Tonalitgneisdecke*). 6 = Tonalitgneis. 7 = Trümmergrat aus Tonalitgneis. 8 = Amphibolit (geometrische Fortsetzung der Tonalitgneisdecke). 9 = Augengranitgneis (geometrische Fortsetzung des Hochalm-Kernes). 10 = Hornblende-Granatglimmerschiefer. 11 = Paragneis, Amphibolit und Migmatit. 12 = Bündnerschiefer der Silbereckserie. 13 = Augengranitgneis, 14 = Paragneis, Amphibolit und Migmatit der Storzserie. 15 = Serpentin der Storzserie. 16 = Moräne und Gehängeschutt. 17 = Bergsturz-Blockwerk. 18 = Alluvionen.

#### Tafel 6.

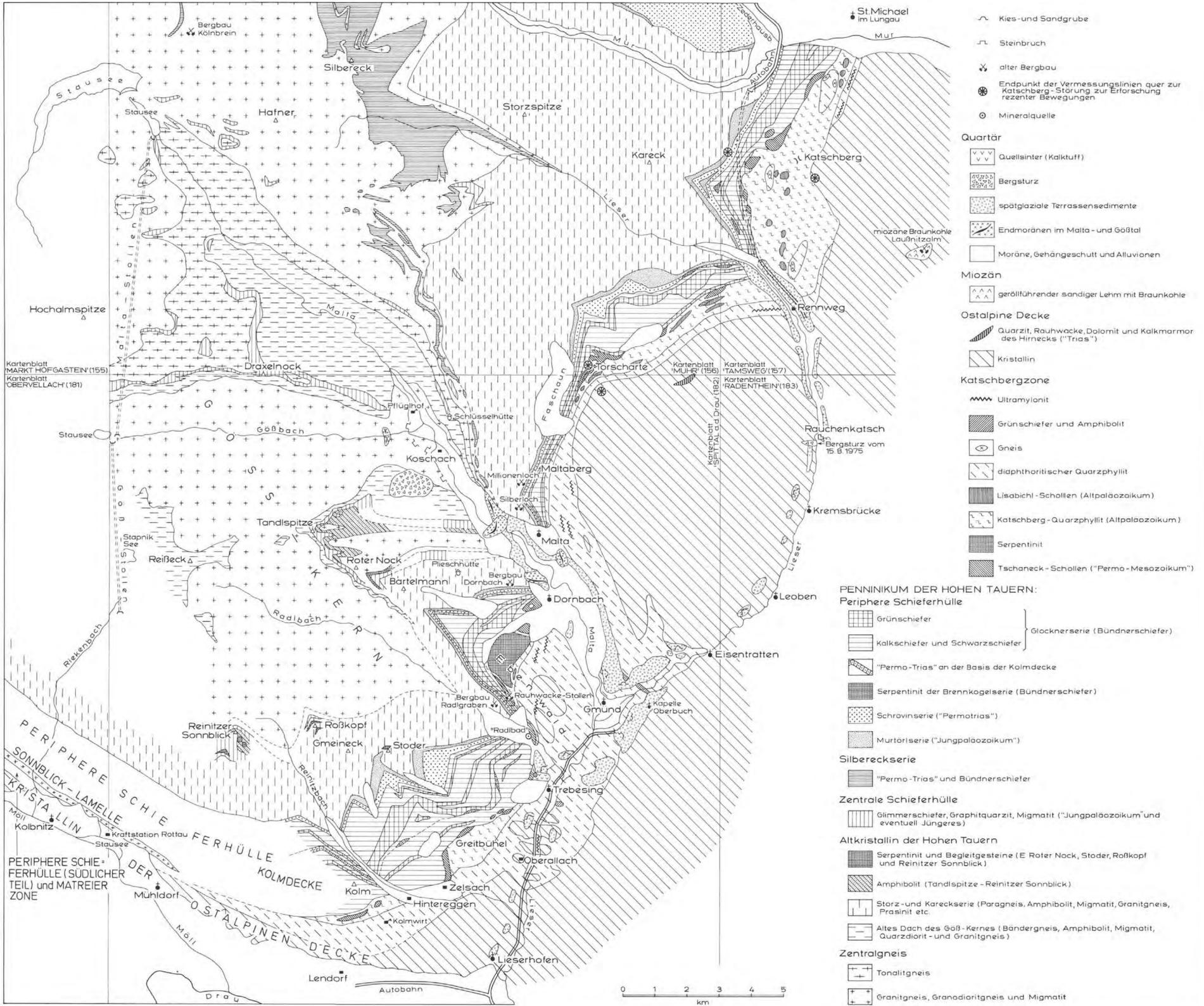
A: 1 = Augengranitgneis (*Göß-Kern*), s: 75/18 S. 1 a = Grobflaseriger biotitreicher Augengranitgneis (? Fortsetzung des Hochalm-Kernes, Mächtigkeit: 150 m), s: 64/19 S, Lineation: 85/13 E. 2 = Biotitreicher Migmatitgneis und Biotitschiefer (? Fortsetzung des Alten Daches des Göß-Kernes und der Draxelserie, Mächtigkeit: 20 m), s: 65/34 S, Lineation: 112/34 S. 3 = Glimmerschiefer (20 m) mit Biotit und Hellglimmer und mit dünnen Amphibolitlagen (? Fortsetzung der Silbereckserie). Storzserie: 4 = Amphibolit (100 m) mit Lagen von Grobkornamphibolit, s: 48/35 SE, Lineation: 140/31 SE. 5 = Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein 2 m). 6 = Amphibolit (20 m). 7 = Aplitisch injizierter Paragneis und gefalteter Biotitschiefer (100 m), s: 50/30 SE, Faltenachse: 131/30 SE. 8 = Amphibolit (20 m). 9 = Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein 2 m). 10 = Paragneis (30 m), s: 50/30 SE. 11 = Amphibolit (20 m). 12 = Kleinkörniger Biotitparagneis und Biotitschiefer, s: 45/28 SE, Lineation: 150/28 SE. 13 = Strahlsteinfels, Talkschiefer und Ankerit-Talk-Schiefer (Serpentinbegleitgesteine 2 m). 14 = Kleinkörniger Paragneis (10 m). 15 = Amphibolit mit Paragneis (10 m). 16 = Kleinkörniger Paragneis, Stengeltektonit (15 m), s: 95/39 S, Walzenachse: 135/27 SE. 17 = Glimmerschiefer mit Biotit und Hellglimmer (30 m) und mit dünnen Amphibolitlagen. 18 = Scharfe tektonische Grenzfläche streicht 100° und fällt 55° S. Der Glimmerschiefer ist unter dieser Überschiebungsfäche intensiv kleingefaltet mit straffer Regelung der Faltenachse: 135/20 SE. 19 = Augengranitgneis. 20 = Ultramylonit (3 m).

B: 1 = Granitgneis, s: 110/35 S, Lineation: 157/23 S. 2 = Bändergneis (40 m). 3 = Granatglimmerschiefer (25 m). 4 = Amphibolit (15 m) mit Aplitadern. 5 = Granatglimmerschiefer (10 m). 6 = Gefalteter Amphibolit mit Aplitlagen (20 m). In SH. 2400 m befindet sich eine 3 m tiefe Bergbau-Pinge. 7 = Glimmerschiefer (10 m), Biotit und Hellglimmer führend, aplitisch geädert, s: 130/41 SW, Lineation: 157/20 S. 8 = Aplitisch gebänderter Amphibolit (20 m) mit Linsen von Serpentin und Strahlstein-Ankerit-Fels. 9 = Amphibolit (2 m). 10 = Glimmerschiefer (125 m) mit 1 cm großen Biotitblasten, s: 113-117/31-35 S, Lineation: 148-156/20-25 S. 11 = Amphibolit (15 m), aplitisch geädert, s: 135/45 SW, Lineation: 158/22 S. 12 = Augengranitgneis (25 m) mit 2 cm großen Knaf-Augen, s: 124/42 SW, Lineation: 152/17 S. 13 = Grobkornamphibolit (10 m) mit Lagen von mittelkörnigem Amphibolit, aplitisch geädert. 14 = Glimmerschiefer (4 m), Biotit und Hellglimmer führend, mit Aplitlagen. Boudins (0,2 m) von Strahlsteinfels (Serpentinbegleitgestein), s: 118/32 S, Faltenachse: 145/20 S. 15 = Amphibolit (6 m). 16 = Augengranitgneis mit 3 cm großen Knaf-Augen, s: 115/44 S, Lineation: 152/31 S.

# GEOLOGISCHE KARTE DER HOHEN TAUERN BEI GMÜND

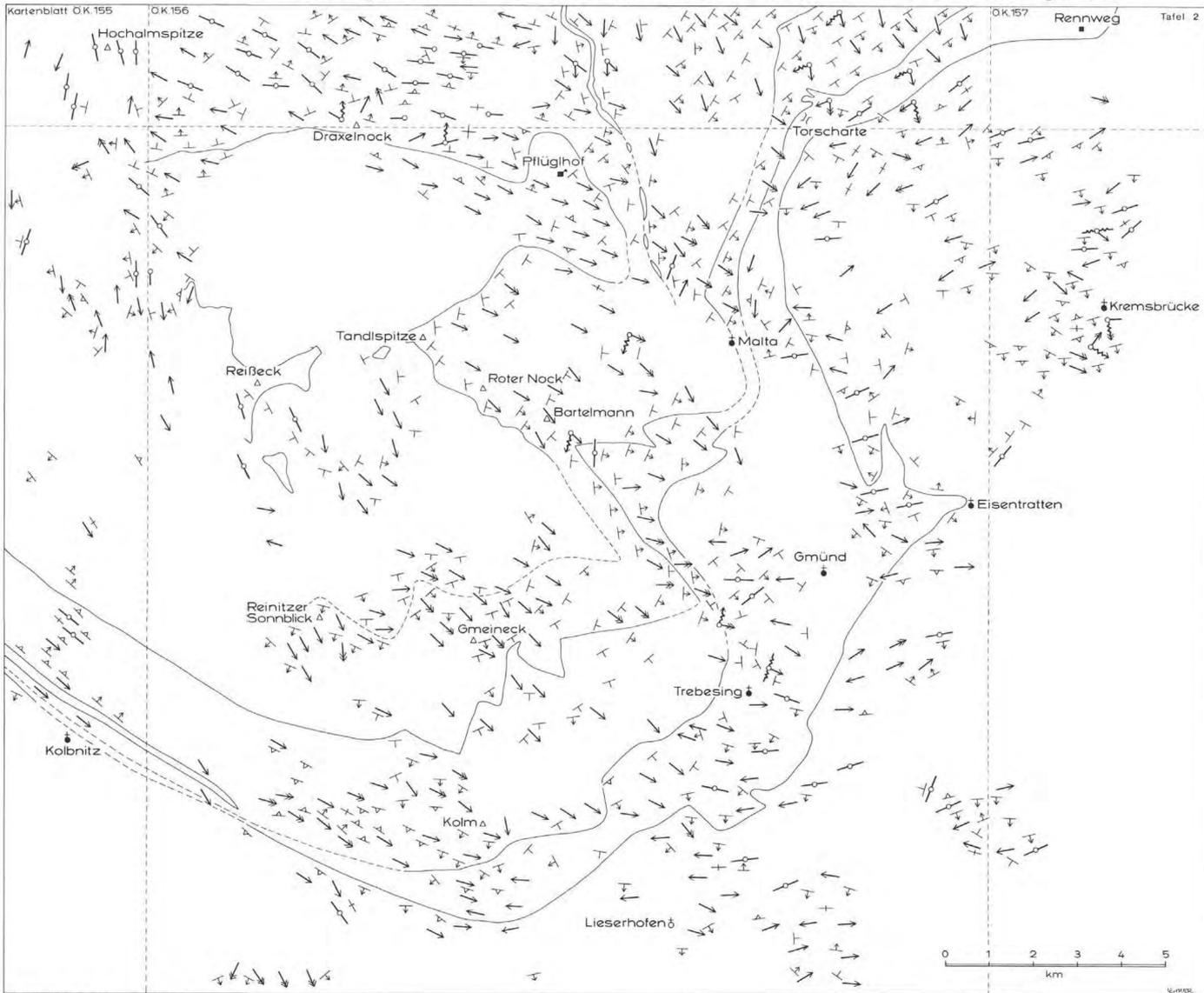
von CH. EXNER 1980

mit Berücksichtigung der geologischen Aufnahmen von A. NOWOTNY 1976 (Katschberg) und J. MEYER 1977 (Gmeineck-SW-Flanke).



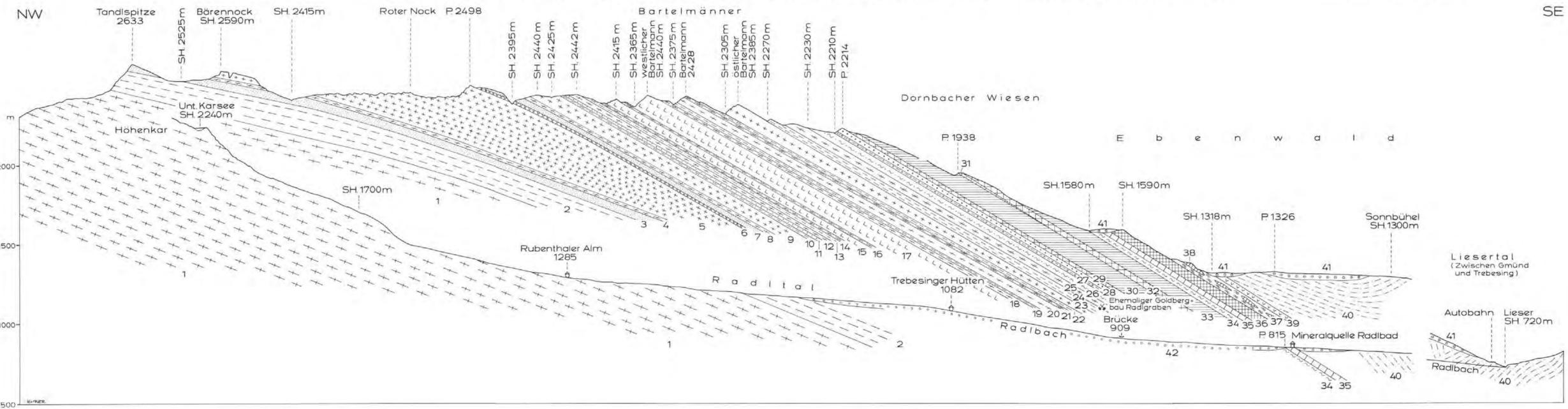
## STRUKTURKARTE DER UMGEBUNG VON GMÜND IN KÄRNTEN

Sämtliche Messungen wurden von CH. EXNER in den Jahren 1947 bis 1979 durchgeführt



### PROFIL DURCH DIE SE - FLANKE DES GÖSS - GNEISKERNES BIS ZUM RANDE DES TAUERNFENSTERS

CH. EXNER 1970-1979

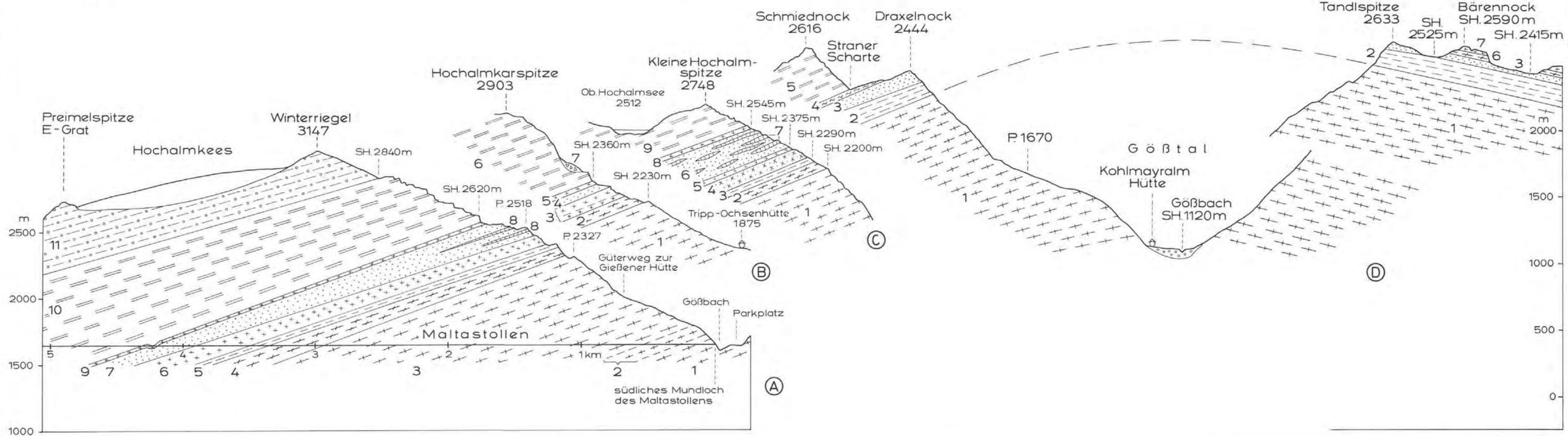


### PROFILE DURCH DEN GÖSS - GNEISKERN UND SEINE HÜLLE

CH. EXNER 1970-1979

N13°E

S13°W

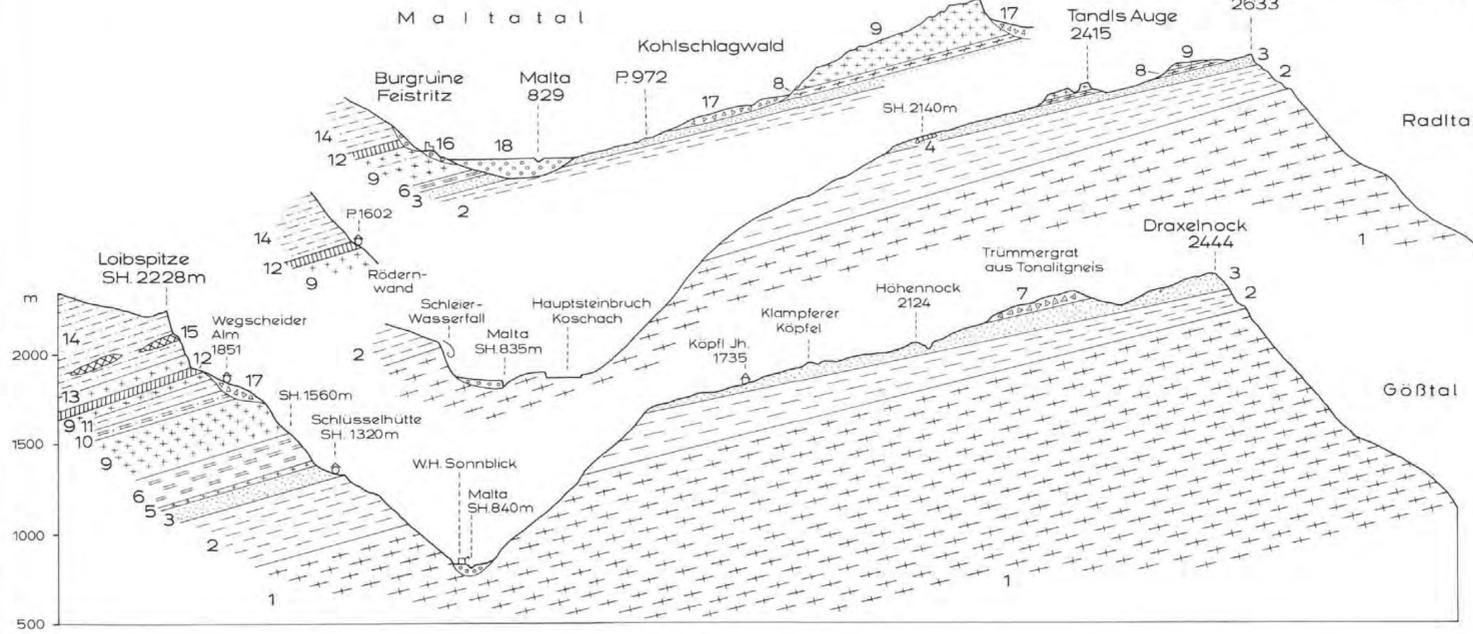


### PROFILE DURCH DIE NE-FLANKE DES GÖSS - GNEISKERNES UND HÜLLE

CH. EXNER 1970-1979

N55°E

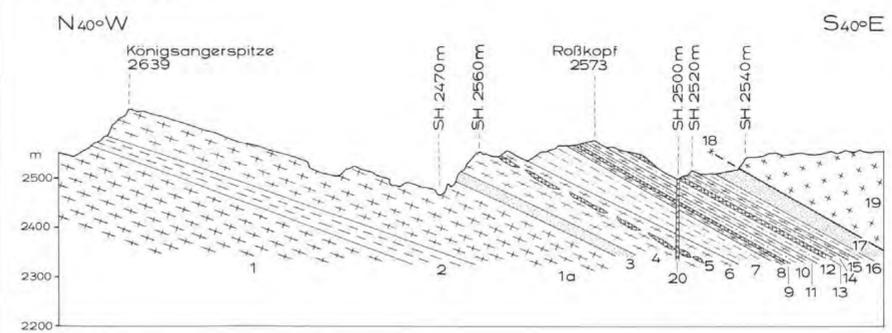
S55°W



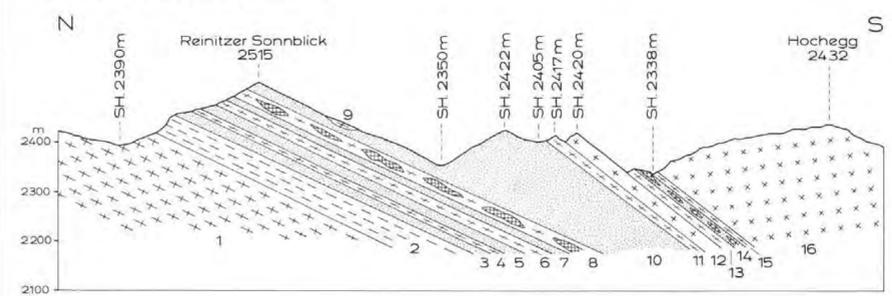
### PROFILE DURCH DIE GLIMMERSCHIEFER - VORKOMMEN SÜDLICH DES GÖSS - GNEISKERNES

CH. EXNER 1970-1979

A. Profil Roßkopf:



B. Profil Reintzer Sonnblick:



|                    |                |                  |            |                     |
|--------------------|----------------|------------------|------------|---------------------|
| Jahrb. Geol. B.-A. | ISSN 0016-7800 | Band 123, Heft 2 | S. 411-466 | Wien, Dezember 1980 |
|--------------------|----------------|------------------|------------|---------------------|

# Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern (Gasteiner Ache bis Saukarkopf-Großarlal)

Von HELMUT PEER und WOLFGANG ZIMMER \*)

Mit 23 Abbildungen, 7 Tabellen und 1 Tafel (= Beilage 7)

Österreichische Karte 1 : 50.000  
Blätter 125, 155

*Schlieschbörner*  
Hohe Tauern  
Nordrahmenzone  
Klammkalk  
Penninikum  
Metabasite

## INHALT

|   |     |
|---|-----|
| Zusammenfassung .....   | 412 |
| Summary .....   | 412 |
| 1. Einleitung .....   | 412 |
| 2. Erforschungsgeschichte der Klammkalkzone .....             | 413 |
| 3. Sandstein-Breccienzone                                     |     |
| 3.1 Muskovit-führender Sandstein .....                        | 416 |
| 3.2 Dolomitreccie .....                                       | 418 |
| 3.3 Dolomite und Dolomitschiefer .....                        | 423 |
| 3.4 Sandschnurkalk und Kalkschiefer .....                     | 425 |
| 3.5 Karbonatquarzite .....                                    | 426 |
| 3.6 Kalkmarmor .....  | 426 |
| 3.7 Grünschiefer .....  | 428 |
| 3.8 Chloritquarzschiefer bis Senzitphyllit .....              | 430 |
| 3.8.1 Klastisch beeinflusste Chloritserizitphyllite .....     | 433 |
| 3.8.2 Grüne Quarzserizitphyllite mit Dolomitgeröllen .....    | 433 |
| 3.8.3 Grüner Quarzit und Quarzitschiefer .....                | 434 |
| 3.9 Hämatitquarzit .....                                      | 436 |
| 3.10 Sandiger Schwarzphyllit (turbiditisch) .....             |     |
| 4. Schwarzphyllit (Rauriser Phyllit) .....                    | 438 |
| 5. Serizitquarzschiefer – Feinbreccien – Geröllschiefer ..... | 439 |
| 5.1 Altersdeutung .....                                       | 442 |
| 6. Grünschiefer .....   | 444 |
| 6.1 Metadiabas .....  | 444 |
| 6.2 Metatuffe und -tuffite (Chloritalbitepidotphyllite) ..... | 446 |
| 7. Serpentin .....  | 451 |
| 8. Chloritoidschiefer .....                                   | 451 |
| 9. Klammkalk .....  | 453 |
| 10. Metamorphose .....  | 456 |
| 10.1 Altersdatierung .....                                    | 457 |
| 11. Tektonik .....  | 460 |
| Literatur .....   | 464 |

\*) Anschriften der Verfasser: Dr. HELMUT PEER, Institut für Geologie MUL Leoben, Erzherzog Johann-Straße 10; Dr. WOLFGANG ZIMMER, Florianigasse 50/13, 1080 Wien.

## Zusammenfassung

Die Kartierung ergab deutliche Hinweise auf einen sedimentären Zusammenhang zwischen Klammkalk und Rauriser Phyllit und zwischen allen Gesteinen des betreffenden Abschnittes der Nordrahmenzone. Das kartierte Gebiet ist auf Grund seiner lithologischen Entwicklung dem Pennin zuzuordnen und stammt aus dem südlichsten Bereich der Geosynklinale.

Zwei mächtige Klammkalkzüge erscheinen als Isoklinalfalten und -mulden verformte Gesteinspakete, denen enggepreßte Schiefermulden eingelagert sind. Bedingt durch eine tektonische Anschoppung am Tauernnordrand bzw. im Zuge des Faltenbaues erreichen sie Mächtigkeiten bis über 1500 m, verschmälern sich jedoch unter Aufgliederung in mehrere Züge nach Osten und Westen.

Grünliche, konglomeratische Serizitquarzschiefer, die durch ihren Geröllreichtum, die klastische Feldspatführung und durch ihre flieschartige Schichtfolge bemerkenswert sind, stellen das jüngste, wohl tiefkretazische Schichtglied dar. Eine klastische Abfolge innerhalb der Rauriser Phyllite, die Sandstein-Breccienzone, besteht aus Dolomitbreccien und -konglomeraten, Karbonat- und Hämatitquarziten, Muskovit führenden Sandsteinen, Kalkmarmoren und Kalkschiefern, Metatuffen und Metadiabaslagen. Bestimmte Beobachtungen lassen die Aussage zu, daß diese Serie mit Serizitquarzschiefern in sedimentologischem Zusammenhang steht.

Eine Sonderform der Rauriser Phyllite ist ihre in Gestalt gradierter Lagen auftretende Sandführung sowie der Gehalt an Plutonitgeröllen, welche Beziehungen zu den konglomeratischen Serizitquarzschiefern anknüpfen lassen.

In Schwarzphylliten sind Grünschiefer eingelagert, die als Metadiabase, Metatuffe und -tuffite identifiziert wurden. Chemische Analysen ergaben eine alkaliovinbasaltische Zusammensetzung. Die Pyroxene der Metadiabase sind diopsidische Augite.

Die Metamorphose am Tauernnordrand ging über die pt-Bedingungen der Quarz-Albit-Chlorit-Muskovit Subfazies der Grünschieferfazies nicht hinaus.

K/Ar Altersdatierungen an Hellglimmern ergaben Alterswerte zwischen  $29$  und  $36 \times 10^6$  Jahren.

## Abstract

Geological fieldwork distinctly revealed a sedimentary relationship between „Klammkalk“ and „Rauriser Phyllit“ on one hand and between all other rock types of the mapped area on the other. This region has to be considered to the Penninic facies type, because of its lithology. It was deposited in the southernmost part of the Penninic geosyncline.

The „Klammkalk“-unit consists of two east-west trending ranges, separated by strongly compressed black phyllites and metaconglomerates. The limestone ranges are deformed into tight anticlines and synclines.

Tectonic imbrication at the northern fringe of the Tauern-window produced an apparent thickness of more than 1500 metres. However, the „Klammkalk“ ranges split up towards east and west into several thin sheets.

Intercalated between the „Klammkalk“ are greenish, conglomeratic serizite-quartz-schists, which are noteworthy for their abundance in gravel and pebble components, detrital feldspar and turbidity-like structures, representing the youngest deposits, probably of Lower Cretaceous age.

A clastic sequence within the „Rauriser Phyllit“, the so-called „Sandstone-Breccia Zone“, consist of dolomite breccia, micaceous sandstones, calcareous and hematitic quartzites, marbles and calcareous schists, tuffs and metadiabase.

Petrographic investigations revealed, that this sequence interfingers laterally with chlorite-quartz-schists.

A special feature of the „Rauriser Phyllit“ are graded sandstone beds and granite pebbles, indicating a genetic relation to the conglomeratic serizite-quartz-schists.

The greenschist layers within the „Rauriser Phyllit“ have been identified as metadiabase and metavolcaoclastics. Chemical analysis proved a bulk composition identical to alkali olivine basalts. The relictic pyroxene of the greenschist is a diopsidic augite.

The pt-conditions of the metamorphism are that of the quartz-albite-chlorite-muscovite subfazies of the greenschist facies.

K/Ar determinations on micas gave an age between  $29-36 \cdot 10^6$  m.y. (Paleogene), indicative of the last phase of „Tauern“ metamorphism.

## 1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist die gemeinsame Überarbeitung der Dissertationen „Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern zwischen Gasteiner Ache und Schuhflicker“

(H. PEER) und „Geologie der Nordrahmenzone der Hohen Tauern bei Großarl“ (W. ZIMMER), erarbeitet am Institut für Geologie der Universität Wien, in den Jahren 1976–78.

Das Arbeitsgebiet liegt im Pongau, Bundesland Salzburg, südlich der Salzach zwischen den Tauerntälern der Gasteiner Ache im Westen und der Großarl Ache im Osten. Kartierungsunterlagen waren Vergrößerungen der Ö. K. 1:25.000, Blatt 125/3, 125/4, 155/1, 155/2 auf den Maßstab 1:10.000.

Die Feldarbeit wurde im Rahmen des Geodynamischen Forschungsprogrammes gefördert, wofür hier gebührend gedankt sei. Unser Dank geht auch an unseren Lehrer, Univ. Prof. Dr. Ch. EXNER, für sein Vertrauen, uns ein hochinteressantes und kompliziertes Arbeitsgebiet zugewiesen zu haben, weiters an die Dozenten Dr. W. FRISCH, Dr. P. FAUPL, Dr. W. FRANK für ihr Interesse an unserer Arbeit, ihre Anregungen und Hinweise, an Herrn Dr. M. THÖNI für K/Ar-Messungen zur Altersbestimmung von Glimmern sowie an Herrn Dr. H. KOLLER vom Institut für Petrologie der Universität Wien für Mikrosondenanalysen an Pyroxenen.

Das Belegmaterial befindet sich am Institut für Geologie der Universität Wien.

## 2. Erforschungsgeschichte der Klammkalkzone

Die Fülle an Literatur über den Tauernnordrand und den Ostabschnitt der Hohen Tauern macht es unmöglich, auf alle Ergebnisse einzugehen. Daher werden nur jene Arbeiten zur Erläuterung herangezogen, die für die Klammkalkzone zwischen Fuscher- und Kleinarlal tal bezeichnend sind. Die erste Geologische Karte aus diesem Gebiet stammt von K. REISSACHER 1848. 1907a beschreibt M. STARK aus den Grünschiefern des nördlichen Großarltales Diabasreliktstrukturen. 1907b legt er sich auf ein mesozoisches Alter der Klammkalke fest und stuft die Quarzite aus dem Arl- und Gasteintal als permisch ein. Ohne auf genauere Lokalitäten einzugehen, erwähnt er noch Chloritoidschiefer, die vielfach mit Grünschiefer, Quarziten und Phylliten wechsellagern und mm-große Rosetten von Chloritoid aufweisen. Damit dürften die bei der Neukartierung gefundenen Schiefer am Osthang des Großarltales nördlich des Gehöftes Wimm gemeint sein. In der vergleichenden Arbeit über die Beziehungen der Schieferhüllen des Zentralgneises, 1912, sieht STARK in den Klammkalken und Klammschiefern petrographisch ein Mittelding zwischen Radstädter Mesozoikum und den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten der Schieferhülle. Aus diesem Grund schied er den Klammkalk als Radstädter Jurakalk aus. Als tektonisch liegendes Glied dieser Klammkalke stellt er einen Quarzit-Serizitschieferhorizont fest, der Granit-, Diorit- und Porphyngerölle führt und aus grünen, weißen, grauen Schiefen und Quarziten besteht. Er weist ferner auf die Ähnlichkeit dieser Gesteine mit manchen geschieferten Vorkommen von Alpinem Verrukano hin. Das gesamte Klammsystem schien für ihn eine Mittelstellung zwischen der „Radstädter Tauern-Decke“ und der „Kalkglimmerschiefer-Kalkphyllitserie“ darzustellen.

Nach L. KOBER 1922 sind die Klammkalke s. str. die Vertreter der Unteren Radstädter Decke (Hochfeind-Weißeneckdecke i. S. KOBERS), weil Klammkalke nahe von Bruck-Fusch feinkörnige Breccien vorkommen, die an jene der Radstädter Tauern erinnern. Die obere Radstädter Decke ist nur mehr als Schollenreihe vorhanden (Schuhflicker, Rauch-

kögerl). Die von KOBER erwähnten Triasdolomitlinsen (1922:215) im Klamm-Kalk existieren nicht.

Einer der wenigen Geologen, der damals dem heutigen Bild nahekam, war STAUB 1924, der rein gefühlsmäßig den Klammkalk als oberjurassisch bis neokom einstuft. 1926 gibt TRAUTH als einer der Ersten eine umfassende Zusammenstellung der historischen Entwicklung und deutet auch die Möglichkeit eines mesozoischen Alters der Klammkalkzone und eine Zugehörigkeit zur „lepontinischen“ Schieferhülle an, ohne sich dabei festzulegen. W. FISCH 1932 beschreibt einen „Muldenbau“ der Klammkalke als Teile eines zusammengesetzten Faltenbündels und erwägt die Möglichkeit tauchender Falten, wobei die Seritzschieferkerne dem mitverfalteten Untergrund entsprechen. Nach STAUB hält auch HOTTINGER 1935 einen Teil der Schiefermasse des nördlichen Fuscher- und Rauristales für Obermalm-Unterkreide, den Klammkalk stuft er weiterhin als Unterostalpin ein.

Auf Grund fazieller und lithologischer Ähnlichkeiten der Klammkalkzone mit Unterostalpinen Schichtgliedern postuliert BRAUMÜLLER 1939 seine Sandstein-Brecciendecke. Diese sieht er als Obere Radstädter Decke. Im Anschluß an seine Arbeit über das Gebiet zwischen Rauris- und Fuschertal begann E. BRAUMÜLLER mit geologischen Aufnahmen im Bereich des Großarltales. Die damals aufgenommene handcolorierte Karte 1:25000 (alte topographische Unterlage) stellte Dr. BRAUMÜLLER in dankenswerter Weise unserer Arbeitsgruppe zur Einsichtnahme zur Verfügung. Außerdem übergab er freundlicherweise seine diesbezüglichen Dünnschliffe dem Institut für Geologie der Universität Wien.

Im Jahr 1939 veröffentlichte M. STARK in seinem Werk über die „Entwicklungsstadien bei kristallinen Schiefen (Grünschiefern) der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteintal“ eine Übersichtsskizze des Bereiches Gasteiner Klamm bis zum Kamm Gründegg-Kitzstein, die im Großen auch heute noch Gültigkeit besitzt. Bei dieser Arbeit, deren Schwerpunkt auf einer genauen petrographischen Bearbeitung der Grünschiefer lag, unterschied er als Ausgangssteine „Massengesteine“ (Diabase), Tuffe und „Sedimente mit genug basischem Eruptivmaterial“ (Tuffite). Als Ausgangsmagmen nimmt er dioritisches bis gabbroides Material der Alkalikalkreihe an. Über Porphyroide berichtet er 1940.

1943 setzen E. BRAUMÜLLER und S. PREY die Fuscher Phyllite samt ihren verschiedenen Begleitsteinen den dunklen Phylliten der Brennkogeldecke (= Untere Schieferhülle im stratigraphischen Sinn) stratigraphisch wie tektonisch gleich, womit der Nordrand des Tauernfensters weiter südlich an der Grenze zwischen den Radstädter Einheiten (= Klammkalk und Sandstein-Brecciendecke) und der Fuscher Schieferhülle zu finden ist. Im Gegensatz zu H. P. CORNELIUS 1934:32, 1939:207 ff., der die Grenze des Tauernfensters an den Nordrand der geschlossenen Oberen Schieferhülle legt, das Gebiet der Fuscher Phyllite mit den beiden „Radstädter Decken“ als „Nordrahmenzone“ der Matreier Zone gleichsetzt. Eine „nördliche Matreier Zone“ ist früher schon von A. HOTTINGER 1935 aufgestellt worden, die er aber nicht als Fortsetzung der Radstädter Tauern, sondern als eine eigene „hochpenninische Schuppenzone“ – sie entspricht ungefähr der Anthaupten-Bernkogelserie KOBERS – aufgefaßt hat.

Während bei Ch. EXNER 1957:5 und A. TOLLMANN 1959:36 die Klammkalkzone noch ein Teil des unterostalpinen Tauernfensterrahmens verkörpert, taucht bei G. FRASL 1958 in seiner ausführlichen Arbeit über die Seriengliederung der Tauernschieferhülle der Gedanke an eine penninische Zuordnung auf, indem er auf die große lithologische Ver-

wandtschaft der Klammkalke mit weiter südlich gelegenen Kalken der Bündler Schieferserie hinweist (p. 450 f.). Die Existenz einer eigenständigen Sandstein-Brecciendecke stellt er ohnehin in Abrede, da er diese Gesteinsfolge als Randfazies in das Gebiet der Fuscher Schieferhülle einordnet.

1963 ist es dann soweit: H. MOSTLER bringt erstmals schlüssige Beweise für eine Einstufung der Klammkalkzone ins Penninikum (an dieser Stelle möchten wir dankend erwähnen, daß Prof. Dr. MOSTLER unserer Arbeitsgruppe eine Abschrift seiner unpublizierten Dissertation über die Geologie der Berge des vorderen Großarl- und Kleinarltales samt der Geologischen Karte 1:25.000 und Profiltafeln zur Verfügung gestellt hat). 1963 kommt auch A. TOLLMANN in seiner Ostalpensynthese zum gleichen Ergebnis.

Neuere Notizen über die Klammkalkzone stammen von S. PREY 1975 und 1977, wo er aus der „Sandstein-Brecciendecke“ bei Taxenbach echte Flyschmerkmale zu erkennen glaubt und Parallelen mit Flyschserien des Prättigaus herzustellen versucht. Als Alter gibt er „am ehesten Oberkreide oder gar Alttertiär“ an. Nach Vorstellung von A. TOLLMANN 1963:193 und W. FRISCH 1976:38 erfolgte der vollständige Zuschub des Tauernfensters während der Oberen Kreide und ist mit großer Wahrscheinlichkeit im Campan bereits abgeschlossen.

A. TOLLMANN 1977:30 stellt den Begriff „Klammkalkfazies“ auf, womit ein in der penninischen Geosynklinale am weitesten südlich gelegener Ablagerungsraum gemeint ist. Als trennendes Element zwischen Unterostalpin und Pennin, bzw. zwischen Klammkalkfazies und Hochfeindfazies fungiert die Lungauer Schwelle (p. 25, Abb. 8), als langfristig subaerisch aufragender Rücken, der Detritus sowohl nach Norden in die Randzone des Pennins als auch nach Süden ins Unterostalpin (breccienreiche Hochfeindfazies) geschüttet habe.

Die neueste Arbeit stammt von Ch. EXNER 1979, worin die Nordrahmenzone, bestehend aus Sandstein-Breccienzone und Klammkalkzone, als „Analogon zur Matreier Zone“ dargestellt wird. EXNER trennt auch die ehemalige „Anthauptenzone“ nicht mehr von der „Sandstein-Breccien-Zone im engeren Sinn“, beschreibt weiters Übergänge des flyschartigen Sandsteins zu Schwarzphyllit und Auskeilen von Dolomitbreccien in Kalkphylliten. Der Vergleich der „QBP-Serie“ (nov. nom. EXNER) mit dem Alpenen Verrukano wird weiterhin aufrechterhalten. Weithin streichende „Trias“-Schollen werden als mit dem nachtriadischen Klammkalk und den Klammschiefern stratigraphisch verbunden gedeutet. Der Aussage EXNERS: „Kontinuierliche Übergänge zum Unterostalpin sind nicht auszuschließen, sowie es Übergänge zur Oberen Schwarzphyllitzone (Fuscher Phyllite) der Tauernschieferhülle gibt“ können wir uns nur anschließen.

### 3. Sandstein-Breccienzone

Die zwischen Rauriser und Gasteiner Ache durch mächtige Diabas- und Sandsteinzüge sowie schmalere Dolomitbreccienzüge gekennzeichnete, einheitlich E-W streichende Zone (EXNER 1979, Tafel 1), schwenkt mit Mächtigkeitsreduktion zum Gasteinertal hin nach SW ein. Sie löst sich östlich der Ache vorübergehend in Schwarzphylliten auf. Der Schichtbestand der Zone verschwindet dabei nicht zur Gänze: schmale Sandsteinlagen, Dolomitbreccienlinsen und Kalkgeröllhorizonte zeigen noch eine Verbindung zu dieser Zone. Erst beim Reitergut, E Mayerhofen, setzt mit charakteristischem Muskovit-führenden Sand-

stein, N Arltörl mit mächtigen Dolomitbreccien, die typische Lithologie der Zone erneut ein. Von hier ziehen die Dolomitbreccienzüge mit einem schmalen Streifen Sandstein an der Basis nach E ins Großarlal, um weiter östlich im Gebiet S Reschenberg Alm sedimentär innerhalb von Schwarzphylliten der Tauernschieferhülle auszuweichen.

Zu den beiden Leitgesteinen – Sandstein und Dolomitbreccie – gesellen sich Schwarzphyllit, Kalkphyllit, Kalkmarmor, graue karbonatführende Quarzite, Chloritserizitphyllite, Diabas- und Grünschieferzüge.

Eine klare Abtrennung von der Tauernschieferhülle (Obere Schwarzphyllitzone EXNER 1957, p. 68 f.) ist durch sedimentäre Beziehungen nicht möglich.

### 3.1. Muskovit-führender Sandstein

BRAUMÜLLER 1939 beschrieb am Tauernnordrand zwischen Fuscher- und Rauristal eine Gesteinsvergesellschaftung, die er unter dem Begriff Sandstein-Brecciendecke als eigenständige Baueinheit von den Fuscher Phylliten abtrennte. Die Abtrennung einer eigenständigen Decke war für BRAUMÜLLER aus der Unvereinbarkeit der damals für paläozoisch angesehenen Phyllite mit den nachtriadischen Sandsteinen und Dolomitbreccien notwendig.

Nach BRAUMÜLLER 1939 sind die Sandsteine durch alle Übergänge mit kalkigen Sandsteinen und sandigen Kalken mit den Dolomitbreccien in kalkigem Bindemittel verbunden.

Vergleicht man die Verhältnisse zwischen Fuscher- und Rauristal mit jenen nördlich und westlich des Arltörl, so fällt auf, daß Sandsteine und Dolomitbreccien zwei voneinander unabhängige Sedimentkörper darstellen, die durch einen 100–150 m mächtigen Schwarzphyllitstreifen voneinander getrennt sind.

Am Güterweg E Grub (E Mayerhofen) tritt vom Reitergut bis zu dem Punkt, an dem der Weg den Kendlachgraben quert, dieser hellgraue, plattige, fast immer kalkfreie, mittel- bis grobkörnige Sandstein auf, dessen auffälligstes Merkmal der Gehalt an mm- großen, detritären Muskoviten darstellt.

Die hangenden Anteile wechsellagern mit Schwarzphylliten, bis 30 cm starke gelbgrüne Tuffbänder sind bemerkenswert. Fetzen und Schollen von Schwarzphylliten in den Sandsteinen werden als Aufarbeitungsprodukte angesehen.

Verfolgt man diesen Sandsteinkomplex maximal 1 km im Streichen nach Osten oder Westen, so setzt eine intensive Wechsellagerung mit Schwarzphylliten ein. In den Schwarzphylliten des Arltörl (700 m E vom letzten gehäuftem Sandsteinvorkommen) sind von einer sandigen Entwicklung nur mehr geringe Spuren vorhanden. Erst weiter im Osten liegt an der Basis der Dolomitbreccien ein Band kalkig verunreinigten Sandsteins, jedoch von jenen durch Karbonatquarzit und Schwarzphyllit getrennt.

Die lateral ausklingende Sandsteinfazies zeigt auch die Situation im Westen. In den Aufschlüssen des Kranzl-Bachs (500 m W des letzten westlichen Sandsteinaufschlusses) tritt Schwarzphyllit zu Tage, der als letztes Ausklingen der Sandsedimentation vereinzelt Muskovit-führende Sandsteinbänke aufweist.

Steigt man die Gräben des Mayerhof-Bachs, Heumoos-Bachs und Kendlach-Bachs von Süden gegen Norden empor, so entsteht ein gleichartiges Bild. Aus Schwarzphylliten kommend, häufen sich darin die Sandsteinlagen, der Schwarzphyllit wird lagenweise kalkig, dann feinsandig mit Pyritführung, die Glimmereinstreuung nimmt zu, bis ohne jeden scharfen Hiatus der Sandstein in seiner typischen Ausbildung ansteht.

U.d.M.: In einem feinkörnigen Grundgewebe aus Quarz und untergeordnet Serizit erscheinen große klastische Einsprenglinge von serizitisierten Albiten, Quarzen, Plutonitgeröllchen, Kalifeldspaten, Muskoviten und polysynthetisch verzwilligten Plagioklasen. Resedimentierte Tonschieferfetzen sind gut erhalten. Die Rundung der Sandfraktion ist schlecht. Ecken und Kanten sind erhalten, die Muskovite sind durch Kompaktion gebogen und geknickt.

Quarzklasten: Ø 1,3–2,3 mm; längliche eingebuchtete Scherben; dreikantige Umrisse mit schwach gerundeten Ecken.

Quarzit: bis 1,7 mm; stark verzahnte Einzelquarze (Ø der Teilindividuen 0,12–0,25 mm).

Muskovit: bis 1,6 mm lange Scheiter: durch Neokristallisation etwas weitergewachsen: an tektonischen Scherflächen zerrissen.

Plagioklas: Ø 0,15–0,45 mm; serizitisiert mit schwach durchschimmernden Zwillingslamellen; getrübert Albit ohne Zwillingsbildung.

Tonschiefer: Ø bis 2,8 mm; aus feinstschuppigem Serizit aufgebaut; die Abgrenzung zum übrigen Grundgewebe ist durch eine Ränderimprägnierung mit limonitischer Substanz scharf; Chlorityphyllitfetzen sind unter Umständen Tuffabkömmlinge.

Modalbestand (Probefundpunkt: Sh 1240 m, 100 m E Reitergut)

- 1% Karbonat
- 5% Kalifeldspat
- 7% Muskovit
- 10% Quarzit
- 11% Plagioklas
- 14% Tonschiefer
- 22% Quarzklasten
- 30% Matrix

Schwermineralanalysen zeigen eine überwiegende Apatitvormacht, daneben Turmalin (Abb. 1). Bei den Zirkonen treten neben idiomorphen Körnchen auch abgerundete auf (? zweiter Sedimentationszyklus).

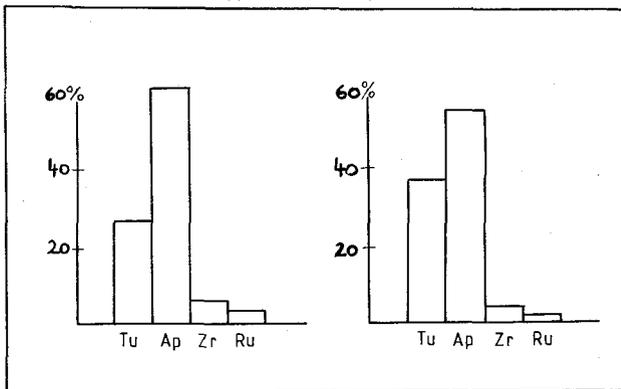


Abb. 1: Schwermineralproben des Muskovit-führenden Sandsteines 100 m E Reitergut, Sh 1240 m.

In den Schwarzphylliten sind in den Aufschlüssen des Schwarzbachs (N Mayerhofen) und Kranzl-Bachs vereinzelte Bänke von Muskovit-führenden Sandsteinen eingelagert, die vom Hauptverbreitungsgebiet isoliert sind, in ihrer Lithologie aber vollkommen mit dem Sandsteinkomplex übereinstimmen, sodaß durch sie ohne weiters ein Zusammenhang zwischen den Sandsteinen der Sandstein-Breccienzone westlich der Gasteiner Ache mit jenen des Reitergutes hergestellt werden darf.

### 3.2. Dolomitbreccie

Die mächtigste Verbreitung findet man am Kamm von Arltörl zum Schuhflicker und in den Kendlachgräben. Von hier löst sich die geschlossene Dolomitbreccie nach E und W in mehrere Züge auf, denen Karbonatquarzite, Grünschiefer und Schwarzphyllite zwischengelagert sind. Die Breccien keilen östlich der Mitter Heim Alm in grünen, klastikaführenden Chloritquarzschiefern aus (Gasteinertal), im Osten verschwinden sie in den Schwarzphylliten südlich der Reschenberg Alm (Großarltal).

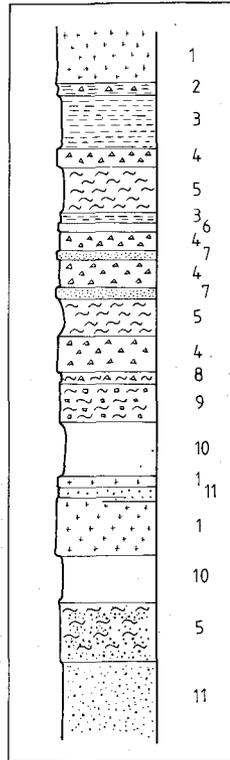


Abb. 2: Gesteinsvergesellschaftung der Dolomitbreccie im Kendlach Graben I, NW Arltörl, Sh 1430–1700 m.

- 1 Grünschiefer
- 2 grüner Phyllit mit Dolomitgeröllen
- 3 grüner, quarzreicher Chloritserizitphyllit
- 4 Dolomitbreccie
- 5 Schwarzphyllit
- 6 weißer Marmor mit Dolomitgeröllen
- 7 grauer Quarzit
- 8 Schwarzphyllit mit Dolomitgeröllen
- 9 Feldspatklasten führender Schwarzphyllit
- 10 Moränenschutt
- 11 Muskovit-führender Sandstein.

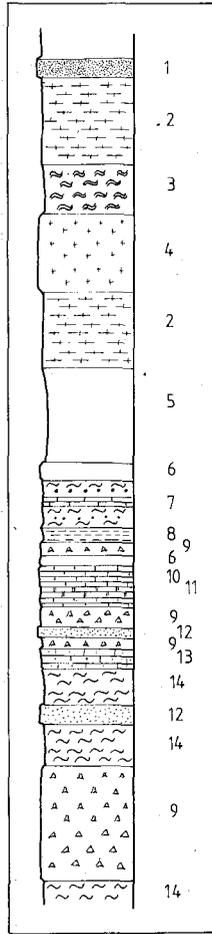


Abb. 3: Säulenprofil durch die Dolomitbreccienvergesellschaftung im Kendlach Graben III, Sh 1500–1740 m.

- 1 karbonathaltiger grüner Quarzit
- 2 Tuffit
- 3 grauer Serizitphyllit
- 4 Grünschiefer
- 5 Moränenschutt
- 6 weißer Marmor mit Dolomitgeröllen
- 7 grauer Kalk, Schwarzphyllit, Quarzfeinbreccien, Quarzkonglomerat
- 8 grüner Serizitphyllit
- 9 Dolomitbreccie in karbonatischem Bindemittel
- 10 dunkelgrauer Kalk
- 11 grünweißer Kalkmarmor
- 12 grauer Quarzit
- 13 sandiger Kalk
- 14 Schwarzphyllit

Die Komponenten der Breccien sind gelbe, graue und violettstichige Dolomite und dunkelgraue Kalke. Die Gerölle sind meist spindelförmig tektonisch gelängt, daneben gibt es eckige und runde Trümmer. Nach der Art des Bindemittels lassen sich 5 Typen unterscheiden:

- Dolomitkomponenten in grauem karbonatischem Bindemittel
- Dolomitkomponenten in karbonatquarzitischem Bindemittel
- Dolomitkomponenten in Schwarzphylliten
- Dolomitkomponenten in grünen Phylliten
- Dolomitkomponenten in weißgelblichem Kalkmarmor

Breccien mit karbonatischem Bindemittel überwiegen bei weitem. Seltene Beimengungen sind Quarzittrümmer und Schieferschollen. Übergänge in Schwarzphyllit und kalkige Phyllite sind die Regel. Kennzeichnend für die einzelnen Dolomitbreccienzüge ist ein hoher Sandgehalt in der Karbonatmatrix, der sich stellenweise verstärkt zu Quarzmarmoren und Karbonatquarziten konzentriert, im Extremfall als m-mächtige graubraune Quarzitlagen vorliegt.

Die Ähnlichkeit des Bindemittels mit Klammkalken ist verblüffend.

Auffallend ist an manchen Stellen das Einsetzen der Breccienschüttung. Steigt man SW Kote 2077 die Wand durch, die aus dunkelgrauem, sandigen Kalk aufgebaut wird, so beginnt bei Sh 1900 m ein dunkelgrauer Kalk, welcher lithologisch vom Klammkalk nicht zu trennen ist. Er führt Sandschnüre an der Basis. Nach 30 Höhenmetern setzt auf eine 1 m breite Zone verteilte diffuse Schüttung von Kalkgeröllen ein. Darüber folgen reine graue Kalke. In Sh 1960 m liegt eine geringmächtige Breccienbank mit Gerölldurchmessern kleiner 1 cm. Überlagert wird dieser Horizont mit scharfer Grenze von einer polygenen Breccie (Schwarzphyllitflatschen, Kalke, gelbe und graue Dolomite) in karbonatquarzitischem Bindemittel.

Die Breccienbänke in den Kendlachgräben (W Arltörl) sind zum Teil gradiert, einmal sogar in inverser Lagerung.

Die Breccien im engeren Sinn, also dicht gepackte Dolomit- und Kalkkomponenten, lassen sich nur selten in E-W streichenden Zügen länger verfolgen. Viel häufiger ist ihr Auftreten in Gestalt dünner Bänke (20–100 cm) in umgebenden sandigen grauen Kalken.

Die Kalklagen zwischen den einzelnen Gerölllagen sind ca. 10 m stark, die gesamte Abfolge – mehrere Breccienlagen mit Kalkzwischenlagen – schwankt von 30 m bis 60 m. Daran anschließend folgt immer ein mehr oder weniger breiter Schwarzphyllitstreifen mit eingelagerten Karbonatquarziten, Kalklagen und stellenweise auch Grünschiefern. Im Streichen verfolgen lassen sich daher nur die mächtigen Züge des Bindemittels, in denen immer vereinzelte Dolomitgerölle die Zugehörigkeit zu den Breccien kenntlich machen. Fehlen diese Komponenten, könnte man sie als Kalkmarmor oder Klammkalk einstufen.

Östlich des Kammes Arltörl – Schuhflicker häufen sich Dolomitkomponenten mit großen Durchmessern. Sie erreichen Werte zwischen 50 cm und mehreren Metern. Das extreme Beispiel einer derartigen „Großscholle“ findet man im Steinbruch Gruber, 1,7 km N Großarl. Läge dieser Dolomitklotz nicht innerhalb des vom Arltörl herabstreichenden Dolomitbreccienzuges, und wäre er durch den Steinbruchbetrieb nicht derartig großartig aufgeschlossen, so würde er ohne Zögern als eine der Triasdolomitlinsen eingestuft werden können, wie sie von EXNER 1979 zahlreich westlich der Gasteiner Ache beschrieben worden sind. Nur kann in diesem Steinbruch ein eindeutiger Übergang aus dem massigen

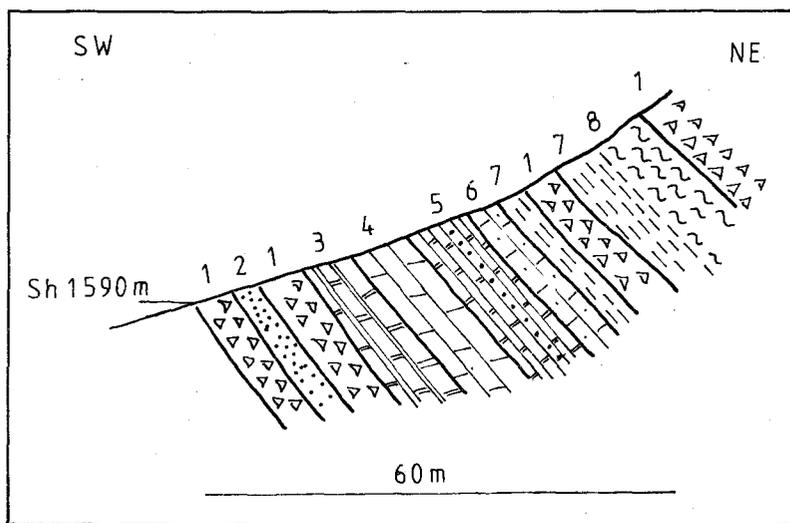


Abb. 4: Profil Kendlach Graben III.

- 1 Dolomitbreccie
- 2 grauer Quarzit (2-3 m)
- 3 grauer Kalkmarmor übergehend in
- 4 weißer Kalkmarmor
- 5 grauer Kalkmarmor mit Dolomitbreccienbänken
- 6 weißer Kalkmarmor mit Dolomitgeröllen
- 7 grüner Serizitphyllit
- 8 Schwarzphyllit

Kernbereich des 40 m breiten und 120 m hohen Dolomites über endogene Breccienbildung zu Breccien mit grüner Phyllitmatrix belegt werden.

Die wichtigen Beobachtungen sind: 1) derselbe grüne Phyllit, der den Dolomitklotz ummantelt, bildet auch die Matrix einer Breccie, die aus diesem Dolomit tektonisch hervorgegangen ist, daß heißt, Dolomittrümmer und grüner Phyllit sind innig vermengt. Die tektonische Lösung, als Einschuppung eines Triasdolomitpanes in grüne Phyllite, dabei auftretende basale Zertrümmerung des Dolomites und Einpressung des plastischen grünen Phyllitmaterials in die tektonische Breccien kann ausgeschlossen werden, da der Dolomit keine Mylonitstrukturen aufweist, zusätzlich keine Injektionen weichen, zerriebenen Materials in Spalten und Klüften vorhanden sind, ferner, weil die Mischzone zwischen Phyllit und unversehrtem Dolomit für einen derartigen tektonischen Vorgang viel zu breit ist.

2. Die Breccienkomponenten weiter zum Kernbereich sind durch einen ehemaligen Dolomitbrei verkittet, der dem Dolomit selbst entstammt. Beide Bindemittel gehen ineinander über.

### Mikroskopische Beschreibung

Dolomitbreccie: Sh 1380 m, Kehre des Güterweges zur Lenzbauern Alm, Gasteiner Tal.

Komponenten: ausgewalzte, dichte graue Dolomite

Matrix: mikritischer Karbonatzement mit Nestern von Quarz; Neubildung von Albit sowohl in der Matrix als auch in den Dolomitgeröllen.

Die Packung der einzelnen Gerölle ist locker, die Korngrenzen berühren sich kaum, dort wo sie aneinandergrenzen erkennt man deutliche Drucksuturen. Anlösungen durch den Karbonatzement führen zur Resorptionsbuchtenbildung.

Es treten 2 Geröllkomponenten auf: die Durchmesser der einzelnen Dolomitkristalle sind unter dem Mikroskop nicht aufzulösen (dunkelgraue Dolomitgerölle); die Durchmesser der Einzelindividuen liegen bei  $\varnothing$  0,02 mm (hellgraue Dolomitgerölle).

Beide Geröllkomponenten sind schlecht verrundet, Ecken und Kanten sind noch erhalten. Neben äquidimensionalen Körnern existieren längliche Scherben und Trümmer. Mehrere Körner sind zersplittert und mit Kalzit und Quarz sekundär verkittet worden.

Als kleinster Korndurchmesser der Gerölle tritt der Bereich 0,6–2 mm auf (Grobsand), der größte Durchmesser im vorliegenden Dünnschliff beträgt 1 cm.

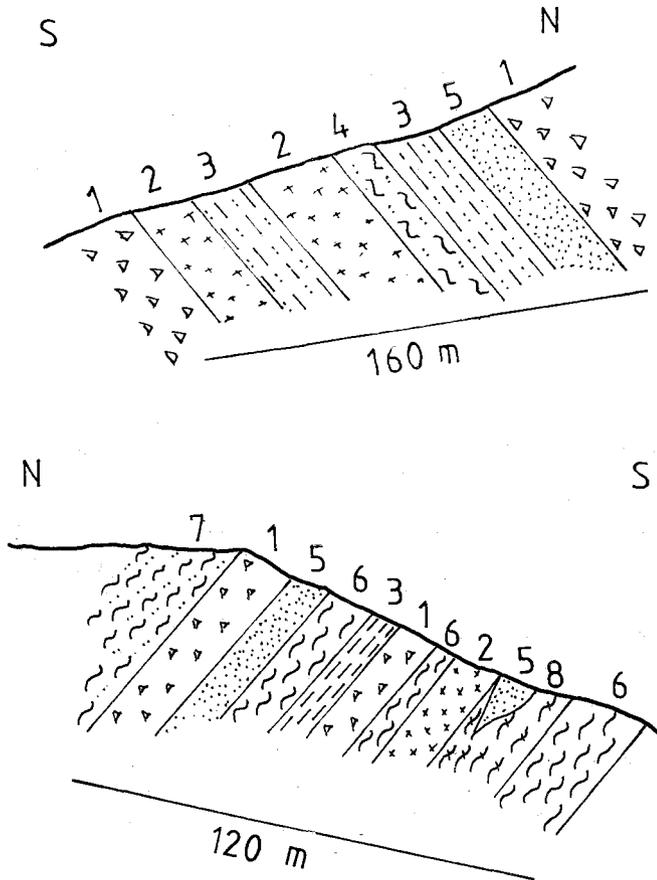


Abb. 5: Profil Kendlach Graben III, Sh 1640 m–1740 m (oben) und 200 m S Kote 1930 (W Schubflicker) (unten).

- 1 Dolomitbreccie
- 2 Grünschiefer
- 3 grüne quarzreiche Phyllite
- 4 grauer Quarzserizitphyllit
- 5 grüner karbonatischer Quarzit
- 6 Schwarzphyllit
- 7 dunkelgrauer Quarzphyllit
- 8 Chloritserizitphyllit

Dolomitbreccie: Sh 2010 m, 100 m NW Seekopf

Zusammen mit Quarzit als geringmächtige Lage in Schwarzphylliten.

Komponenten: feinkörnige Dolomitgerölle, spätige Kalkgerölle limonitisch gefärbt, Tonschiefer

Matrix: Karbonatquarzit

Die Dolomit- und Kalkgerölle sind wie in den übrigen Proben schlecht verrundet, sie zeigen Resorptionsbuchten, Lösungserscheinungen und Drucksuturen. Autigene Albitbildung mit Zwillinglamellen in der Matrix und in einzelnen Dolomitgeröllen ist kennzeichnend.

Nachfolgend seien noch einige Aufschlüsse beschrieben. In Sh 1930 m, 300 m S Kote 1930, am Südrand des Schuhflickerbergsturzes zieht ein Dolomitbreccienband durch, das von grüngrauen Phylliten begleitet wird, die an Tuffe erinnern. An ihrer Basis liegen feinkörnige, massige, grüne Quarzite.

N Austuhl, 100 m S Kote 1997, liegt in den Schwarzphylliten ein 1 m mächtiges, dicht gepacktes Dolomitbreccienband in Kalkbindemittel.

Im Mayerhofbach quert ein 50 cm mächtiges Breccienband in Sh 1160 m den Graben. Das Bindemittel besteht aus schwarzem Dolomit, die Breccie aus schwarzen und gelblichen Komponenten. Auf engstem Raum liegen gut gerundete und eckige Trümmer beisammen. Die begleitenden Schwarzphyllite führen Muskovit-hältige Sandsteinlagen. Dieser Breccientyp wurde sonst nirgends gefunden.

250 m NE Kote 1997 (E Paar Seen) steckt zusammen mit Kalkphylliten, Quarziten, Grünschiefern und Schwarzphyllit ein geringmächtiger Breccienpan an einer Störung eingeklemmt zwischen zwei Klammkalkzügen.

Im Kendlachgraben, Sh 1670 m, 100 m ESE Hütte 1756, treten typische Dolomitbreccien in Chloritserizitphylliten auf, die von Grünschiefern überlagert werden und gegen das Hangende in grüne bis violette, phyllitische Tonschiefer (Tuffite) übergehen.

### 3.3. Dolomite und Dolomitschiefer

Außer in den Dolomitbreccien als Komponenten treten in der Sandstein-Breccienzone und in den angrenzenden Bereichen Dolomite in Form von Linsen, Schollen und Lagen auf. Die größten Vorkommen sind der Schuhflickerdolomit und der Dolomit des Sauarkopfes, diese beiden stellen die 1. Art von Dolomiten dar. Die 2. Art bilden die größeren Dolomitschollen und Lagen in der Sandstein-Breccienzone (im Auwald und im Steinbruch Gruber im Großarlal).

Als 3. Art werden die hellen Dolomite bei der Thorbauern Heim Alm im Gastein-Tal und die der Schwarzeneckalm im Elmautal angesehen.

Bei allen 3 Arten erscheint typisch, daß an den umgebenden Sedimenten immer grüne Phyllite bis Schiefer beteiligt sind, und daß sie meist in Form isolierter Vorkommen auftreten.

ad 1.: Einer der bemerkenswertesten Aufschlüsse befindet sich am Schuhflicker. Ein mächtiger Gesteinskörper bestehend aus Dolomit, Dolomitschiefer, Breccien und Chlorit-quarzschiefer-Quarzit erscheint hier zu einer enggepreßten Synform verfaltet. Es ist ein meist dunkelgrauer, hellgrau verwitternder Dolomit, der im Randbereich eine Schieferung aufweist. Der Kern dieses Gesteinskörpers besteht aus dünnbankigem, wellig-schichtigem, gelblich-weißem Dolomitschiefer in Wechsellagerung mit quarzitischem, apfelgrünen Serizitquarzschiefer mit rötlichen Quarzen. Eine weitere Eigenheit ist die Beteiligung von bunten Phylliten (Hämatit und Chloritphyllit). Bei mikroskopischen Untersuchungen stell-

te sich heraus, daß die apfelgrünen Serizitquarzphyllite den klastikareichen Schiefeln nördlich des Klammkalkzuges Hörndl-Schied nahestehen. Diese Gesteinsserie wurde von EXNER 1979 im Gebiet westlich der Gasteiner Achse als Alpiner Verrukano angesehen. Falls ein solcher vorliegt, so könnte die Ablagerung nur in Form einer Resedimentation geschehen sein, wobei das Verrukanomaterial zusammen mit dem Dolomitschiefer, oder alternierend, angeliefert wurde.

Begleitet, bzw. umschlossen wird der Schuhflickerdolomit von Phylliten. Beginnend beim Wetterkreuz südlich des Schuhflicker trifft man auf polymikte Breccien mit kalkigen Zwischenlagen. Daran schließt sich in nördlicher Richtung Schwarzphyllit mit bräunlichen, mürben Kalksandsteinlagen an, die auch noch vereinzelt kleine Gerölle führen. Nach einigen 10er m folgt auf Kalkphyllit feiner, dünnblättriger Schwarzphyllit. Die letzte südlichste kleinere Erhebung vor dem Schuhflickergipfel besteht aus gelbgrauem Dolomit mit kalkigen Dolomitschieferlagen. Nördlich davon schließen wieder Breccien und Kalkmarmore, wie sie auch im Steinbruch Gruber zu finden sind, an. Nach ca. 15 m erhebt sich dann der Schuhflickerdolomit mit kompliziert verfalteten Dolomitschiefereinlagerungen.

Nördlich schließt an den Dolomitklotz Schwarzphyllit an, der gegen N zunehmend in Chloritquarzschiefer überleitet. Nach 20 m stößt man auf Klammkalk (ca. 5 m mächtig), wobei es jedoch fraglich ist, ob dieser Aufschluß nicht zum Großteil aus einer kalkigen Lage im Schwarzphyllit besteht, welche dem Klammkalk oft zum Verwechseln ähnlich sieht.

Bis knapp vor der Erhebung des Austuhl baut weiter Chloritquarzschiefer den Kamm auf, dann setzt abrupt Klammkalk typischer Lithologie ein.

Der Ostteil des Arbeitsgebietes wird durch eine markante Erhebung dominiert – dem Saukarkopf.

Eine Dolomit-Breccien-Scholle scheint hier förmlich in Phyllit- bzw. Schiefermassen zu schwimmen. Der Gipfel besteht in seinem nördlichen Teil aus gelblichgrauem Dolomit, im S aus Breccien üblicher Lithologie. Im N läßt sich die Dolomitscholle ca. 300 m weit verfolgen, wo sie dann an Chloritquarzschiefer und Schwarzphyllit grenzt.

Östlich und westlich wird sie von Chloritquarzphyllit umschlossen. Im E wurden im Verband des Dolomites, bis 10 m mächtige schiefrige Kalke kartiert.

Auf Grund der Fallwerte und der Lage der umgebenden Breccien und Karbonatquarzite könnte auch hier ein Muldenbau angenommen werden. Leider konnten auf Grund der starken Schuttbedeckung im nördlich und südlich angrenzenden Gebiet keine eindeutigen Hinweise dafür gefunden werden, sodaß vorerst davon Abstand genommen wird.

In der Schichtfolge der Nordrahmenzone liegen die Dolomitschollen des Schuhflicker und Saukarkopfes in annähernd gleicher Position, während die Dolomite des Auwaldes ein südlicheres Niveau einnehmen.

ad 2.: Die großen Aufschlüsse der Aubauerforststraße bieten eindrucksvolle Beweise für den sedimentären Zusammenhang von Dolomitschollen und den Gesteinen der Sandstein-Breccienzone. Am Beginn des Auwaldprofiles, nördlich von Boilgrin (in der älteren Literatur unter Pointgrim bekannt) in 1300 m Sh, tritt erstmals ein ca. 3 m mächtiger, endogen brecciöser, dunkelgrauer Dolomit auf. Die Matrix ist immer heller grau als die eckigen, fast schwarzen Komponenten. Eine weitere 5 m mächtige Lage eines schwarzen Dolomites findet man nach einer Phyllit-Breccienabfolge bei Profilmeter 255 und 1350 m Sh und dann erst wieder im Steinbruch Gruber. Wie schon bei der Beschreibung des Schuhflickerdolomites erwähnt, sind Dolomitkomponenten, wie sie auch als kompakte

Lagen auftreten, am Aufbau der Breccien beteiligt. Ein typischer Bestandteil der polymikten Breccien ist z. B. hellgelber, dichter Dolomit. Dieser findet sich auch als kompakte Linse im Profil bei 1380 m Sh. im Verband von Bändermarmoren und Hämatitquarzit wieder.

Die Breccien des Auwaldes beinhalten auch anderes als dolomitisches Material, doch ist der Hauptbestand aus Gesteinen ableitbar, die im Arbeitsbereich auftreten. Die Größe der Komponenten reicht von 0,5 cm bis zu Dutzenden von Metern. Derart große Dolomitkörper könnten als eingegleitene Großschollen gedeutet werden, wobei gewisse Anteile der Breccien in Form von Olistostromen und ähnlichen Transportmechanismen abgelagert und dabei Dolomitschollen als Olistolithe sedimentiert wurden. Ein Beispiel dafür dürfte der Dolomitsteinbruch Gruber im Großarlal darstellen.

Ein im Anschnitt 100 m hoher und 40 m breiter Steinbruch ist auf den Abbau eines Dolomits ausgerichtet. Der Gesteinskörper besteht nicht durchgehend aus Dolomit sondern ist in sich wechselnd aufgebaut. Besonders die Randbereiche bestehen aus einem Breccienmaterial aus „filzigen“ Chloritphyllit, Kalkmarmorbruchstücken und vorwiegend Dolomitkomponenten desselben Gesteins, welches die Dolomitscholle aufbaut. Es ist ein dunkelgrauer, manchmal violettgrauer Dolomit, der randlich von weißem, grau-grünem, zuckerkörnigen Kalkmarmor umschlossen wird. Dieser ist ca. 1 bis 6 m mächtig und weist verstärkt Strömungsmerkmale auf. Im Norden und Westen schließt an die Breccie Schwarzphyllit an. Der Hauptverbreitungsbereich der Breccie liegt an der Südseite der Dolomitscholle.

ad 3.: Die dünnen Dolomitbänder im Bereich der Thornbauern Heim Alm (Gastein Tal) bilden zusammen mit dem Geierwandzug, den Aufschlüssen P 1661, Schwarzeneckalm und P 1535 (alle Großarlal) den südlichsten Dolomithorizont.

Scheeweißer und grauer Dolomit sind die Hauptbestandteile. Südlich der Schwarzeneckalm am Waldweg in 1575 m Sh treten in quarzreichem, weißen Dolomit rosafarbige Kalzitkristalle auf, wie sie auch im Auwald in gelbem Dolomit und weiß-grau gebändertem Kalkmarmor zu finden sind.

Aus dem Kleinarlal beschreibt DEMMER 1961 südlich des Trinkergrabens weiße bis blaßgelbe Dolomite, bei denen er keinerlei Parallelitäten zu irgendeinem Gestein der Unterostalpinen Trias feststellt.

### **3.4. Sandschnurkalk und Kalkschiefer**

Graue, plattige, feinkörnige, vielfach sehr sandige Kalke sind das Hauptträgergestein der Dolomitbreccien. Der Sandgehalt kann sich in auffallender Weise zu 1 cm dicken Lagen ansammeln, die durch ihren größeren Widerstand der Erosion gegenüber aus den Kalken herauswittern. Sie sind ein wesentliches Kennzeichen – wenn sie gehäuft auftreten – für eine Zuordnung zu den Dolomitbreccien, da die Klammkalke ebenfalls derartige Sandlagen führen (z. B. Klammkalk Kote 1824 E Großer Paar See). Klammkalk und Dolomitbreccienbindemittel sind lithologisch nicht zu trennen.

Kartierungsarbeiten im Sommer 1980 im Auftrag der Geologischen Bundesanstalt in der ehemaligen „Sandstein-Brecciendecke“ BRAUMÜLLERS 1939 auf Blatt 124 Saalfelden haben gezeigt, daß die Kalke der Dolomitbreccien des Arltörls mit den von BRAUMÜLLER beschriebenen Kalksandsteinen, Kalken und Kalkphylliten bestens übereinstimmen. Der gravierende Unterschied liegt nur im Sandgehalt. Während in der „Sandstein-Brecciendecke“ das Sandmaterial bei weitem überwiegt und Dolomitbreccien nur untergeordnet

auftreten (außerdem nie derart dicht gepackt, wie am Arltörl), ist die Situation in unserem Arbeitsgebiet gerade umgekehrt: Sandsteinlagen in Form der von BRAUMÜLLER 1939, p. 69 ff. angeführten „Arkosesandsteine“ fehlen, während Dolomitbreccien vorherrschen.

Immer wieder zeigt sich hier am Tauernnordrand, daß gewisse Gefügekomponenten einer Serie an mehreren Punkten gehäuft auftreten: Sandsteine im Gebiet Höferberg (BRAUMÜLLER 1939), mächtige Sandsteinzüge zwischen Rauris- und Gasteinertal (EXNER 1979), Sandsteine in unserem Gebiet nur im Bereich Reitergut, Dolomitbreccien gehäuft am Arltörl, grüne Geröllschiefer auf der Gasteinerhöhe, turbiditische Schwarzphyllite N Thornbauern Heim Alm.

Es konnte in den Klammkalkzügen westlich des Grenzkammes Großarlal-Gasteinertal kein einziges, auch noch so winziges Dolomitgeröllchen gefunden werden. Leider! Im Gegensatz zu den Sandschnurkalken, in denen man auch losgelöst von den dichtgepackten Dolomitbreccien immer vereinzelt isolierte Dolomitkomponenten finden kann, sogar in den Sandschnüren.

Eine Seltenheit sind dunkelgrüne Chloritphyllitbänder in diesen Kalken (z. B. Sh 1810 m, 300 m N von „e“ von Hauserbauer Alm). Durch Zunahme des Quarzgehaltes wird der Kalk hellgrau, schiefrig und dünnplattig und geht in graue, sandige Kalkschiefer über.

### 3.5. Karbonatquarzit

Der Quarzit ist ein typisches Begleitgestein der Dolomitbreccien. Er ist klein- bis mittelkörnig, graugrün mit rotbraunen bis blaßbraunen Verwitterungsfarben, nie so dünn-schiefrig wie die grünen Quarzite, er bricht scharfkantig-blockig und bildet bedingt durch seine Härte morphologisch gut erkennbare Geländerippen. Seine Mächtigkeit liegt zwischen 3 m und 20 m, schwillt lokal bis zu 30 m an.

Aus den Kendlachgräben läßt sich dieses Gestein in mehreren E-W streichenden Zügen ins Großarlal verfolgen, wo es zusammen mit der Dolomitbreccien S Reschenberg Alm in Schwarzphylliten zu verschwinden scheint. Der Karbonatquarzit ist scheinbar an kein bestimmtes Niveau innerhalb der Breccienzone gebunden, tritt aber nur innerhalb von Schwarzphylliten auf. Das Hauptverbreitungsgebiet geht mit der maximalen Mächtigkeit der Dolomitbreccien konform; gehäuftes Auftreten ist in den Kendlachgräben, weiters S Reschenberg Alm (N Elmautal) zu beobachten, während sie nach Westen und Osten im Zuge der allgemeinen Mächtigkeitsverringering der Zone verschwinden. Bedingt durch das flache Einfallen gegen S erscheint das Karbonatquarzitvorkommen N Saukarkopf in derart großer Ausdehnung. Ein letztes westliches Vorkommen liegt am Güterweg zur Lenzbauern Alm in Sh 1400 m, der östlichste Ausläufer ist im Graben N Großelmau zu finden.

U. d. M.: Xenoblastisches Quarzpflaster mit spärlichen Hellglimmerschüppchen und größeren verquetschten Muskovitblättchen. Aus diesem feinkörnigen Grundgewebe ( $\varnothing$  0,06–0,09 mm) heben sich größere klastische Quarze ( $\varnothing$  um 0,2 mm) ab. Unregelmäßig verteilte Erzpartikel verursachen bei ihrer Verwitterung den bräunlichen Farbton. Der Karbonatgehalt schwankt und kann verschwindend gering werden. Ferner: Zirkon, Turmalin, Epidot, Rutil, Hämatit, Limonit.

### 3.6 Kalkmarmor

Ein seltenes, aber äußerst auffälliges Schichtglied, stellt ein weißer, gelb anwitternder Kalkmarmor dar, der entweder mit Dolomitbreccien oder dunkelgrauen Kalken vergesellschaftet ist. Seine Mächtigkeit beträgt höchstens 1,50 m. Bemerkenswert sind Einlagerun-

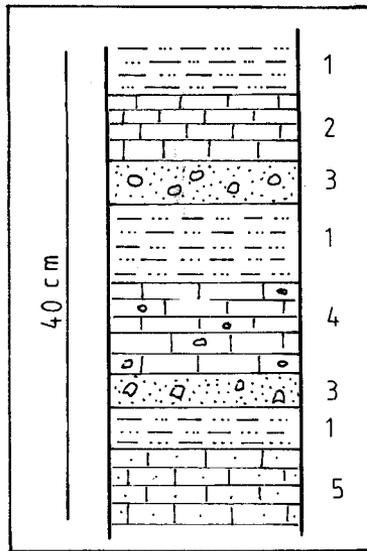


Abb. 6: Vergesellschaftung von Kalkmarmoren (Dolomitgeröll-führend) mit Quarzitschiefen an der Basis des Dolomitbreccienbandes S Schuhflicker, Sh 2020 m, Bergrücken NW Kendlachmäher.

- 1 grüner Quarzitschiefer (? Radilarit)
- 2 weißer Marmor
- 3 Basis des Marmors; sandig mit Dolomitgeröllen
- 4 weißer Marmor mit Dolomitgeröllen
- 5 sandiger weißer Marmor

gen von dünnen grünen Phyllitbändern und Dolomitgeröllen. In jenem Kendlachgraben, der in Sh 1500 m vom Hauptgraben in Richtung NE anzweigt, sieht man in Sh 1590 m folgendes:

grauer Kalk (5 m) übergehend in  
 grünweißen Kalkmarmor (1,50 m) darüber mit scharfer Grenze  
 Dolomitbreccie (30 cm) überlagert von  
 weißem Marmor mit Dolomitgeröllen (50 cm) darüber  
 grüner Phyllit (20 cm)  
 grauer Kalk mit Dolomitgeröllen (1 m)  
 grüner Phyllit (30 cm) übergehend in  
 karbonatischen, sandigen Schwarzphyllit mit einer 50 cm mächtigen Dolomitbreccienbank.

Weitere derartige Kalkmarmorbänder mit grünen Phyllitlagen und -schmitzen liegen an der Basis von Klammkalken SE Kote 885 (Gasteinertal), an der Basis der Klammkalkrippe N Lenzbauern Alm, die allerdings von chloritführenden Serizitquarzphylliten umgeben wird. Im Großarlal sind im Klammkalk der „Alten Wacht“ ähnliche Gesteine abgeschlossen.

Der Übergang des dunkelgrauen Klammkalkes in den grünlichweißen vollzieht sich innerhalb 30 cm, die Grenze zwischen hellem Klammkalk und dunkelgrünem Chloritphyl-

lit ist scharf, sein Übergang in den Schwarzphyllit ist 2 m breit. In der Zwischenzone liegen dünne (1 cm), graue Quarzitbänder und -linsen.

Ferner sind hier im Großarlal helle Kalkmarmore an Dolomitbreccien und Schwarzphyllite gebunden. Am Fußweg zur Göller Alm, Sh 1440 m, gibt es grünlichweiße Marmorbänder mit Phyllitflatschen, um den Dolomitzkörper des Steinbruchs Gruber treten randlich graugrüne bis weiße Kalkmarmore auf, an der Aubauer Forststraße, Sh 1370 m, knapp nach der Kehre, wechsellagern weiße Muskovit-führende Marmore mit Schwarzphyllitlagen im mm- bis cm-Bereich. Das Charakteristikum der dortigen Marmore sind linsige, rote, bis 3 cm große Kalzitaggregate. Die Rotfärbung wird durch feinsten Hämatitstaub verursacht.

Vom Kreuz N Reitergut (Gasteintal) beginnt ab Sh 1180 m bis 1200 m eine intensive Wechsellagerung und Verfaltung von Schwarzphylliten, Kalken und einer 30 cm starken Dolomitbreccienbank, wobei sich gegen Norden ein Übergang zu sandigen Kalken abzeichnen beginnt, die große Anklänge an die von BRAUMÜLLER 1939 beschriebenen Kalke und Kalksandsteine seiner Sandstein-Brecciendecke aufweisen.

Am Weg, der bei den Reitergräben nach Westen abzweigt und zur Lenzbauern Alm führt, sind sie gut aufgeschlossen, wo sie auch von Muskovit-führenden Sandsteinen unterlagert werden. In Sh 1260 m trifft man auf einen grauen, sandigen Kalk mit Schwarzphyllitzwischenlagen, Sh 1270 m gehen kalkreiche Schwarzphyllite in reine Kalke über. In der Kehre des Forstweges, Sh 1285 m, stehen sandige, glimmerige, hellgraue Kalkmarmore mit dunkler Bänderung an, deren s-Flächen mit Schwarzphyllitflatschen bedeckt sind. Stellenweise führen sie Feinbreccienlagen. Ab Sh 1310 m geht dieser Marmor in Schwarzphyllite über.

### 3.7 Grünschiefer

Es werden hier nur jene Grünschiefervorkommen beschrieben, die im Bereich der Sandstein-Breccienzone liegen, während der große Grünschieferkomplex des Großarlales und der des Gamsgraben Baches an der Gasteiner Ache gesondert behandelt werden.

Grüne, teilweise giftig gelbgrüne Gesteine, liegen entweder in Schwarzphylliten, in Muskovit-führenden Sandsteinen oder in grünen chlorithältigen Quarzserizitphylliten. Sie sind auf mehrere Horizonte linsenförmig aufgeteilt. So läßt sich im Liegenden des Sandsteines eine Grünschieferschollenreihe vom Kranzl Bach (Sh 1080 m) bis zur Rodelberg Heim Alm verfolgen. Die Liegendgrenzzone ist folgendermaßen aufgebaut: Sh 1060 m liegt über Schwarzphylliten ein 20 cm starkes, grobkörniges Kalkband. Darüber ein 3 m mächtiger sandiger Schwarzphyllit mit detritären Muskoviten, darüber 2 Dolomitgeröll-führende Kalkbänke (25 cm und 10 cm), darüber 3 m kalkiger Schwarzphyllit in rascher Wechsellagerung von kalkfreien und kalkigen Bändern, anschließend 5 cm sandiger, Muskovit-führender, quarzreicher Phyllit, darüber 2 m Tuffit mit Schwarzphyllit, darüber grüne Tuffe, die in Grünschiefer mit dunkelgrünen Chloritflecken übergehen. Darüber wiederum Tuffit, wechsellagernd mit Schwarzphyllit. Den Abschluß bilden Schwarzphyllite mit grauen Quarzitbänken und grünen Phylliteinschaltungen, die noch graue Quarzgeröllchen enthalten (Abb. 7).

E Reitergut bildet die Fortsetzung dieses Vorkommens die Liegendgrenze des Sandsteines, im Kendlach Graben erscheint der Grünschiefer bereits im Sandstein. Der Kontakt ist scharf im Liegenden, die Kernzone führt noch reliktsche Pyroxene des ehe-

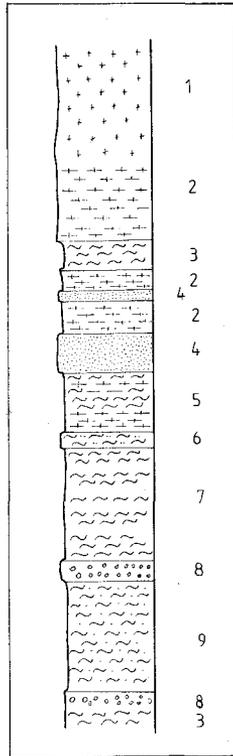


Abb. 7: Gesteinsvergesellschaftung im Liegenden des Grünschieferzuges des Kranzl Baches, Sh 1080 m.

- 1 Grünschiefer
- 2 Tuffit
- 3 Schwarzphyllit
- 4 grüner Quarzit
- 5 Tuffit mit Schwarzphyllitlagen
- 6 Muskovit-führender, sandiger Schwarzphyllit
- 7 Schwarzphyllit mit grauen Kalklagen
- 8 Konglomeratlage (dunkelgraue Kalkgerölle)
- 9 sandiger Schwarzphyllit

maligen Diabas, die Hangendgrenzzone wird durch tuffitisch verunreinigte grüne Quarzite gebildet, die rote Quarzgerölle enthalten.

U. d. M.: Metadiabas, Sh 1260 m, Kendlach Graben

In einem feinkörnigen Grundgewebe aus Zoisit/Klinozoisit, Epidot, Albit und Chlorit, schwimmen fastiger Aktinolith, Pyroxen und langprismatischer Plagioklas.

Durch die Lagen von feinkörnigen Epidoten und Plagioklasen entsteht eine schwache Bänderung.

Pyroxen:  $\varnothing$  0,04–0,09 mm, farblos bis zart grün, vereinzelt verzwilligt;

Aktinolith: in Längsschnitten bis 4,7 mm; von Chlorit und Epidot durchwoben; farblos;

Plagioklas:  $\varnothing$  0,4–1,1 mm; langprismatisch hypidiomorph,

Im allgemeinen sind diese Gesteine dunkelgrün und feinkörnig, werden jedoch bei fortgeschrittener tektonischer Beanspruchung im Randbereich hellgrün, teilweise grau, mit bis 1 cm ausgelängten Chloritschmitzen.

Zwei giftig gelbgrüne, quarzreiche Grünschieferlagen im Hangenden einer Dolomitbreccienbank liegen konkordant in grauen und grünen quarzreichen Phylliten des Kendlach Grabens (Sh 1640 m und 1695 m). Übergänge in Phyllite sind vorhanden.

Am Kamm Arltörl – Schuhflicker schalten sich in die dortigen Schwarzphyllite im Bereich Kote 2077 noch schwächere, stark geschieferte, karbonatführende, grüngraue, braun anwitternde Grünschiefer (Chlorit) – Albitphyllite ein.

|                     |     |     |
|---------------------|-----|-----|
| Modalbestand: Albit | 50% | 10% |
| Chlorit             | 30% | 63% |
| Karbonat            | 10% | --  |
| Quarz               | 7%  | 25% |
| Erz                 | 3%  | 3%  |

Während die Probe mit hohem Albit- und Chloritgehalt aus einem tuffogenen Edukt hergeleitet werden kann, ist der erhöhte Quarzgehalt der anderen Probe auf eine sedimentäre Verunreinigung rückführbar, die zu den umgebenden Schwarzphylliten überleitet.

### 3.8. Chloritquarzschiefer bis Serzitphyllit

Unter diesem Begriff sind sämtliche südlich des Klammkalkzuges Hörndl – Austuhl – Schied (Großartal) vorkommenden grüne, grüngraue und graue Phyllite zusammengefaßt.

Ihnen eingelagert sind hellgrüne Quarzite und Quarzitschiefer, Chloritserzitphyllite mit Dolomitgeröllchen, Schwarzphyllite mit Dolomitgeröllchen, geringmächtige weiße und graue Kalkmarmorbänder, dunkelgraue Kalke, Quarzwacken, Grünschiefer und Tuffe.

Kennzeichnend ist ein buntscheckiges Aussehen und eine Geröllführung, welche Beziehungen zu den nördlich des erwähnten Klammkalkes vorkommenden Geröllschiefern anknüpfen lassen kann.

*Tabelle 1*  
Modalbestand einiger Chloritquarzserzitphyllite

|             |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |    |
|-------------|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Quarz:      | 38 | 50 | 55 | 62 | 65 | 73 | 65 | 67 | 67 | 59 | 79 | 55 |
| Serzit:     | 50 | 38 | 30 | 15 | 24 | 7  | 12 | 10 | 15 | 25 | 3  | 30 |
| Chlorit:    | 7  | 10 | 5  | 15 | 5  | 15 | 15 | 15 | 7  | 7  | –  | 5  |
| Klasten:    | –  | 2  | –  | 5  | 3  | 5  | 5  | 5  | 5  | 7  | 5  | 10 |
| Karbonat:   | 2  | –  | –  | 3  | –  | –  | 3  | 3  | 6  | 2  | 10 | –  |
| Epidot:     | –  | –  | 7  | –  | 3  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  |
| Aktinolith: | –  | –  | 3  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  |
| Leukoxen:   | 5  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | –  | 3  | –  |

Angaben in Volumsprozent.

Die einzelnen Gesteinstypen verfließen ineinander, Wechsellagerungen erschweren eine scharfe Grenzziehung.

Die Abgrenzung im Hangenden ist klar durch den südlichen Klammkalkzug gegeben, die Liegendgrenze ist eine nicht zu fassende Übergangszone zu Rauriser Phylliten, die nur im Gebiet des Schuhflickers durch den dortigen Triasdolomitstock klar markiert wird. An der Gasteiner Ache beim Gehöft SAGSCHNEIDER hebt die Serie in Form von oben eintauchenden Schieferzonen über den Klammkalken aus. Nach Osten läßt sie sich immer im

Liegenden des Klammkalkes bis S Schied verfolgen, weiter nach Osten gabelt sie sich durch Zwischenschaltungen von Schwarzphyllit und Dolomitbreccienzügen in mehrere Äste, deren südlicher den Dolomitklotz des Saukarkopfes ummantelt.

Bemerkenswerter Weise ist die Dolomitscholle der GEIERWAND in ihrem östlichen Bereich ebenfalls von derartigen grünen Gesteinen eingeschlossen.

Inwieweit die Vermutung BRAUMÜLLERS 1939 zutrifft, diese Gesteinsserie, die er nach TRAUTH 1925 Quarzphyllit-Quarzit Gruppe nennt, in der Basisserie des Draugsteines in den Radstädter Tauern wiederzufinden, kann nur durch eine Weiterführung der Aufnahmen nach E geklärt werden.

Das Problem dieser Phyllite liegt in ihrer nicht exakten Zuordbarkeit. Einerseits sind große Ähnlichkeiten mit den weiter nordwärts folgenden Geröllschiefern (= QBP-Serie Exner 1979) vorhanden, die allgemein als permisch datiert werden, andererseits sind mannigfache Übergänge zu, und Einschaltungen von Schwarzphylliten und anderen nachtriasischen Gesteinen, wie Dolomitbreccien, nicht zu übersehen. So findet man als nicht allzu seltene Einlagerungen die bereits erwähnten hellen, feinkörnigen Marmore und dunkelgrauen Bänderkalke (Gräben NE Schuhflicker, Sh 2090 m; N Lenzbauern Alm, Sh 1740 m; Mayerhofere Heim Alm Weg, Sh 1400 m; Kamm SE Hocheck (Abb. 8)).

Ferner sind Grünschieferlagen in Begleitung ihrer Tuffe vorhanden, die in den Quarzphylliten sedimentär verschwinden, zum Teil auch deren beträchtlichen Epidot- und Chloritgehalt verursachen (Lenzbauern Alm Weg, Sh 1510 m).

NE Schuhflicker gehen die grünen Phyllite in hellbraune, sandige, bräunlich anwitternde Kalkschiefer über.

Überwiegen Serizit und Quarz entstehen hellgrüne Quarzphyllite mit geringem Karbonatgehalt. Dieser Typ tritt zum Beispiel im Schwarz Bach hervor, wo er im Hangenden von Schwarzphylliten in Sh 1240 m einsetzt. Bereits 350 m weiter ostwärts überwiegt der graue Farbton, der Phyllit führt eine schwächliche helle Chloritoidphyllitlinse (siehe Kapitel 8.).

Weitere karbonatführende Quarzphyllite stehen SE Mitter Heim Alm, Sh 1420 m, an, ferner am Lenzbauern Alm Weg, unmittelbar unterhalb (südlich) der Lenzbauern Alm und NE Kote 1181 in Sh 1320 m. Das letztgenannte Vorkommen bildet das Liegende jenes Quarzituges, der den südlichen Klammkalkzug unterlagert.

Im Mikroskop findet man neben den üblichen Gefügekomponenten eines Quarzphyllites, klastische Muskovitschiefer, Plagioklasgeröllchen, Kalifeldspate und Porphy Quarze, die in den meisten der untersuchten Quarzphyllitdünnschliffen mit 2 oder 3 Körnchen vertreten sind.

Am Lenzbauern Alm Weg existiert in Sh 1510 m ein Übergang von tuffitischen Quarzphylliten (Chlorit-Epidot-Aktinolith führend) zu normalen Chloritquarzphylliten, die stellenweise Einschaltungen von dunkelgrauen Arten aufweisen, die man als quarzreiche Schwarzphyllite ansprechen könnte. Der Farbton variiert je nach Chloritgehalt im unterschiedlichsten Grün, verliert aber niemals den grauen Einschlag.

Die Verhältnisse im Großarlal sind die gleichen. Die besten Aufschlüsse findet man in dem Graben, der bei der Saukaralm beginnt und gegenüber vom Mondgrabenbach in die Großarl Ache mündet. Prächtige Anschnitte verursacht die Forststraße Rosenstein in Richtung Saukarkopf, die unter anderem deutliche Übergänge von Quarzserizitphylliten zu Schwarzphylliten aufweisen. Veränderungen im Ausgangssediment durch Beimengung von vulkanischem Material machen sich ebenso wie bei Schwarzphylliten durch verstärk-

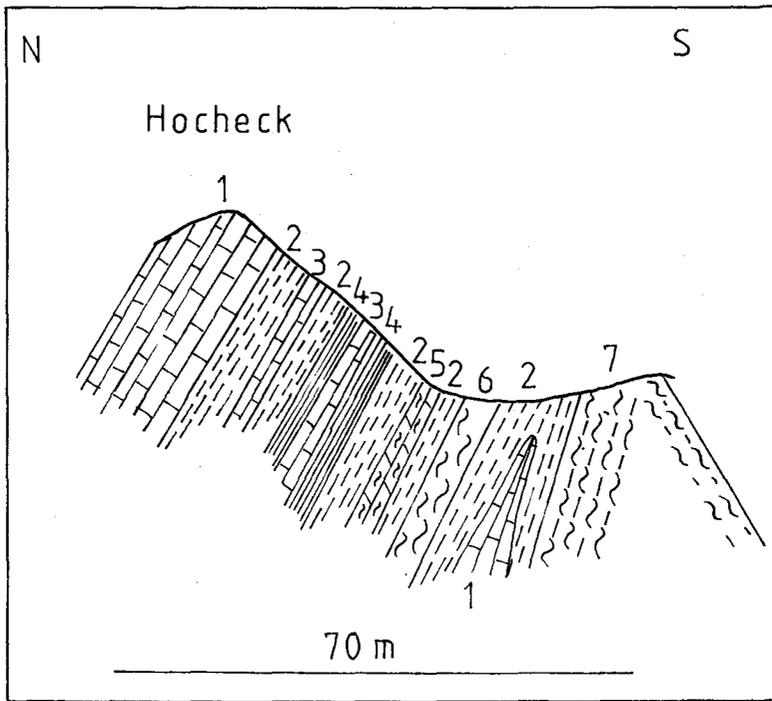


Abb. 8: Profil durch den Grat SE Hocheck.

- 1 Klammkalk
- 2 grüner Quarzphyllit
- 3 weißer, dünnplattiger Kalkschiefer
- 4 dunkelgrauer Kalkphyllit
- 5 hellbrauner, sandiger Kalkschiefer
- 6 Schwarzphyllit mit grünen Phyllitlagen
- 7 graugrüne, silbrig glänzende Quarzphyllite

tes Auftreten der Mineralssoziation Chlorit-Epidot-Albit bemerkbar, oft begleitet von einer vermehrten Hämatitführung.

In Sh 1350 m an der oben erwähnten Forststraße treten wie im Gasteinertal in den chloritführenden Serizitquarzphylliten, bemerkenswerter Weise, gelbe und graue Dolomitgerölle auf, die in dem unmittelbar südlich der grünen Phylliten liegenden Schwarzphyllit ebenfalls vorkommen.

Ein eigenartiges feinstkörniges, filzig-dichtes, hellgrünes Gestein, wurde beim Abbau des Dolomitvorkommens im Steinbruch GRUBER (Großarl Tal, 350 m S AUBAUER) angetroffen. Seine Metamorphose ist derartig gering, daß man es als grünen Tonschiefer ansprechen könnte. Charakteristisch sind bis mehrere mm messende Pyritwürfel und stecknadelkopfgröße Quarzkörnchen. Einer Anregung von Prof. Ch. EXNER, es könnte sich womöglich um Cinerit handeln, folgend, wurde auch von dem als Cinerit beschriebem Material aus den französischen Alpen, welches Prof. EXNER zur Verfügung stellte, Analysen angefertigt.

grüner „Tonschiefer“

Cinerit

|                                |        |       |
|--------------------------------|--------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 54,6%  | 64,1% |
| TiO <sub>2</sub>               | 1,5%   | 0,2%  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,4%  | 18,5% |
| FeO                            | 9,1%   | 1,2%  |
| MgO                            | 5,9%   | 2,5%  |
| CaO                            | 8,4%   | 0,6%  |
| MnO                            | 0,2%   | –%    |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,5%   | 0,2%  |
| K <sub>2</sub> O               | 3,4%   | 9,5%  |
| CO <sub>2</sub>                | 3,8%   | –     |
| H <sub>2</sub> O               |        | – 1,9 |
|                                | 101,8% | 99,2% |

Die Analysenwerte zeigen grundsätzliche Unterschiede dieser Gesteine im Gesamtchemismus und der Elementverteilung.

Im Vergleich mit sedimentär verunreinigten Tuffen (siehe Kap. 6.2.) besitzen diese Phyllite zu wenig MgO und Na<sub>2</sub>O, dafür einen erhöhten K<sub>2</sub>O-Gehalt.

Eine weitere bemerkenswerte Eigenheit des Gesteins stellt ein hoher autigerer Apatitgehalt (Serizitfittereinschlüsse der Matrix) im Schwermineralspektrum dar.

### 3.8.1 Klastisch beeinflusste Chloritserizitphyllite

Bei den Aufnahmearbeiten konnte immer wieder beobachtet werden, daß innerhalb dunkelgrüngrauer Chloritquarzserizitphyllite und hellgrüner Quarztschiefer Bereiche mit verstärkter Geröllführung auftreten (hauptsächlich Quarz- und Feldspatgeröllchen, als Sonderfall Dolomit- und Kalkkomponenten), die ihrem Aussehen den Geröllschiefern der Gasteiner Höhe gleichen.

Am Kamm vom Schuhflicker gegen das Hocheck (siehe Abb. 8) führt dieser Serizitquarzschiefer deutliche detritäre Muskovite. Nachdem klastischer Muskovit in sicher nachtriadischen Gesteinsfolgen vorkommt – z. B. gehäuft im Sandsteinkomplex, in Sandlagen der Fuscher Phyllite, als Einstreuung in den Geröllschiefern der Gasteiner Höhe, muß auch hier auf einen engeren genetischen Zusammenhang geschlossen werden.

Auch entlang des Kammes, der vom Schuhflicker zum Ausstuhl führt, ist eine bunte Wechselfolge von weißen Marmorbändern, Schwarzphylliten, hellgrünen Quarziten, sandigen, grauen Marmoren und Kalkschiefern innerhalb der grünen Quarzphyllite aufgeschlossen. Am benachbarten westlichen Kamm überwiegen die dunkelgrüngrauen Chloritquarzphyllite, die makroskopisch fühlbare klastische Beeinflussung tritt zurück. Beide Käme liegen 450 m auseinander.

### 3.8.2. Grüne Quarzserizitphyllite mit Dolomitgeröllen

Dieser Phyllit samt Geröllkomponenten wird als eine der wichtigsten Gesteinstypen des Arbeitsgebietes aufgefaßt, da er die Funktion eines Bindegliedes zwischen den eigentlichen Dolomitbreccien der Sandstein-Breccienzone und den Chloritquarzphylliten dar-

stellt. Es handelt sich bei diesem Gestein nicht mehr um einige wenige Dolomitgeröllchen in grünen Phylliten, die eventuell noch von paläozoischen Dolomiten hergeleitet werden könnte, wie EXNER 1979, p. 21 meint, sondern um echte Breccien und Konglomerate mit Blockdurchmessern bis 40 cm der grauen, grau-violetten und gelben Dolomittrümmer. Im westlichen Seitengraben („K“ von Kendlachmäher) der Kendlachgräben steht in Sh 1670 m ein grüner Chloritserizitphyllit an, der diese nußgroßen Dolomitgeröllchen führt. Er wird von giftgrünen Grünschiefern überlagert, die im Hangenden in grünviolette Phyllite (Tuffite) übergehen.

Die wichtige Beobachtung ist, daß die gleichen grünen Phyllite als dünne Lagen (2–30 cm) in weißen Marmoren auftreten, die wiederum Dolomitgerölle führen (siehe Abb. 1, 2, 3, 4). Diese Marmore wieder stehen in klarer Beziehung zu den normal ausgebildeten Dolomitreccien in karbonatischer Matrix, sodaß hier eine erkennbare sedimentäre Verbindung gegeben ist. Ferner kommt die Tatsache hinzu, daß weiter im Westen, in der Kehre des Lenzbauern Heim Alm Weges, Sh 1380 m, ebenfalls Chlorit-führende Quarzserizitphyllite anstehen, die violette, graue und gelbe Dolomitgeröllchen beinhalten. In Sh 1440 m zieht am selben Weg ein zweites Dolomitreccienband durch, welches aber auf Grund seiner habituellen Beschaffenheit – dunkelgraues, kalkiges Bindemittel – samt liegenden Schwarzphyllit und rotbraun verwitterndem Quarzit den Dolomitreccien i. e. S. zuzuzählen ist. Überlagernd findet man grüngraue Quarzphyllite, teilweise stärker phyllitisch, mit Einschaltungen von dünnen Grünschieferlagen und grünen, verschiefertten, Feldspat-führenden Quarziten (z. B. Sh 1475 m, NW Alm 1448).

Das am weitesten im Westen zu findende Vorkommen dieser Art liegt am Mayerhofer Heim Alm Weg in Sh 1020 m. Es ist von der Hauptmasse der Dolomitreccien bereits weit entfernt, es ist von Schwarzphylliten umgeben, aber bereits an die Übergangszone zu grünen Quarziten und Quarzitschiefern gebunden.

Die selbe Ausbildung von Dolomitreccien kann auch im Gebiet des Saukarkopfes im Großarlal gefunden werden, wo sich an der neuen Forststraße vom Tal über Rosenstein Richtung Sauerkarkopf in Sh 1340 m graue und gelbe, bis 20 cm messende Dolomitgerölle in grünen Phylliten einstellen. Die Bedeutung des Aufschlusses liegt darin, daß hier Chloritquarzphyllit in Schwarzphyllit übergeht, wobei die im grünen Phyllit begonnene Geröllschüttung auch im Schwarzphyllit weiterlief.

Zieht man weiters die Tatsache hinzu, daß im Bereich nördlich der Hauserbauern und Lenzbauern Alm eine intensive Verzahnung von Schwarzphylliten und Gesteinsarten der Dolomitreccienzone mit Chloritquarzphylliten, Chloritserizitphylliten und ähnlichen Typen stattfindet, diese Beobachtung für die gesamte streichende Erstreckung der Serie vom Gasteiner Tal bis auf die Ostseite des Großarl Tales Gültigkeit besitzt, kann in Verbindung mit allen übrigen Beobachtungen an einer nachtriadischen Einstufung kaum noch gezweifelt werden.

### 3.8.3. Grüner Quarzit und Quarzitschiefer

NW von Mayerhofen (Gasteinertal) zieht ein 20–40 m mächtiges Quarzitband, knapp oberhalb des Mayerhofer Heim Alm Weges in SH 1030 m beginnend, nach E, quert in Sh 1210 m den Schwarz Bach und verschwindet in Sh 1250 m in grünen Quarzphylliten des östlich anschließenden Grabens.

Beim Normaltyp handelt es sich um einen lichtgrünen, grau-grün gebänderten, festen, feinkörnigen Quarzit. Charakteristisch sind weiße Feldspatkörnchen und rote Quarze mit

Durchmessern bis 2 mm. Die dadurch bedingten knotigen s-Flächen haben vermutlich STARK 1940, p. 36 dazu veranlaßt, in diesem Quarzitzug einen Albit-Porphroid zu erkennen.

Durch einen kräftigen Schieferungsprozeß werden die festen Quarzite äußerst dünn-schiefrig, doch läßt die erhalten gebliebene grau-grüne Bänderung ihre Zugehörigkeit zu denselben noch erkennen. Problematisch wird es dort, wo das Stadium der Durchbewegung extrem weit fortgeschritten ist, sodaß nun ein hellgrüner Quarzitschiefer vorliegt, der von vielen hellgrünen Serizitphylliten, wenn er ohne Bindung an feste Quarzite auftritt, nicht mehr zu unterscheiden ist.

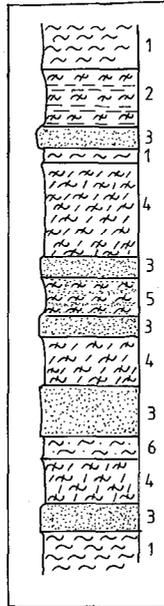


Abb. 9: Schematisches Säulenprofil entlang des Mayerhofer Heim Alm Weges (Gasteiner Tal) von Sh 1030 m – 1130 m.

- 1 Schwarzphyllit
- 2 dunkel- und hellgrüne Phyllite wechsellagernd
- 3 Quarzitschiefer
- 4 beige gefleckte, dunkelgrüne mit etwas Karbonat
- 5 dunkelgrüner Phyllit mit Quarzschiefer wechsellagernd
- 6 sandiger Schwarzphyllit

Abb. 9 zeigt die innige Verknüpfung des Quarzitschiefers mit Schwarzphylliten und hauptsächlich graugrünen, quarzreichen Phylliten. Es ist schwierig, letztere als eigenständiges Schichtglied auszuscheiden, da sie oft Schwarzphyllitlagen enthalten und man daher an eine chloritreichere Sonderbildung der Schwarzphyllite denken könnte. Ein sedimentärer Übergang des Quarzites in quarzreiche Schwarzphyllite ist ohnehin gegeben (Schwarz Bach, Sh 1200 m). Am selben Almweg ist eine weitere Übergangszone aufgeschlossen. Ab Sh 1280 setzt eine verstärkte Wechsellagerung dieser grünen Quarzitschiefer mit grauen bis schwarzen, klastischen feldspatführenden Phylliten ein, die ab 1300 m in der Kehre dieses Weges eine eigenständige Serie aufbauen, die durch zahlreiche gradierte Sandbänke,

einigen Granitgeröllen und die Verbindung mit muskovitführendem Sandstein charakterisiert ist (siehe Kap. über turbiditische Schwarzphyllite).

Das nördliche Quarzitband liegt unmittelbar an der Basis des Klammkalkzuges Hörndl-Austuhl. Es läßt sich mit Unterbrechungen 1200 m weit nach E verfolgen (NW Alm 1395 – N Hoisbauern Alm – N Rieser Alm). Auch dieser Quarzit ist hellgrün, im Gegensatz zum südlicheren etwas grobkörniger und ohne die typischen Feldspat- und Quarzkörner.

Weiter gegen Osten fehlen diese Quarzitzüge in den Aufschlüssen N Lenzbauern Alm, erst nördlich des Schuhflickers stellen sich in den grünen Chloritquarzerizitphylliten schwächliche Quarzitlinsen ein. Kleinere Quarzitlinsen findet man auch am West-schauenden Hang des Großarltales oberhalb Scheiblbrand in Sh 1180 m und in der kleinen Felswand unterhalb Rattersberg in Sh 890 m. Wichtig ist die Beobachtung, daß an 2 Punkten der Quarzit unmittelbar an das Hangende von Grünschiefern gebunden ist. Das eine Vorkommen liegt, wie bereits erwähnt, oberhalb Scheiblbrand. Der Quarzit ist grasgrün, mit Flecken von dunkelgrünem Chlorit. Das andere Vorkommen ist an den Metadiabas im Kendlachgraben, W Rodelberg Heim Alm, geknüpft. Auch hier überlagert ein grüner Quarzit ohne Hiatus ein basisches Gestein, mit dem er unter Vermittlung von Tuffiten sedimentär verbunden zu sein scheint. Die sedimentäre Entstehung des Quarzites belegen rote Quarzkörnchen.

U. d. M.: In einem feinkörnigen, mit winzigen Hellglimmerschüppchen durchspickten Quarzpflaster ( $\varnothing$ –0,02 mm) liegen mit auffallenden Korngrößenunterschieden überwiegend serizitisierte, verzwillingte Plagioklasse, untergeordnet größere klastische Quarze, und mehrere Körner, die aus Kalifeldspat, Albit und Quarz zusammengesetzt sind ( $\varnothing$  0,08–1,5 mm, max. 3 mm). Auffallend sind Körner, die aus 3–4 Albiten oder Albit und verzwillingtem Plagioklas bestehen. Der Anteil des klastischen Feldspates kann auf null absinken.

Tabelle 2  
Modalbestand einiger Quarzite

|                               |    |    |    |     |
|-------------------------------|----|----|----|-----|
| Quarz                         | 70 | 85 | 85 | 78% |
| Serizit                       | 5  | 10 | 10 | 15% |
| detritärer Quarz + Plagioklas | 25 | 5  | 5  | 7%  |

Der Feldspatgehalt ist für die übliche Bezeichnung „Arkosequarzit“ bei weitem zu gering.

### 3.9. Hämatitquarzit

Dieses in der älteren Literatur noch nicht erwähnte Gestein findet man am Straßenaufschluß der Aubauerforststraße durch den Auwald in 1380–1440 m Sh. Das Vorkommen scheint an Bändermarmore und hellgelbe Dolomite gebunden zu sein.

Es ist ein schwarzgrauer bis grellroter Quarzit mit deutlicher Bankung. Die Schichtflächen sind mit dunklen Phyllitfatschen belegt (Schwarzphyllit). Meist in enger Wechselagerung mit lithologisch ähnlichem, ebenfalls hämatitimpregnierten Bändermarmor, ist er von diesem durch seine Dichtigkeit, Härte und teilweise grellrote Färbung zu unterscheiden. Im Straßenanschnitt im Auwald (Großarlal) in Sh 1375 m ist der Übergang von einem Gestein zum anderen völlig fließend. Die Quarzitlagen scheinen etwas mobiler gewesen zu sein, denn sie zeichnen das Durchbewegungsmuster öfters nach als die Kalklagen, die, sieht man von Striemungslinien ab, völlig ebenflächig ausgebildet sind. Der Bändermarmor umschließt hier einen hellgelben Dolomitklotz von ca 10 m<sup>3</sup> der gleichen Ausbildung

wie etwas höher bei 1440 m, wo im Bändermarmor mit Hämatitquarzeinschaltungen ein ca. 50 cm mächtiges Dolomitband eingeschaltet ist.

An einigen Stellen erreicht der Hämatitquarzit durch seine Feinkörnigkeit und den Lagenbau ein Aussehen, welches an metamorphe Radiolarite der Tauernschieferhülle erinnert!

### 3.10. Sandiger Schwarzphyllit (turbiditisch)

Der Begriff „turbiditisch“ wurde auf Grund zahlreicher gradierter Sandlagen, Muskovit-führenden Sandsteinbänkchen und Einzelfunden von Granitgeröllen in Schwarzphylliten geprägt.

Dieser mit grobklastischen Komponenten verunreinigte Schwarzphyllit läßt sich am besten am Weg zur Mayerhofer Heim Alm studieren. Er setzt als geschlossener Komplex in Sh 1300 m in der Kehre dieses Weges ein und kann entlang desselben bis 1420 m verfolgt werden, wo er dann von hellgrünen, bräunlichen, klastikaführenden Quarzserizitphylliten überlagert wird. Es ist bei schlechten Aufschlußverhältnissen sehr schwierig, die psammitischen Schwarzphyllite von normal ausgebildeten zu trennen, doch sind Sandlagen und dünne, ausgewalzte Feldspate gute Kriterien für eine Zuordnung zu turbiditischen Schwarzphylliten.

Die Liegendgrenze ist unscharf, sie erweckt den Eindruck eines faziellen Überganges aus grünem, geröllführenden Quarzserizitphyllit, der ab Sh 1280 m, N Thorbauern Heim Alm, auf eine Länge von 170 m aufgeschlossen ist.

Unmittelbar östlich der oben erwähnten Kehre findet man im Verband mit diesen geröllführenden Schwarzphylliten Muskovit-führende Sandsteinbänke, die vollkommen dem Sandstein E Reitergut entsprechen. Dieser Sandstein ist auch im Schwarz Bach, Sh 1370 m, in Wechsellagerung mit Schwarzphylliten und grünen Phylliten zu finden. Zum Hangenden hin schalten sich noch geringmächtige Kalklagen und weiße Marmorbänder ein. Die Hangendgrenze ist ähnlich aufgebaut wie die Liegende.

Gegen Osten kann dieser Schwarzphyllittyp bis ins hintere Elmautal verfolgt werden, hinzu kommt, daß er als Sonderentwicklung der Rauriser Phyllite mit diesen lateral verzahnt. Vergleichsbegehungen in der ehemaligen „Sandstein-Breccien-decke“ BRAUMÜLLER 1939 westlich der Rauriser Ache im Bereich des Höferberges haben gezeigt, daß die hier auftretenden Sandsteine mit Schwarzphylliteinschaltungen wechsellagern, die die gleichen Sandlagen führen. Die Sandlagen in den Schwarzphylliten enthalten nie detritären Muskovit, weder im Gasteinertal noch im Bereich des Höferberges. Die Geröllchen sind Porphy quarze, Plagioklase, Quarze und Schachbrettalbite. War man bisher geneigt, in Porphy quarzen und in Körnchen von Plutoniten typische Bestandteile der permischen kontinentalen Abfolge des alpinen Verrucanos zu sehen, so zeigt sich am Beispiel dieses Schwarzphyllites, daß eine gleiche Kornvergesellschaftung zusammen mit Muskovit-führendem Sandstein auch in nachtriadischen Gesteinen auftreten kann, vorausgesetzt, daß nun nicht versucht wird, in den Schwarzphylliten paläozoischen Habachphyllit wiederzuerkennen, wie dies MOSTLER 1963, p. 134 vermutet hat.

Modalbestand: Probe aus Sh 1390 m, Mayerhofer Heim Alm Weg

Plagioklas: 5%

Quarzit: 5%

Quarz: 9%

Gesteinsfragmente: 13%

Matrix: Quarz 48%

Serizit 20%

Mit wenigen Blättchen tritt Muskovit hinzu.

#### 4. Schwarzphyllit (Rauriser Phyllit)

Ein sehr weit verbreiteter Gesteinstyp im kartierten Gebiet ist ein dünnschichtiger ebenflächiger, graphitisch abfärbender Phyllit, der großteils wenig metamorph erscheint.

Durch verstärktes Auftreten von Quarz und/oder Karbonat erscheinen die Phyllite etwas höher metamorph, mit den für die Rauriser Phyllite typischen Adern und Knauern, dabei verlieren sie den intensiv schwarzen Farbton und werden etwas heller grau.

Die Anlage zweier sich kreuzender Scherflächensysteme führt zur Bildung von Griffelschiefern. Die auf den ersten Blick eintönige pelitische Serie erweist sich bei näher Betrachtung als Gesteinsfolge mit den mannigfaltigsten Einschaltungen wie sandigen muskovitführenden Lagen, Konglomerat- uLagen, Konglomerat- und Breccienhorizonten, grauen Kalk- und grünen Quarzitbänken, Absätze von basischem vulkanischem Eruptionsmaterial (Tuffe, Tuffite, cf Grünschiefer), Diabase etc. . . Diese Einschaltungen besitzen vorwiegend den Charakter von schrittweisen Übergängen (Siehe Abb. 7).

Im Allgemeinen sind die Schwarzphyllite frei von gröberklastischen Einschaltungen, doch findet man allenthalben schwarze Kalkbänkchen, sandige Lagen, die vereinzelt dunklen Kalk – und untergeordnet Dolomitgeröllchen – führen. Sie können aber mit den echten Dolomitbreccien nicht verglichen werden, da diese unvergleichlich größere Mächtigkeiten und eine bei weitem dichtere Packung der Komponenten aufweisen.

Die Sandsteinlagen u. ä. werden als verbindende Elemente zwischen den einzelnen Schüttungsmaxima der klastischen Sedimentation der Nordrahmenzone angesehen.

An die Serizitquarzschiefer der Gasteiner Höhe erinnert die Tatsache, daß in den klastischen Lagen innerhalb der Schwarzphyllite bis 3 mm große Porphy Quarze mit Korrosionsbuchten und -schläuchen gefunden wurden.

Schwermineralanalysen der Sandlagen aus dem Großarlal ergaben eine Zirkon-Apatit-Rutil-Assoziation, aus den schwarzen Kalklagen des Elmautales eine Turmalin-Zirkon-Apatit-Rutil-Vergesellschaftung mit Turmalinvormacht. Ähnliche Mineralvergesellschaftungen ergaben Analysen an Proben aus dem Sandsteinkomplex E Grub, Gasteiner Tal, und an Serizitquarzschiefern der Gasteiner Höhe, jedoch trat in den untersuchten Proben jeweils eine Apatitvormacht auf (siehe Abb. 11).

Es besteht die Tatsache, daß südlich der Dolomitbreccienzüge die Schwarzphyllite zunehmend gegen N in grüne Serizitquarzphyllite (+/- Chlorit) übergehen und/oder mit diesen wechsellagern (bis in den mm-Bereich).

Rund um den großen Grünschieferkomplex des Großarltales bei Lambach werden die Schwarzphyllite durch tuffogene Beimengungen in ihrer Färbung und ihrem Mineralbestand verändert. Im Schiedbachgraben, SW Mooslehen, ist nachweisbar, daß grünliche

Chloritphyllite in Schwarzphylliten Metatuffe bis -tuffite darstellen, wobei im Mikroskop der Übergang von Pelit über Tuffit zu Tuff an Hand des zunehmenden Gehaltes an Albit-Epidot/Klinozoisit-Chlorit-Titanit (Leukoxen) und tw. Aktinolith, bzw. des Abnehmens von Quarz und Hellglimmer nachvollziehbar ist.

Schwarzphyllite der üblichen Lithologie treten als Einschaltungen in allen übrigen Schichtgliedern auf, sie sind sogar als resedimentierte Schollen (z. T. 30 cm lang und 2 cm dick) und kleine Geröllchen in muskovitführenden Sandsteinen und in den konglomeratischen Serizitquarzschiefern vorhanden. Vereinzelt bilden sie auch die Matrix von Dolomitreccien, sowie deren Komponenten, meistens treten sie als die Normalsedimentation zwischen den Dolomitreccienbänken auf und geben so einen Hinweis auf den Charakter der Ablagerungsformen.

## 5. Serizitquarzschiefer – Feinbreccien – Geröllschiefer

Vom Steinbruch Klammstein (Gasteiner Ache) an, über die Untere und Obere Rainer Alm, Gasteiner Höhe, Schernberger Alm, S Schiedreit Spitz zur Holzlehen Alm im Großarlal, liegt eine im wesentlichen grüne, grobklastische Gesteinsfolge in wechselnder Mächtigkeit zwischen dem Klammkalkzug des Klammpasses im Norden und dem Zug Hörndl – Schied (Großarlal) im Süden.

Die Serie ist die Fortsetzung der westlich der Gasteiner Ache im Bereich Huber Alm auftretenden Quarzit-Breccien-Porphyr-Serie EXNERS 1979.

Der vorherrschende Gesteinstyp ist ein chlorithaltiger Serizitquarzschiefer mit einer Geröllführung im Grobsand – Feinkiesbereich, der aber in der Umgebung der Gasteiner Höhe prächtige Konglomerate und Breccien enthält. Der Farbgrundton ist entweder hellgrün mit bunten Flecken oder grüngrau. Innerhalb dieser Schiefer konnte in ihrem westlichen Teilabschnitt nur an einer Stelle ein reiner Schwarzphyllit beobachtet werden, der aber rasch in einen geröllführenden schwarzen Quarzit, mit hangenden grauen feinkonglomeratischen Phylliten, übergeht (Sh 1730 m, Waldrand knapp unterhalb des Steiges von der Oberen Rainer Alm zur Plattenwand). Man findet hier auch graue Kalkgerölle.

Im Schwarz Bach, Sh 1885 m, tritt ein grau gefärbter Anteil auf, mit rötlich-weißen gelängten Quarzen. Zwischengelagert sind dünne, weiße Quarzitbänder neben violettstichigen Phyllitlagen. Das Liegende bilden hellgraue, dünnplattige Quarzitschiefer. In Sh 1910 m, 300 m W Schwarz Bach, ist ein prächtiges grüngetöntes Konglomerat aufgeschlossen, dessen Granitgneiskomponenten maximale Längen von 45 cm bei Breiten von 8 cm erreichen, daneben Quarz- und Feldspatgerölle.

Die Menge und die Größe der Komponenten nimmt gegen Norden ab. In Sh 1925 m beim Felsabfall (Zaun), 150 m S Wetterkreuz (= Gasteiner Höhe), kommen nur mehr violettstichige, hellgrüne Phyllite mit Geröllchendurchmessern von 1–3 mm vor. Erst auf der Gasteiner Höhe erreichen die Korndurchmesser der Klastika wiederum beträchtliche Werte.

Ähnlich wie in der Sandstein-Breccien Zone tritt auch in dieser Gesteinsabfolge eine konzentrierte Geröllführung nur an einem Punkt auf, nämlich in der Umgebung der Gasteiner Höhe. Gleich prächtige Konglomerate konnten innerhalb der Gesamterstreckung der Serie nicht mehr beobachtet werden.

Steigt man den Graben E Kote 2037 hinunter (Abb. 10) gelangt man aus dem konglomeratischen Anteil ohne scharfe Grenze in hellgrüne und graue Bereiche, die keinen nennenswerten Geröllgehalt mehr aufweisen, doch immer noch bunte Phyllitschmitzen führen.

Die unmittelbare Basis des Klammkalkes der Heugatwand bilden an ihrem Ostende bunte bis hellgrüne Quarzserizitschiefer mit Quarzgeröllchen. Von der Schernberger Alm ziehen sie unter Mächtigkeitsreduktion nach E auf den Grenzkamm Gasteinertal/Großarlal, von hier weiter ostwärts nur noch bis zur Schied Alm, wo sie in Schwarzphyllit auskeilen.

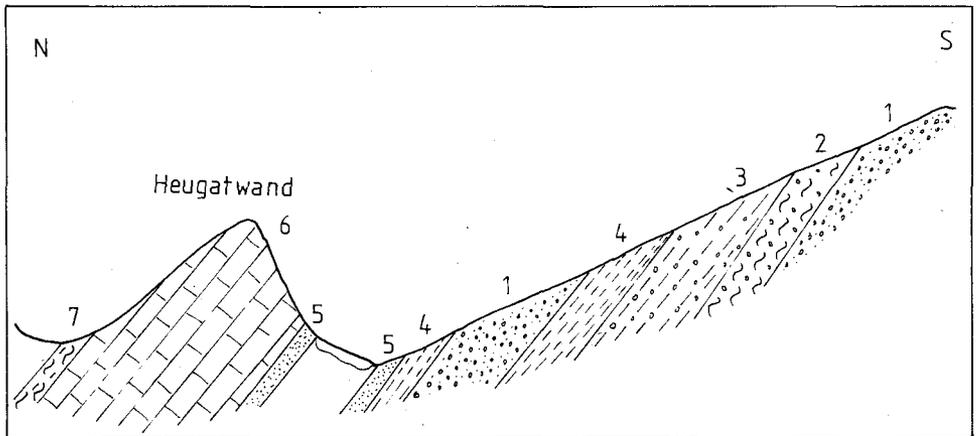


Abb. 10: Profil NW Urkübl; Graben E Kote 2037

- 1 Geröllschiefer
- 2 hellgrüne bis graue Quarzserizitphyllite mit violetten Phyllitschmitzen
- 3 hellgraue Phyllite mit Feinkonglomeratführung
- 5 graue Phyllite mit geringem Geröllgehalt und grünen Phyllitschmitzen
- 5 grüner grobkörniger Quarzit
- 6 Klammkalk
- 7 hellgrüner Quarzserizitphyllit

Am selben Kamm treten weiter nördlich ebenfalls zwischen 2 schmälere Klammkalkrippen geröllführende Quarzserizitschiefer auf, denen aber Grünschieferbänder, Schwarzphyllitlagen und hellgraue Kalke (1–2 m) eingelagert sind, ein Gesteinsverband atypisch für alpinen Verrucano, sollte ein normaler sedimentärer Zusammenhang bestehen. Die Lithologie und Gesteinsverknüpfung dieser Schiefer gleicht jener Serie nördlich des Schuhflickers.

Aus 2 Serizitquarzschiefern der Gasteiner Höhe wurden Schwermineralpräparate angefertigt. Die Schwermineralverteilung entspricht vollkommen jener des muskovitführenden Sandsteines (Abb. 11).

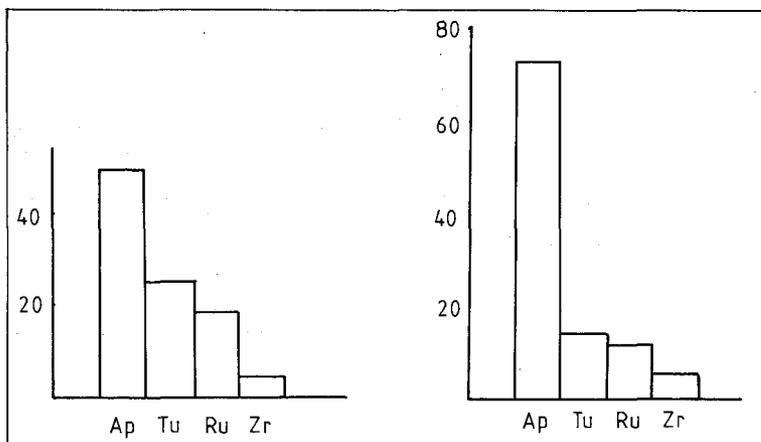


Abb. 11: Schwermineralassoziation aus den geröllchenführenden Quarzserizitphylliten. Die Schwermineralverteilung entspricht vollkommen jener des Muskovit-führenden Sandsteines. Ap Apatit; Tu Turmalin; Ru Rutil; Zr Zirkon; Angaben in Prozent.

U.d.M.: graugrüner Quarzserizitschiefer, Sh 1980 m, 150 m W Kote 2037. Makroskopisch erkennbar sind rötliche Quarze (- 5 mm), weiße Feldspate (- 2 mm) und Schwarzphyllitflaschen.

In einer chloritfreien Matrix aus Quarz und Serizit liegen Gerölle von Plagioklasen, Quarzen, Gangquarzen und Schachbrettalbiten. Schwache Fältelung der Serizitlagen. Rekristallisation führt zu klaren Anwachssäumen um getrübbten Albit und zur Vergrößerung der Hellglimmer.

Quarzdetritus: Ø 0,3-0,6 mm, max. 1,6 mm; 2 Typen: gut verrundete und eckige Körner; Weiterwachsrande sind durch Grundgewerbeinschlüsse in den Rundsäumen erkennbar.

Quarz-Feldspat-Verwachsungen: nur vereinzelt: Quarz-Albit-Plagioklas

Quarz-Schachbrettalbit

Eine Beteiligung von Porphyrquarzen ist nicht vorhanden.

Schachbrettalbit: Ø 0,4-0,6 mm; vereinzelt mit alten verzwilligten Plagioklaseinschlüssen; Serizitneokristallisation;

Albit: Ø 0,4-0,7 mm; stark zersetzt, runde Kornform, einzelne Körner mit klaren Weiterwachsrandern; polysynthetische Zwillingslamellierung;

Gesteinbruchstücke: Ø deutlich über dem Durchschnitt (um 1,2 mm); hauptsächlich Plutonitgeröllchen (Quarz-Feldspat Teilkomponenten) und Quarzite (stark verzahnte Vielkomponentenquarze mit kleinen Plagioklasleisten als Einschlüsse).

Modalbestand:

Quarzit: 10%

Plutonite: 10%

Quarz: 15%

Albit: 5%

polysynthetischer Plagioklas: 4%

Schiefer: 3%

Schachbrettalbit: 2%

Matrix: 51%

Geröllschiefer:

Sh 1960 m, 100 m NW Gasteiner Höhe

In einer feinkörnigen Quarz-Serizitmatrix liegen detritäre Plagioklase, Gang- und Porphy Quarze, Quarzite, Plutonitgeröllchen, Tonschiefer und Kalke. Wenig Chlorit. Die durch Kataklyse entstandenen Mörtelquarze sind weitgehend rekristallisiert. Der Plagioklas hat klare Anwachssäume von Albit mit Einschlüssen von Chlorit der Matrix. Die Geröllführung tritt locker gepackt, unregelmäßig und unsortiert auf.

Modalbestand:

Quarzit: 14%

Plutonitgeröllchen: 5%

Quarz: 13%

Plagioklas: 5%

Schiefer: 10%

Matrix: 55%

Graue Quarzwacke:

Sh 1900 m, E Quelle SW Kote 2037

Die Korngröße der Quarzgerölle variiert im Bereich 0,2–1,7 mm. Es sind nur Quarz- und Quarzitkomponenten. Im Handstück erreichen sie vereinzelt Durchmesser von 2 cm. Die Matrix bilden granoblastische Quarze (0,02–0,05 mm). Die Quarzite bestehen aus zahlreichen gelängten und verzahnten Teilindividuen mit optisch einheitlicher Orientierung. Der Rest sind Einkornquarze und Mehrkomponentenquarze. Vereinzelt mischen sich Porphy Quarze darunter.

Ein ähnliches Gestein steht bei Kote 1949, Abfluß Kleiner Paar See, an. Es liegt an der Grenze von bunten, etwas geröllführenden Quarzserizitschiefern zu Schwarzphylliten, aber noch innerhalb der Schwarzphyllite, die zusätzlich noch Dolomitkomponenten enthalten. Die Mächtigkeit des Bandes überschreitet kaum einen Meter. 1–3 mm große, runde, dunkelgraue Quarzkörner wittern an den s-Flächen heraus.

Im Großarlal treten diese Gesteine erst wieder gehäuft im Hangenden des großen Grünschieferkörpers Holzlehen – Maurach – Schaidreit auf. Hier sind fast nur geröllführende Phyllite und Schiefer, mit Einschaltungen von Quarziten und Quarzwacken anzutreffen. Seltener sind Schwarzphyllitlagen und Tuffitschmitzen.

U.d.M.: Das Grundgewebe besteht aus feinkörnigem Quarzit, Serizit und etwas Karbonat, in dem klastische Plagioklase, Quarze, Porphy Quarze und Chloritaggregate liegen. Die Porphy Quarze (0,5–1,5 mm) zeigen tiefe Korrosionsbucht und -schlänche, die mit Quarzkleinkornpflaster, Serizit und etwas Karbonat gefüllt sein können. Der Plagioklas ist mit Helleglimmermikrolithen durchwoben und postkristallin zerbrochen. Die selbe Kataklyse führt zu Mörtelkranzbildung der Quarze, bzw. zu deren vollständigen Granulation.

## 5.1 Altersdeutung

Die wichtige Frage ist: Kann diese Gesteinsfolge mit der Wustkogelserie (FRASL 1958) parallelisiert werden und somit ein permisches Schichtglied in Form des alpinen Verrucanos darstellen, oder handelt es sich um ein wesentlich jüngeres Gesteinspaket? Während alle Bearbeiter des Tauernnordrandes (z. B. STARK 1912, STAUB 1924, BRAUMÜLLER 1939, MOSTLER 1963, EXNER 1979) diesen Gesteinstyp auf Grund seiner Lithologie mit alpinem Verrucano verknüpft und ins Perm gestellt haben, stellt er unserer Auffassung nach eines der jüngsten Schichtglieder der Nordrahmenzone dar und sollte zusammen mit Dolomitbreccien, Schwarzphylliten und Muskovit-führenden Sandstein betrachtet und an die Wende Jura/Kreide eingeordnet werden. Obwohl die Ähnlichkeit mit alpinem Verru-

cano auffällt, können wir uns einer derartigen Deutung nicht anschließen, da für eine Zuordnung ins Perm östlich der Gasteiner Ache sämtliche Anhaltspunkte fehlen.

So weist FRASL 1958, p. 348 darauf hin, daß sich in den mittleren Hohen Tauern eine inhaltlich eng begrenzte Serie ausscheiden läßt, die fast in jedem Vorkommen an die Karbonatgesteine der Trias gebunden ist und stratigraphisch an deren Basis gehört. Der grünlichgraue bis weiße Farbton sei charakteristisch, während die graphitische, graue bis schwarze Färbung in sonst ähnlichen Schiefen und Quarziten auf die Zugehörigkeit zu anderen Serien (Habachserie oder Bündnerschieferserie) schließen läßt.

Die einzige Lokalität für die diese Beschreibung zutrifft, liegt westlich der Gasteiner Ache am Kreuzkögerl S-Kamm, wo sich nach EXNER 1979, p. 23 eine anscheinend stratigraphische Folge von QBP-Serie (alpiner Verrucano) über Trias, jurassischen Klammkalk bis zu neokomen Schwarz- und Grünphyllit erhalten hat (siehe auch EXNER 1979, Taf. 1).

FRISCH 1967, p. 112 bezeichnet die Wustkogelserie als hellgrüne bis manchmal dunkelgrüne, selten gebankte Metaarkoseserie, die ihre Farbe einem blaßgrünen Hellglimmer, Phengit, verdankt. Klastische Plagioklas sei selten, Kalinatronfeldspat herrsche vor.

Auch MOSTLER 1963, p. 134 meint in jenen Serizitschiefern mit R 1963, p. 134 meint in jenen Serizitschiefern mit Porphy-, Granit-, Diorit- und Tonschieferkomponenten an der Basis seiner Klammkalk-Schwarzphyllitserie im vorderen Großarl- und Kleinarl alpinen Verrucano zu erkennen, den er mit der Wustkogelserie parallelisiert.

Nimmt man vorläufig an, daß Geröllschiefer, Feinbreccien und Serizitquarzschiefer samt den grünen Quarziten dem Permoskyth entsprechen, so muß konsequenter Weise auch die gesamte grüne Gesteinsvergesellschaftung südlich des Klammkalkzuges Hörndl – Schied auf Grund der übereinstimmenden Lithologie ebenfalls diesem stratigraphischen Niveau zugezählt werden. Dadurch kommt man aber in die Zwangslage, eine intensive Schuppentektonik zu konstruieren, da anders die eingelagerten nachtriadischen Gesteinsserien nicht zu klären sind. Die beobachteten „scheinbaren“ Übergänge müßten als tektonische Fazies erklärt werden (Phyllonitisation entlang Scherflächen und Bewegungsbahnen).

Berücksichtigt man folgende, im Gelände nachweisbare Beobachtungen, so scheint ein nachtriadisches Alter wahrscheinlicher zu sein, als ein permisches.

1. Geröllkomponenten: Man findet Plutonitgerölle, Schachbrettalbite, Plagioklase, Porphy Quarze, z. T. auch Muskovitblättchen in Schwarzphylliten und grünen Geröllschiefern. Der geröllführende Schwarzphyllit steht in feldgeologischem Verband mit muskovitführendem Sandstein, dessen nachtriadisches Alter von allen Autoren seit BRAUMÜLLER 1939 anerkannt wird.
2. Dolomitbreccien: Dolomit- und Kalkgerölle kommen vereinzelt in den grünen Geröllschiefern vor, werden allerdings von EXNER 1979 als paläozoisch angesehen. Es treten daneben allerdings echte Dolomitbreccien in grünen Phylliten auf, die sich in der Beschaffenheit der Komponenten nicht von den Dolomitbreccien in karbonatischem Bindemittel unterscheiden. Die gleiche Geröllführung tritt zusätzlich in Schwarzphylliten auf. Es wäre keineswegs vernünftig, den Dolomitbreccien auf Grund ihres differenzierten Bindemittels verschiedene Alter zuweisen zu wollen.
3. Seriengenossen: Grünschiefer und deren Tuffe, Schwarzphyllit, graphitische Quarzwacken, weiße Marmorbänder, dunkle Kalkbänke und Karbonatquarzitlagen sind atypisch für alpinen Verrucano (Verrucano-Symposion 1969).

4. Schwarzphylliteinschaltungen: Gesteht man den mächtigeren, den Geröllschiefern eingelagerten Schwarzphylliten ein Eigenleben zu und läßt sie als tektonische Späne gelten (wir sind allerdings nicht dieser Meinung), so können trotzdem Wechsellagerungen im dm-m-Bereich von Schwarzphyllitbändern, muskovitführenden Sandlagen und teilweise bunten, geröllchenführenden Phylliten nur als sedimentär angelegt gelten.
5. Das Auskeilen der einzelnen Dolomitbreccienzüge in Schwarzphylliten und grünen geröllchenführenden Phylliten bzw. das Auskeilen der geröllchenführenden Phyllite in Schwarzphylliten ist viel wahrscheinlicher auf einen komplizierten Fazieswechsel rückführbar, als auf Verschuppungen.
6. Feldgeologischer Verband von Grünschiefer – klastisch verunreinigten grünen Phylliten – Dolomitbreccien in karbonatischem Bindemittel.
7. Grüne Phyllitbänder – allerdings ohne Geröllführung – in weißen Marmoren mit Dolomitgeröll.
8. Schwarzphyllitflaschen in Geröllschiefern und muskovitführendem Sandstein.

## 6. Grünschiefer

Unter dem Namen Grünschiefer wurden bei der Kartierung basische Metavulkanite verschiedener Zusammensetzung ausgeschieden. Die mikroskopische Beschaffenheit zeigt viel größere Unterschiede als man dem lithologischen Aussehen nach vermuten würde. Es ließen sich verschiedene Laven- und Tuffabkömmlinge unterscheiden, sowie mit Sediment vermischte Tuffe – Metatuffite.

Im Folgenden werden nur die Grünschiefervorkommen des Gamsgrabens (Gasteiner Tal) und des nördlichen Großarltales beschrieben. Diese Grünschiefer bilden anscheinend das „Liegende“ der Serizitquarzschiefer (Fortsetzung der QBP-Serie EXNERS 1979), und sind aus Metadiabasen und Tuffen aufgebaut. Im N und E wird der Grünschieferkomplex Mooslehen-Maurach von Metatuffiten umgeben. Im Bereich der Unterwand grenzt Grünschiefer unter Einschaltung eines Chloritoidquarzitbandes an Klammkalk.

### 6.1. Metadiabas

Unter den Grünschiefern des Arbeitsgebietes besitzen die Metadiabase nur untergeordnete Bedeutung. Die normale Ausbildungsform zeigt meist ein graugrünes, massiges Gestein, an dem dunkle bis mm-große Flecken erkennbar sind, die im Anschliff als braune Erzbutzen und schwarzgrüne Chloritflecken identifiziert werden können. Das charakteristische Erkennungsmerkmal im Gelände ist ihre Kompaktheit und die „massige“ Textur, die im Gegensatz zu den übrigen zumeist schiefrig-plattigen Gesteinstypen steht.

Das Auftreten als kompakt-massige Lage in dünnblättrigem und weichem Gestein läßt auf eine Bildung nach Art von Lagergängen schließen. Solche Bänke konnten auf Grund der Aufschlußverhältnisse nie sehr weit kartiert werden. Abschnittsweise wurde festgestellt, daß diese Lagen lateral eine gewisse Ausdünnung erfahren. Das umgebende Material ist durchwegs ein Metatuff-tuffit.

Metadiabas oberhalb Viehaus, 1040 m Sh.

U. d. M.: Das Schliffbild wird dominiert durch Großkristalle von zwillingslamellierten, meist zerbrochenen Albiten, meist zerbrochenen Pyroxenen und zonar gebauten Epidoten. Großkornhaufen bestehen aus Albit, Epidot-/Klinozoisit und Chlorit und werden von Erz und Leukoxenbutzen umgrenzt. Die Albite bilden die ehemals längliche Gestalt der alten Plagioklase nach (bis 2 mm). Anstelle dieser sproßte außerdem ein feinstkörniges Gewebe

aus Albit, Epidot, Chlorit und Karbonat. Graue Pyroxene ohne Pleochroismus mit  $2V_z = 54-57$  werden von schilfigen Aktinolithkristallen durchsprößt. In ehemaligen äußeren Bereichen liegen unregelmäßige Kränze von Leukoxen und (Ti-) Erz. Farblose bis blaßgelbe Epidote bilden Kornhaufen- und -ballen. Farblose Klinozoisite wachsen als hysterogene Bildung in Sonnenform.

Ein Grenzbereich zwischen einem Lagergang und einem umgebenden Metatuff konnte zufälligerweise auch mikroskopisch untersucht werden und ist durch eine cm dicke, feinstkörnige „Kruste“ aus Epidot gekennzeichnet.

U. d. M.: Im basaltischen Anteil fallen einem sofort rundliche, bläschenförmige Strukturen auf, die aus einem Filz von Chlorit und Aktinolith bestehen. Umgeben sind sie zumeist von Kränzen aus Erz und Leukoxen. Man ist durchaus geneigt, diese Formen als Mandeln, Variolen oder Bläschen anzusprechen. Zwischen diesen liegt granoblastisches Albit-, Epidot-, Chlorit-, Aktinolith-Gewebe. An der Grenzfläche zum Metatuff wuchs eine cm-dicke „Kruste“ aus feinstkörnig dichten Epidotaggregaten.

Das Aussehen, Auftreten und die mineralogische Zusammensetzung der Metadiabase ist durchaus nicht einheitlich. So sind in manchen feinkörnigen Gesteinen noch Reliktminerale zu erkennen, während andere ehemals gröberkörnige Basalte schon völlig zu Schiefen mit prasinischer Mineralvergesellschaftung umgewandelt wurden.

So wie bei den bisher Beschriebenen der mafische Anteil eher überwiegt, dürfte beim Metadiabas vom Fußweg südlich der Hoflehen Alm in 1320 m Sh (Großarlal) Plagioklas der Hauptgemengteil sein. In hämatitreichen Metatuffen steht ein graugrünes massiges Gestein an, bei dem das verstärkt vorhandene Karbonat in großporiger Verwitterung herausgelöst wird.

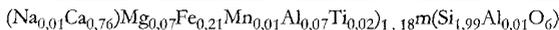
U.d.M.: Eine Grundmasse aus Chlorit, Karbonat und untergeordnet Epidot/Klinozoisit wird von Leukoxenschnüren durchzogen. In diesem Gewebe schwimmen bis 1,2 mm große Plagioklase in doleritischer Struktur angeordnet. Karbonat in Schwärmen tritt umgebend und in diesen auf. Die leistenförmigen Relikt-kristalle der Plagioklase bestehen aus neugesproßten Albit, Epidot/Klinozoisit, Chlorit und Karbonat. An einigen wenigen ist noch Zonarbau zu erkennen.

Zur weiteren Untersuchung wurde mittels ESMS der Chemismus der Pyroxene gemessen.

*Tabelle 3*  
Chemische Analyse der Pyroxene im Metadiabas D/70/76

|                                | Gew%  | Anzahl der Kationen<br>auf der Basis von 6 0. |      |
|--------------------------------|-------|---|------|
| SiO <sub>2</sub>               | 54,88 | Si  | 1,99 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,78  | Ti  | 0,02 |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1,91  | Al  | 0,08 |
| MnO                            | 0,26  | Mn  | 0,01 |
| FeO                            | 6,92  | Fe  | 0,21 |
| MgO                            | 16,10 | Mg  | 0,87 |
| CaO                            | 19,73 | Ca  | 0,76 |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,20  | Na  | 0,01 |
| K <sub>2</sub> O               | 0,03  | K   | -    |

Die Berechnung eines Pyroxenes mit obigen Daten ergibt folgende Zusammensetzung:



i. e.

En 47,3 Mol%  
Fs 11,4 Mol%  
Wo 41,4 Mol%

Wie in der obigen Abbildung ersichtlich, sind die Pyroxene der Metadiabase des Großartales als diopsidische Augite bis Endiopsidaugite anzusprechen. Diese Zusammensetzung entspricht auch in etwa den gemessenen Achsenwinkelwerten.

Der Titangehalt der ursprünglichen Pyroxene dürfte etwas höher gewesen sein. Die Reliktkristalle sind nämlich alle von einem deutlichen Kranz aus Leukoxen umgeben.

Das erreichte Fe/Fe + Mg unserer Pyroxene beträgt 0,3 und entspricht einem diopsidischen Augit nach Carmichael 1974 („common augites of basalts are diopsidic types with Fe/Fe + Mg = 0,2–0,4“).

WILKINSON bestimmt 1967 die Pyroxene von Alkaliolivinbasalten als Ca-reiche Klinopyroxene mit meist Ca = 45 Atom% vergleichbar mit Ca-reichen Augiten der Klassifikation nach HESS & Poldervaart 1951.

## 6.2. Metatuffe- und -tuffite (Chloritalbitepidotphyllite)

Die Grünschiefer des Arbeitsgebietes sind eigentlich in der Mehrheit Metatuffe. Sie treten im Gelände als helle, meist grüne phyllitische Schiefer in Erscheinung. Ihre Farbe ist nicht nur vom Gehalt an Chlorit und Epidot abhängig, sondern oft durch ein vermehrtes Auftreten von Hämatit violett bis schwarzrot gefärbt. Der Mineralbestand der meist sehr feinkörnigen Gesteine wurde zusätzlich zur mikroskopischen Untersuchung noch mittels Röntgendiffraktometer bestimmt und ergab eine durchschnittliche Mineralzusammensetzung von:

Chlorit

Albit

Epidot

Kalzit

(Quarz)

Dieser Mineralbestand ist sehr einheitlich und wurde bei fast allen Metatuffen angetroffen. Die in den Grüngesteinen wirksame Prasinitisierung mit einer Sproßung von poikiloblastischem Albit und auch Aktinolith läßt meist keine ehemalige Vulkanitstruktur erkennen.

Aus dem ehemaligen Steinbruch am Labenbach, Sh. 890, wurden aber in einem blaßgrünen geschiefertem Metatuff cm-große dunkelgrüne Chloritflecken gefunden, die sich im Abschnitt (ac) und (ab) als rundliche bis elliptische Formen erweisen. Sie sind z. T. vollständig mit Chlorit gefüllt, z. T. auch konzentrisch abwechselnd aus Chlorit, Quarz und Kalzit aufgebaut. In diesen Formen erkennt man ehemalige Auswurffragmente bzw. Lapilli, die durch die alpine Überprägung auf ein Vielfaches ihrer früheren Länge ausgewalzt und deren Mineralbestand durch die Metamorphose vollständig ersetzt wurde.

Die feingebänderten Phyllite und Schiefer, mit seltenen variolenähnlichen, mit Kalzit und Epidot gefüllten Mandeln, mit Epidot-Chlorit-Knollen, sowie Sedimenteinschlüsse in Form von Quarz-Hellglimmerlagen und Kalzitbänkchen werden als feinste Wechsellaagerungen vom metahyaloklastischem Material und Sediment gedeutet.

Durch Aufnahme von pelitischem Sediment entsteht aus Metatuffen ein Metatuffit. Je nach Vermengung mit Schwarzphylliten wird das dunkle phyllitische Gestein zunehmend heller und, abhängig vom Grad der Vermischung, durch den Anteil an Epidot und Chlorit zunehmend grüner.

## Chemische Analysen von Grünschiefern

Zur Klassifizierung der Grünschiefer wurden von 7 Proben chemische Analysen angefertigt:

D/70 Oberhalb Gehöft Viehaus in Sh 1040 m

D/11 NE-Rand des Steinbruches Gruber in 890 m Sh.

D/17 Aufschluß an der Straße Rattersberg-Lehenholz Sh 1090 m.

D/31 Straße Richtung Rosenstein, in Sh 1120 m.

D/67 N Maurach Sh 904 m.

D/68 ca 20 m N von D/67

D/51 unmittelbar neben Almhütte südlich Hoflehen Alm in Sh 1345 m.

Alle Analysen wurden mittels Atomabsorptionsspektrographen (Perkin-Elmer) am Institut für Petrologie der Universität durchgeführt.  $\text{SiO}_2$  wurde naßchemisch am Institut für Geologie bestimmt. Als Vorlage diente ein Trennschema von F. KLUGER (in KIESL & MALISSA 1973).  $\text{FeO}$  wurde naßchemisch nach der Methode von A. D. WILSON 1955 am Institut für Geologie bestimmt.

*Tabelle 4*  
Chemische Analysen der basischen Metavulkanite

|                         | Diabas |        | Tuffe |       |       |       |       |
|-------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|
|                         | D/70   | D/11   | D/17  | D/31  | D/67  | D/68  | D/51  |
| $\text{SiO}_2$          | 44,66  | 49,5   | 45,5  | 53    | 45,43 | 48    | 43,01 |
| $\text{Al}_2\text{O}_3$ | 19,6   | 16,33  | 14,7  | 17,8  | 17,7  | 16,9  | 12,92 |
| $\text{TiO}_2$          | 1,37   | 1,3    | 1,0   | 1,2   | 1,29  | 1,6   | 1,3   |
| $\text{Fe}_2\text{O}_3$ | 0,61   | 4,77   | 0,76  | 3,84  | 4,92  | 0,39  | 22,1  |
| $\text{FeO}$            | 6,85   | 3,66   | 5,98  | 4,13  | 3,64  | 7,97  | 5,87  |
| $\text{CaO}$            | 10,86  | 10,57  | 11,1  | 1,9   | 8,26  | 7,2   | 0,524 |
| $\text{MgO}$            | 7,72   | 6,65   | 8,75  | 10    | 9,6   | 5,5   | 5,2   |
| $\text{MnO}$            | 0,181  | 0,217  | 0,155 | 0,124 | 0,19  | 0,185 | 0,039 |
| $\text{Na}_2\text{O}$   | 3,32   | 1,88   | 3,0   | 0,8   | 3,58  | 0,7   | 2,02  |
| $\text{K}_2\text{O}$    | 0,11   | 0,9    | 0,4   | 1,13  | 0,9   | 1,8   | 0,586 |
| $\text{H}_2\text{O}$    | 3,79   | 4,23   | 7,09  | 4,20  | 3,17  | 9,3   | 4,97  |
| Summe                   | 99,08  | 100,02 | 98,4  | 98,13 | 98,7  | 99,6  | 98,51 |

*Tabelle 5*

|     | NIGGLI-Werte |       |       |      |       |      |       |
|-----|--------------|-------|-------|------|-------|------|-------|
|     | D/70         | D/11  | D/17  | D/31 | D/67  | D/65 | D/51  |
| si  | 100,8        | 123,4 | 107,2 | 150  | 102,2 | 138  | 107,8 |
| al  | 26           | 23,9  | 20,4  | 29,8 | 23,5  | 28,7 | 19,1  |
| fm  | 40,4         | 41,8  | 44,3  | 60,4 | 47,6  | 44   | 73,6  |
| c   | 26,3         | 28,3  | 28    | 5,8  | 19,9  | 22,1 | 1,4   |
| alk | 7,3          | 6     | 7,4   | 4,3  | 9,1   | 5,2  | 5,9   |
| k   | 0,02         | 0,2   | 0,1   | 0,5  | 0,1   | 0,6  | 0,2   |
| mg  | 0,66         | 0,75  | 0,72  | 0,81 | 0,82  | 0,55 | 0,61  |
| ti  | 2,3          | 2,4   | 1,8   | 2,6  | 2,2   | 3,5  | 2,4   |
| w   | 0,08         | 0,54  | 0,17  | 0,46 | 0,55  | 0,05 | 0,77  |
| h   | 11,6         | 14,2  | 22,8  | 16,2 | 9,9   | 36,4 | 16,9  |

Nach den Tabellen der Magmenübersicht von P. NIGGLI gilt als Ausgangsgestein: essexitgabbroides Magma atlantischen Typs

Tabelle 6  
CIPW-Normen der Metabasite von Großarl

|    | D/70 | D/11 | D/17 | D/31 | D/67 | D/68 | D/51 |
|----|------|------|------|------|------|------|------|
| Qz | –    | 5,6  | –    | 47,3 | –    | 27,5 | 36,5 |
| Or | 0,5  | 4,3  | 2    | 2,9  | 4,6  | 5,7  | 1,3  |
| Ne | 8,6  | –    | 4,9  | –    | 5,5  | –    | –    |
| An | 32,2 | 26   | 22,5 | 4,1  | 24,6 | 21,6 | 0,90 |
| Ab | 16,1 | 13   | 18,6 | 9,3  | 20,7 | 1,9  | 21,6 |
| Di | 13   | 15   | 25,9 | –    | 9,2  | –    | –    |
| Ol | 24,7 | –    | 21,9 | –    | 24,6 | –    | –    |
| En | –    | 22,2 | –    | 29,6 | –    | 23   | 14   |
| Fs | –    | 3,8  | –    | 2,3  | –    | 15,2 | 0,1  |
| Il | 4    | 3,5  | 3,2  | 1,8  | 3,7  | 3,3  | 1,7  |
| Mt | 0,9  | 6,5  | 1,2  | 2,9  | 7,1  | 0,5  | 7,2  |
| Hm | –    | –    | –    | –    | –    | –    | 7,9  |
| C  | –    | –    | –    | 13,8 | –    | 1,3  | 8,6  |

Auf Grund der Normberechnung ergibt sich eine Zuordnung der untersuchten Gesteine zur Gruppe der Alkaliolivinbasalte. In den folgenden Diagrammen bestätigt sich eine derartige Klassifizierung sehr anschaulich.

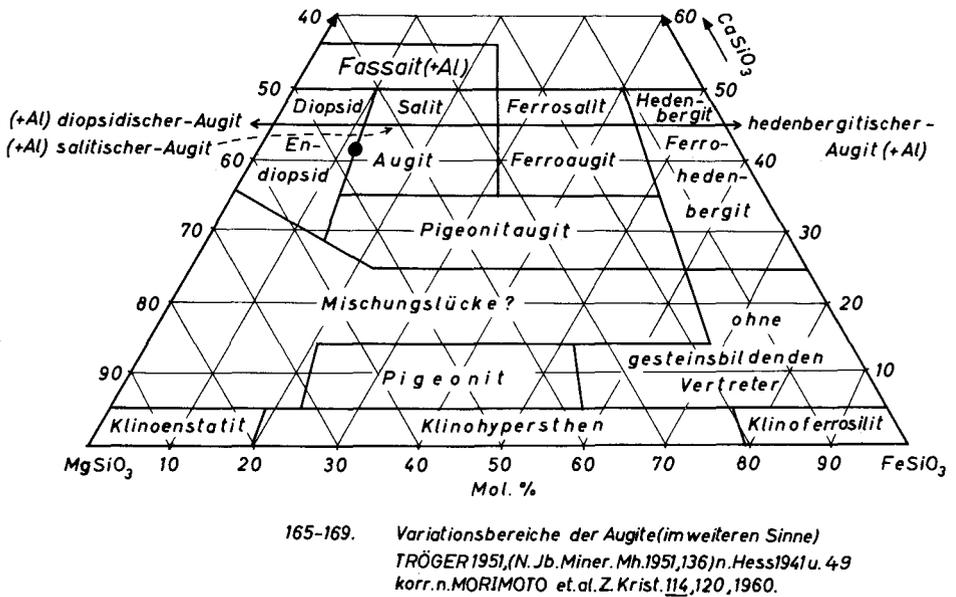


Abb. 12: Die Lage der Pyroxene aus dem Metadiabas D/70 im ternären Mg, Fe, Ca-Diagramm. (TRÖGER 1971)  
● untersuchte Pyroxene

Ebenso wie in der Abb. 12 wird auch bei nachfolgender Darstellung (Abb. 13) ein Diagramm zur besonderen Trennung bzw. Gliederung von basaltischen Gesteinen benutzt.

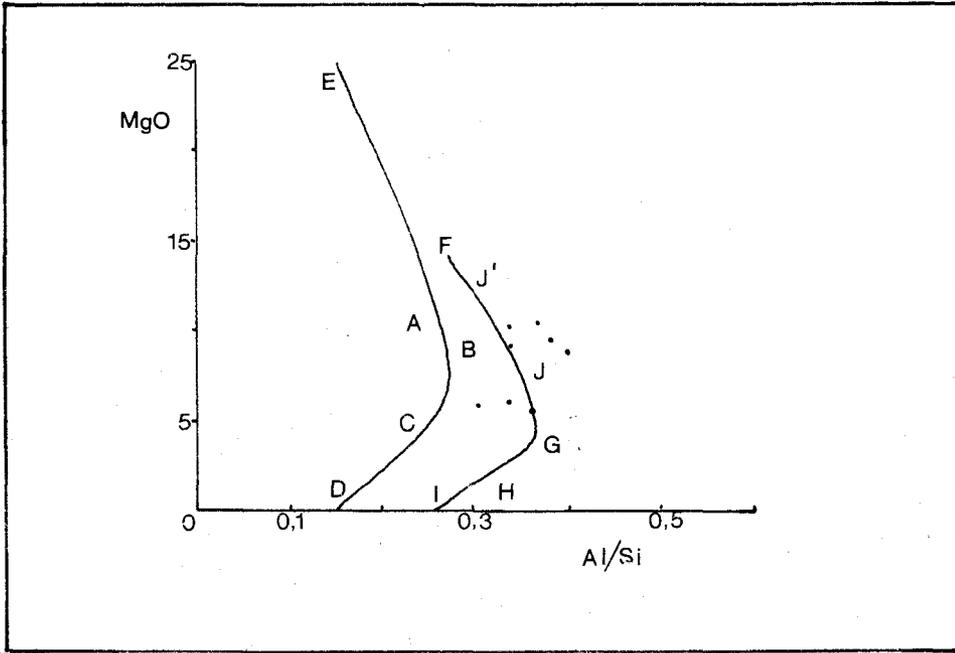


Abb. 13: Variationsdiagramm Gew % MgO gegen Al/Si, umgezeichnet nach BARTH 1962.

- A Tholeiitischer Olivenbasalt
- B Tholeiit
- C Quarzbasalt
- D Granophyr
- E Ozeanit (Tholeiitische Serie)
- F Ankaramit
- J-J' Alkali(olivin) basalt
- G Hawaii
- H Mugearit
- I Trachyt
- x Metadiabase aus dem nördlichen Großarlal

Die Werte der untersuchten Gesteine fallen abermals in den Bereich der Alkalibasalte. Bei den Ausnahmen D/31 und D/68 handelt es sich um Metatuffe, die anscheinend schon mit Sedimentmaterial kontaminiert wurden. Diese Tatsache drückt sich auch in den verschiedenen Normen und NIGGLI-Werten aus.

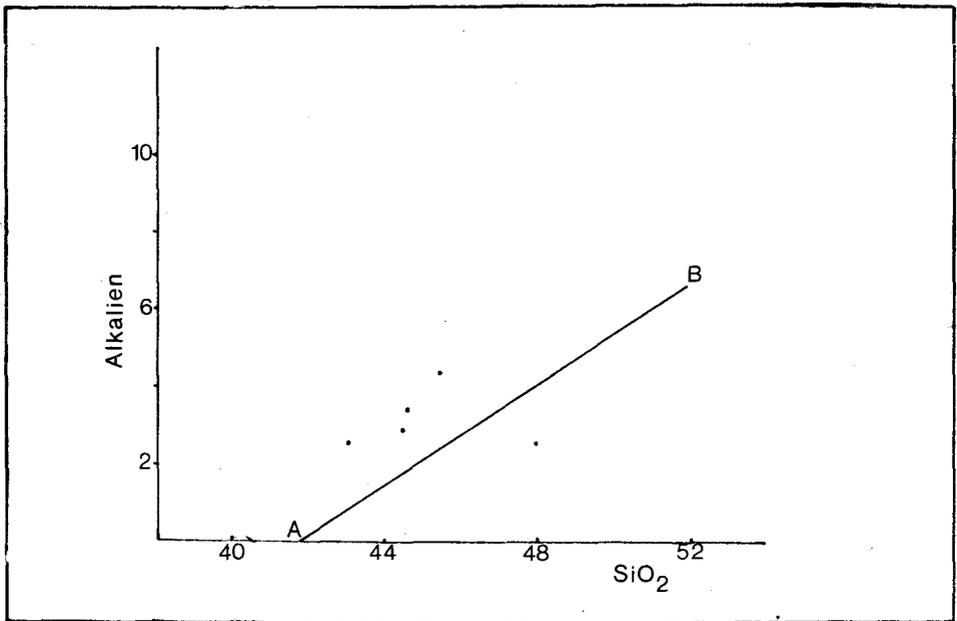


Abb. 14: Variationsdiagramm-Gew. % der Alkalioxide gegen SiO<sub>2</sub> aufgetragen (aus CARMICHAEL et al. 1974 umgezeichnet). Die Trennungslinie A-B zwischen Alkalibasalten links oben und Tholeiiten rechts unten wurde von MACDONALD & KATSURA 1964 definiert.

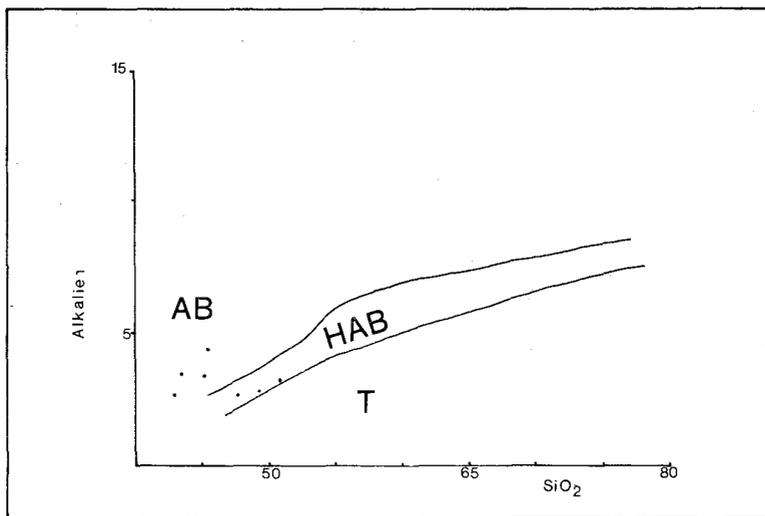


Abb. 15: Alkali in Gew. % gegen SiO<sub>2</sub> in Gew.%. Diagramm zur Trennung der Basaltischen Gesteinsserien in 3 Gruppen. (Nach KUNO 1966, in HUTCHINSON 1974).

Ab - Alkalibasaltgruppe

HAB - High Alumina Basaltgruppe

T - Tholeiitische Basaltgruppe

x Chemismus der untersuchten Gesteine

Durch die vorliegenden Untersuchungsergebnisse ergibt sich für die untersuchten basischen Metavulkanite von Großarl eine Zuordnung zur Gruppe der Alkaliolivbasalte (Definition nach GREEN & RINGWOOD 1967).

## 7. Serpentin

Am orographisch rechten Hang des Labenbachtals steht unterhalb des Gehöftes Langbrand in der südlichsten Straßenkehre in 1210 m Sh. ein dunkelgrünes, dichtes Gestein an der Serpentin.

Erstmals wurde er aus diesem Bereich von MOSTLER 1962 beschrieben. Ein rostrot verwitternder Fels (Breunnerit) erweist sich stellenweise dicht und dunkelgrün, dann wieder splitterig mit massenhaft Talk an den Klüften.

Der gesamte Gesteinskörper erscheint ummantelt von Grünschiefer (Metatuffe-Tuffite). Irgendwelche Strukturen seiner Platznahme sind makroskopisch nicht mehr zu erkennen, wohl aber cm große Antigoritrosetten (Pikrolithstruktur) zusammen mit spätigen Dolomitekristallen. In randlichen Bereichen tritt ein grünes, feinkörnig-dichtes Gestein auf, welches makroskopisch von einem Serpentin nicht zu unterscheiden ist. Durch Röntgendiffraktometeraufnahmen wurde es als Chloritschiefer identifiziert.

U. d. M.: farblose Chlorite der Penninreihe bilden ein feinschuppiges Grundgewebe, in dem bis zu 1,5 mm große Reliktformen nachgebildet wurden. Der ursprüngliche Kristall ist immer von einem Erzkranz umgeben, oder Erzbutzen bilden zusammen mit Chloritfilz im ehemaligen Kristall ein verschwommenes Netz. In den ehemaligen Spaltrißflächen wuchsen Chloritplättchen nach 010. Diese schließen einen Winkel von ca. 122 Grad ein (Hornblende?). Akzessorisch beteiligt Leukoxen, Talk.

Nachstehend wird noch eine Probe aus dem Zentrum des Serpentinits beschrieben.

U.d.M.: Teile des Dünnschliffs werden aus dichtem feinkörnigen Gewebe aufgebaut (Antigorit) mit z. T. fächerförmiger Verzwilligung und mit feinstem Erzstaub schwach getrübt.

In anderen Bereichen ist typische Massenstruktur ausgebildet, mit in Strängen verteiltem Magnetit und staubförmiger Anhäufung in Zentralzonen. An Zerklüften wuchs Querfaserchrysotil und etwas Karbonat. Untergeordnet findet sich farbloser Chlorit mit anomalen Interferenzfarben.

Von allen untersuchten Proben wurden auch Röntgendiffraktometeranalysen angefertigt, die eine Beteiligung von:

Antigorit

Chrysotil

Chlorit

tw. Lizardit

am Aufbau des Labenbachserpentinits ergaben.

## 8. Chloritoidschiefer

Im Norden des Großarltales, besonders an der neuen Straße vom Gehöft Wimm Richtung Hölling tritt in den randlichen Begleitschiefern des großen Grünschieferkörpers massenhaft neugesproßter Chloritoid auf. Seine Bildung ist nicht auf bestimmte Gesteine beschränkt, sondern durchtränkt Serizitphyllite, Quarzschiefer, Quarzite wie Metaquarzwacken und Metatuffite. Die dunkelgrünen, hysteroenen Porphyroblasten erreichen vereinzelt Längen bis zu 1,5 cm und Breiten bis 2 mm.

Am E-Ende des Forstweges N Mayerhofen, der in 1200 m Sh vom Mayerhofen Heimalmweg Richtung E abzweigt, steht ein ca. 5 m mächtiges, weißes, quarzreiches Phyllitband an, in dem makroskopisch bis 5 mm große Chloritoide sprossen.

Lateral läßt sich dieses Band kaum 20 m weit verfolgen, sondern bildet eine linsenförmige Einlagerung in den umgebenden grüngrauen Quarzphylliten.

Ein zweites Vorkommen im Gastein Tal liegt direkt am Mayerhofen Heimalmweg in 1190 m. Dieser Phyllitstreifen ist höchstens 0,5 m mächtig, bedeutend quarzärmer und mit Schwarzphylliten und weichen grünen Serizitphylliten verknüpft. Beide Vorkommen stehen nicht in streichender Verbindung.

U.d.M.: Alternierender Lagenbau von Hellglimmer und Quarz läßt noch die ursprüngliche sedimentäre Schichtung erkennen. Öfters umfließen Hellglimmerzüge zerpreßte Quarznester, die wir als klastische Relikte betrachten, da auch die benachbarten Quarzphyllite im Liegenden und im Hangenden gut erhaltene Porphy Quarze und echte Gerölle führen.

Im Gegensatz zur doch einheitlichen Zusammensetzung der Chloritoidschiefer im Westen bildete sich Chloritoid im Großarlal in folgenden Schichten:

Chloritoidhämatitschiefer: nördlich Wimm in Sh 940 m

U.d.M.: In einem linsig-lagenförmigen Serizit-Quarz Gewebe, das von opaker Erz- und bräunlicher Limonitsubstanz durchtränkt ist und vereinzelt Großklasten von Plagioklas und Quarz (0,4 mm) führt, wachsen divergentstrahlige Chloritoidkristalle. Linsig angeordnetes Quarzpflaster ist weniger durchwachsen; blutrote, skelettierte Hämatitschuppen sind horizontweise angereichert.

Unmittelbar anschließend an das oben beschriebene Gestein liegen Schwarzphyllite in denen ebenfalls Chloritoide sprossen, und zwar diesmal in Zonen tektonischer Auflockerung.

Am Weg zur Maurachalm in 1210 m Sh, nördlich P 1203 treten lokal beschränkt im Schwarzphyllit Hämatitchloritoidphyllitlagen auf. Zusammen mit den übrigen Chloritoidführenden Gesteinen wurden auch Quarzite kartiert und zwar an folgenden Stellen:

An der Straße Wimm-Hölling in der Biegung gegen NE (945 m Sh): ein gelblichweißer Schiefer mit milchigweißen Quarzlagen führt schöne dunkelgrüne Chloritoide (Gesamtmächtigkeit ca. 1,5 m). Unterhalb des Klammkalkzuges Unterwand, nördlich der Brücke über den Labenbach in 1150 m Sh, sind Grünschiefer mit Metatuffiten und Schwarzphyllit wechsellagernd aufgeschlossen. Das Hangende dieser Wechselfolge bildet ein weißgrüner Quarzit mit Chloritoidsprossung. Daran schließt ein dünnes Band von quarzitischem Schiefer an, der allmählich in einen Kalkschiefer und nach ca 1 m in Klammkalk überleitet (siehe Abbildung).

Die Chloritoidsprossung beschränkt sich nicht allein auf diesen Quarzit, sondern beginnt schon unterhalb, im obersten Bereich des Grünschieferbandes.

Zur Frage der Chloritoidbildung:

Im Großarlal erfolgte die Chloritoidbildung in verschiedenen Gesteinen im Grenzbe-  
reich des Grünschieferkomplexes Mooslehen-Maurach. Im Gasteintal sind hingegen nur von einem Quarzitband in den Serizitquarzschiefern und aus Phylliten aus dem Südtel des Gebietes Chloritoidbildung bekannt.

Wenn wir nun versuchen den chloritoidführenden Gesteinen ein entsprechendes Ausgangsgestein zuzuschreiben, so bietet wohl ein quarzreiches Tongestein die optimale Lösung. Wie wir im Großarlal gesehen haben, ist dies jedoch nicht Voraussetzung. Bekanntlich ist Chloritoid ein Mineral, das spezielle chemische Faktoren zu seiner Bildung benötigt. Wichtig sind dafür ein großes Fe:Mg-Verhältnis und ein relativ hoher Aluminiumgehalt mit gleichzeitig niedrigen Werten für K und Na.

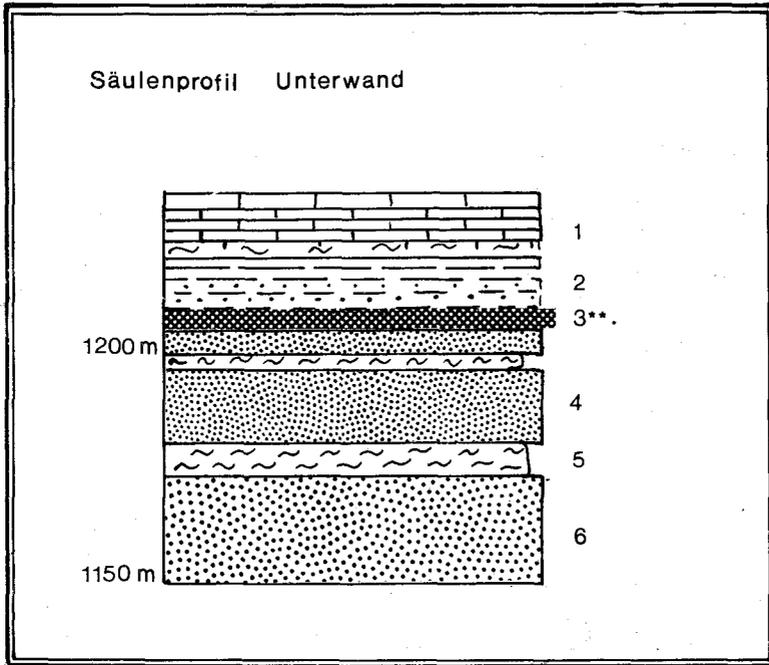


Abb. 16: Schematische Darstellung der Lagerungsverhältnisse bei der Labenbachbrücke in 1150 m Sh.  
 1 Klammkalk, 2 quarzitischer Kalkschiefer, 3 Quarzit mit Chloritoid, 4 Grünschiefer, 5 Schwarzphyllit,  
 6 Tuffit.

Aus diesen Gründen ist anzunehmen, daß die chemischen Vorbedingungen bereits primär im Sediment angelegt worden sind.

Nach unserer Meinung könnten die Bildungsbedingungen für die Chloritoidsprossung durch die Platznahme der basischen Vulkanite geschaffen worden sein. Diese besitzen z. T. ideale chemische Zusammensetzung (hohe Al-Werte, geringe Alkaligehalte).

Entgegen früheren Annahmen (z. B. MOSTLER 1962) stellen Variationen der Streßbeanspruchung keinen ursächlichen Bildungsfaktor dar, sondern es können in den günstigsten Fällen Bereiche guter Wegigkeit geschaffen werden, die dann Zonen bevorzugten Kristallwachstums darstellen. Auf Grund des Chloritoidauftretens eine altersmäßige Einstufung vornehmen zu wollen ist grundsätzlich abzulehnen (z. B. metamorphe Quarzschiefer).

## 9. Klammkalk

Die Nordrahmenzone wird im Arbeitsgebiet zwischen der Gasteiner Ache und dem Großartal von zwei mächtigen Klammkalkzügen beherrscht: Dem Zug Hörndl-Austuhl-Breitenebenwald im Süden und dem Zug Klampaß-Höllwand-Kitzstein im N. Die schmalen E-W streichenden Klammkalkkrippen im Bereich der Paarseen, sind abgequetschte Antiklinalkerne. Der südlichste Sporn des nördlichen Klammkalkzuges (Plattenwand) taucht mit E-fallenden Achsen unter die Geröllschiefer der Gasteinerhöhe, um in der Heugatwand wieder aufzutauchen, nördlich der Kote 1997 den Grenzkamm zwischen den bei-

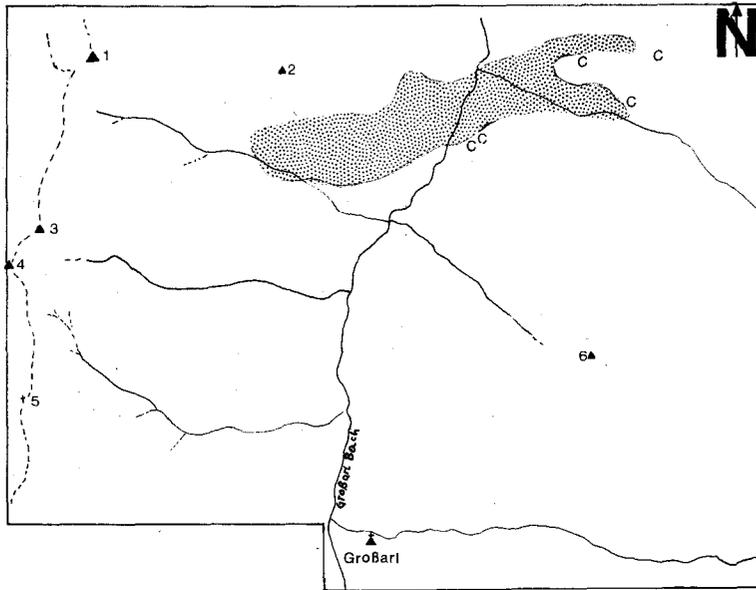


Abb. 17: Schematische Skizze der Chloritoidführenden (C) Gesteine und des Grünschieferorkommens (gepunktet). 1 = Höllwand, 2 = Eßkopf, 3 = Austuhl, 4 = Schuhflicker, 5 = Arttörl, 6 = Sauarkopf.

den Tauerntälern zu überschreiten und um nördlich der Schied-Hochalm im Schutt zu verschwinden. Der nördliche Klammkalkzug hebt, bedingt durch die Tiefenerosion im Großarltal, östlich des Iglkopfes aus und setzt in der östlichen Talflanke wieder ein (Oberwand). Unterlagert werden sie von Serizitquarzschiefern im Westen und von Grünschiefer im E. (Am Kontakt zwischen Grünschiefer und Klammkalk Einschaltung eines m-mächtigen Chloritoidschieferbandes am Fuß der Unterwand bei der Labenbachbrücke in 1150 m Sh.)

Als Klammkalke werden hellgraue bis schwarze, manchmal auch grünliche Kalke bezeichnet, die durch stärkere Wechsellagerung von ehemals tonig-mergeligem Sediment in ausgesprochene Plattenkalke und blättrige Kalkschiefer überleiten. Letztere können stellenweise als tektonische Fazies aufgefaßt werden.

Weißer, m-mächtige Kalkmarmorbänder und Linsen sind Entpigmentisierungserscheinungen der Metamorphose und keine Triasdolomitlinsen, wie Kober 1922 : 215 vermutete (Steinbruch Klammstein).

Eine weitere eigentümliche Sonderart ist eine rosa-gelbgraue Bänderung im mm-Rhythmus, während die hell-dunkelgraue Bänderung des Klammkalkes den Normalfall darstellt.

Der wechselnde Quarzgehalt verleiht den verwitternden Kalken ein sandiges, Schmirgelpapier-ähnliches Aussehen, tritt er in größeren Mengen auf, wird der Kalk einem Quarzmarmor zusehens ähnlicher. Gesteine solcher Ausbildung gleichen in verblüffender Weise den „Kalksandsteinen“ BRAUMÜLLERS aus dem Bereich westlich der Rauriser Ache.

Die Schieferungsflächen zeigen meist einen Serizitbelag, seltener auch größere detritäre Muskovitblättchen. Der im wesentlichen einschlußfreie Kalk enthält nur N Haßbeck einen

Grünschieferfetzen, der nach M. STARK 1939:70f einem dioritischen Stammagma entspricht.

Entgegen der von BRAUMÜLLER 1939:65 geäußerten Behauptung, der Klammkalk sei frei von jeglicher Breccie bzw. Geröllage, konnte eine Geröllführung in Form von braun-grauen bis dunkelgrauen Kalk- und Dolomitgeröllchen ( $\varnothing$  kleiner 3 mm) am Fuß der Höllwand, knapp östlich des Grenzkammes in Sh. 1965 m gefunden werden. Dadurch ergibt sich ein bereits mehrmals erwähnter Zusammenhang zwischen Klammkalk und Dolomitbreccien in karbonatischer Matrix (Kalkbindemittel der Breccien bzw. Konglomerate ist vom Klammkalk lithologisch nicht zu trennen).

Ein sedimentärer Zusammenhang mit den Schwarzphylliten (Rauriser Phyllit) ist im Gelände allenthalben zu beobachten. Zum Beispiel entwickelt sich S Kote 2042 (WNW Heugatwand) aus kalkfreiem Schwarzphyllit ein im mm-Bereich laminierter Phyllit (alternierende Phyllit- und Kalklagen), schließlich ein grauer Kalkphyllit, der sukzessive in den Klammkalk überleitet, wobei ungeklärt bleibt, ob der Schwarzphyllit in den Klammkalk übergeht oder umgekehrt. Durch intensive Streckung parallel B entstehen holzscheiterartige, stengelige Strukturen. Für das gesamte Gebiet ist ein konstantes Abtauchen der B-Achsen mit 3 bis 15 Grad gegen W charakteristisch. Wie der Strukturkarte von DEMMER 1961 zu entnehmen ist, tauchen die Achsen im Klammkalk noch weiter im E bei Mitterkleinarl (Kleinarltal) immer noch gegen W ab.

Da wiederholt im Klammkalk Reste von Crinoidenstielgliedern gefunden worden sind, wurden mehrere Proben vom W-Ende der Heugatwand sowie von anderen Klammkalkaufschlüssen im Großarltal, wo in plattigen Klammkalken gehäuft derartige Fossilreste auftreten, in Essigsäure gelöst. In den Schlämmrückständen konnten zahlreiche 5-eckige Stielglieder gefunden werden, die sich allerdings zur näheren Bestimmung als unbrauchbar erwiesen haben. Als Nebenprodukte fielen massenhaft idiomorphe Quarze und Pyritwürfel an.

Es bleibt die Tatsache bestehen, daß ein dem Klammkalk lithologisch äquivalentes Gestein in verschiedenen Einheiten der Nordrähmenzone auftritt (Bindemittel der Dolomitbreccien, Kalke und Kalkphyllite der Sandstein-Brecciendecke im Sinne BRAUMÜLLERS 1939, Kalkmarmore in der Sandstein-Breccienzone EXNER 1979, Kalkglimmerschiefer der Tauernschieferhülle), bei dem vorsichtigerweise bisher fast immer Parallellisierungen untereinander vermieden wurden.

Warum wird einem Kalk oder Marmor, wenn er nahe dem Tauernnordrand auftritt, eine Sonderstellung zugebilligt, während dem gleichen Kalk oder Marmor „wenige“ Meter weiter südlich die Bezeichnung Kalkglimmerschiefer zugewiesen wird, die in der Tauernliteratur neben ihrer petrographischen Aussage immerhin auch eine stratigraphische Bedeutung erlangt hat? Der Hemmschuh für eine Annäherung von Klammkalk und Kalkglimmerschiefer, von Klammkalk und Bindemittel der Dolomitbreccien, von Klammkalk und Kalcken der Sandstein-Brecciendecke BRAUMÜLLERS, lag vermutlich in der Anschauung, auch am Tauernnordrand einen unterostalpinen Fensterrahmen annehmen zu müssen, womit die Radstädter Decken im Sinne KOBERS bis über die Rauriser Ache nach Westen gezogen werden mußten. Hiermit haben die mächtigen Klammkalkzüge ihre tektonische Sonderstellung erhalten.

Nachdem sich diese Vorstellung als nicht zutreffend erwiesen hatte, wurde die Klammkalkzone zwar penninisch, aber an dem Fundament ihrer Eigenständigkeit wurde kaum gerüttelt, da man eigentlich nur einen Begriff durch einen anderen ersetzt hatte ( mit allen

seinen tektonischen Konsequenzen): Aus dem unterostalpinen Fensterrahmen wurde die Nordrahmenzone (wiederholt mit der Matreier Schuppenzone verglichen), die zwar als penninisch gilt, der jedoch kein rechter südpenninischer Faziescharakter zugestanden wird. Nun hat ja BRAUMÜLLER 1939 die Feststellung getroffen, daß sich die Kalke und Kalkphyllite seiner Sandstein-Brecciendecke von den richtigen Klammkalken unscharf durch geringere Streckung und Klüftung unterscheiden. Weiters findet er nur geringe Unterschiede zwischen diesen Gesteinen zu den Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten der Fuscher Schieferhülle.

Nimmt man nun die beiden diese Gesteine verändernden Faktoren, nämlich zunehmende Metamorphose gegen Süden und steigende mechanische Beanspruchung gegen Norden (sichtbar in tektonischen Verformungsmerkmalen wie Rotationstektoniten mit verstärkter Streckung parallel B, a-c Zerrfugen, Knitterzonen spitzwinkelig zu B, vermehrte Ausbildung von Scherzonen etc.), so ist daraus deutlich abzulesen, daß die heute vorliegenden geringfügigen Unterschiede das Ergebnis des Einwirkens der angeführten Ereignisse auf die Gesteine ein und desselben Sedimentationsraumes sind. Dieser ist naturgemäß in sich gliederbar, worauf wiederum die Übergänge und Verzahnungen der einzelnen Schichtglieder hinweisen.

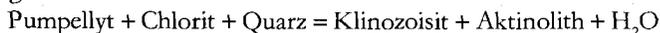
Die Klammkalke stellen ein weniger metamorphes Äquivalent der Kalkglimmerschiefer dar. Ihr Ablagerungsraum dürfte südlicher, näher dem Kontinent, im Einflußbereich gröberklastischer Sedimentation gelegen haben. Daraus erklärt sich auch das Auftreten der Klammkalke gemeinsam mit Sandsteinen, Breccien und Konglomeraten. Das Gegenstück dazu, nämlich die ozeanische Entwicklung, bilden Schwarzphyllite, Kalkphyllite und basischen Metavulkanite.

## 10. Metamorphose

Das progressive Metamorphosegeschehen kann im Arbeitsgebiet in einem Satz zusammengefaßt werden: Die pT-Bedingungen blieben auf die Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies der Grünschieferfazies beschränkt. Allen untersuchten Gesteinsproben fehlen Reliktminerale, die zu einer früheren, unter höheren pT-Bedingungen stattgefundenen Metamorphose Hinweise hätten liefern können. Es konnte andererseits auch keine Biotitbildung aus Parallelverwachsungen von Chlorit-Serizit beobachtet werden. Die einzige gesicherte Berührungsparagenese zwischen Klinozoisit/Zoisit und Chlorit beweist allerdings, daß bereits jener Metamorphosegrad überschritten wurde, unter dem Minerale wie Laumontit, Pumpellyite und Lawsonit stabil sind.

Die in den basischen Gesteinen vorherrschende Mineralassoziaton ist kennzeichnend für die Albit-Aktinolith-Chlorit Zone WINKLERS 1976.

Das gehäufte Vorkommen von Zoisit/Klinozoisit zusammen mit Chlorit läßt sich aus folgender Reaktion herleiten:



Die Reaktion verläuft unter folgenden Bedingungen:

2,5 kb und  $345 \pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$

4 kb und  $350 \pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$

7 kb und  $370 \pm 20 \text{ }^\circ\text{C}$

Dieser Temperaturbereich dürfte am Tauernnordrand nicht wesentlich überschritten worden sein.

Zwei Minerale, die zwar zu ihrer Bildung einen bestimmten Chemismus des Ausgangssedimentes benötigen und auch im Arbeitsgebiet aufscheinen, nämlich Chloritoid und Stilpnomelan, geben keine näheren Hinweise zur Metamorphose. Chloritoid tritt in aluminiumreichen, schon schwach temperierter Metamorphose unterworfenen Metapeliten auf. Die günstigsten Voraussetzungen für seine Formation sind ein hohes Fe/Mg-Verhältnis und ein relativ hoher Aluminiumgehalt bei gleichzeitig niedrigem Gehalt an Kalium und Natrium. Er kommt somit nicht mit Mineralgesellschaften vor, die Biotit, Albit, Kalifeldspat und Stilpnomelan enthalten.

Die Gesteine waren stellenweise einer kräftigen mechanischen Auswalzung unterworfen, die zur Zertrümmerung und Zerpfeßung der klastischen Quarze zu Nestern und Linsen geführt hat. In den pelitischen Gesteinen äußert sich die anschließende Rekristallisation und Neomineralisation durch Anwachsäume um kataklasierte Quarze, durch albitische Ränder um getrübe Plagioklase, durch Kalzitsäume um limonitisch gefärbte Kalkgeröllchen, Kornvergrößerung der feinschuppigen Serizitmatrix, autigene Albitneubildung in Dolomitgeröll und Matrix, Neubildung von idiomorphen, zonaren Turmalinen, Querwachstum von Chloriten und Chloritoidrosettenbildung.

### 10.1. Altersdatierung

Zur Klärung des Metamorphosegeschehens wurden Altersdatierungen an Hellglimmern einer 2 $\mu$ -Fraktion durchgeführt. Zur methodischen Problematik siehe PURDY & JAEGER 1976. Die Proben wurden in völlig bergfrischem Zustand aus einem relativ gestreuten Bereich entnommen (Abb. 23), und besitzen z. T. unterschiedliche chemisch-mineralogische Zusammensetzung. Folgende Proben wurden untersucht:

D/10/76 Quarzserizitchloritphyllit: Südseite des Steinbruch Gruber, ca. 1,7 km nördlich Großarlal

D/74/76 Bändermarmor: Aubauerforststraße im Auwald in 1372 m Sh. knapp nach der bergwärtsgerichteten Biegung des Weges; liegt in streichender Fortsetzung (W) von D/10/76.

D/15/76 Kalkphyllit: Straßenaufschluß E Inhög (Kammnähe) in 1010 m E oberhalb Großarl

D/34/77 Kalkphyllit: Straße Richtung Saukarkopf über Rosenstein (Beginn bei Brücke gegenüber Stb. Gruber) in 980 m Sh. nach Kehre Richtung S

D283/77 Schwarzphyllit: Am Ende der neuen Forststraße in 1195 m Sh. von Salzleck gegen W.

D/102/77 Schwarzphyllit (tuffitisch): Fußweg v. Gehöft Aubauer Heim Alm in 1045 m Sh.

Der Mittelwert der Daten liegt bei ca. 33 my (Oligozän).

An diesen Ergebnissen fällt zunächst auf, daß sie in einem begrenzten Zeitintervall streuen. Es ist weiters zu bedenken, daß die Probenlokalitäten doch über einen weiten Bereich (3  $\times$  2 km) verteilt liegen und außerdem lithologisch unterschiedliche Gesteine verwendet wurden.

Daraus ergibt sich, daß die recht konkordanten Alterswerte eine reale geologische Bedeutung besitzen und nicht etwa durch Ar<sup>40</sup> Überschuß verfälscht wurden.

Berücksichtigt man dazu die beträchtlich schwankenden K-Gehalte der Proben, so wären im letztgenannten Fall jeweils ganz bestimmte unterschiedliche Ar<sup>40</sup>-Überschußmengen notwendig, damit sich derart gleiche Alter ergeben. Dies erscheint unwahrscheinlich.

Tab. 7: Kalium Argon Altersbestimmung an 2 Fraktionen glimmerreicher Gesteine (Analysen von Dr. M. Thöni mit einem CMS-80 zykloiden Massenspektrometer. Die K-Werte wurden ebenfalls von Dr. M. Thöni mit einem Perkin-Elmer 300 AAS-Spektrometer bestimmt).

| Probe    | % K  | cm <sup>2</sup> Ar <sup>40</sup><br>rad · 10 <sup>6</sup> /g | %grad | Alter in my |
|----------|------|--|-------|-------------|
| D/10/76  | 5,43 | 6,895  | 74,62 | 31,8 ± 1,3  |
| D/15/76  | 4,51 | 5,964  | 60,44 | 33,7 ± 2,6  |
| D/34/76  | 5,43 | 7,837  | 40,44 | 36,8 ± 2,7  |
| D/74/76  | 6,64 | 7,638  | 60,68 | 29,6 ± 1,6  |
| D/83/77  | 7,13 | 8,821  | 48,11 | 31,5 ± 2    |
| D/102/77 | 5,05 | 6,912  | 70,73 | 34,9 ± 1,5  |

Viel naheliegender ist es daher, in obigen Daten das Ergebnis eines geologischen Ereignisses zu sehen, wofür vorerst 2 Interpretationsmöglichkeiten zur Wahl stehen.

1. Abkühlalter: die Abkühlung erreicht die „Blocking-Temperatur“ der Hellglimmer für K/Ar von 370–400 °C (PURDY & JÄGER 1976)
2. Bildungsalter: die Temperatur der Metamorphose überschreitet nicht die „Blocking-Temperatur“. Die Altersdaten markieren den thermischen Höhepunkt der Metamorphose.

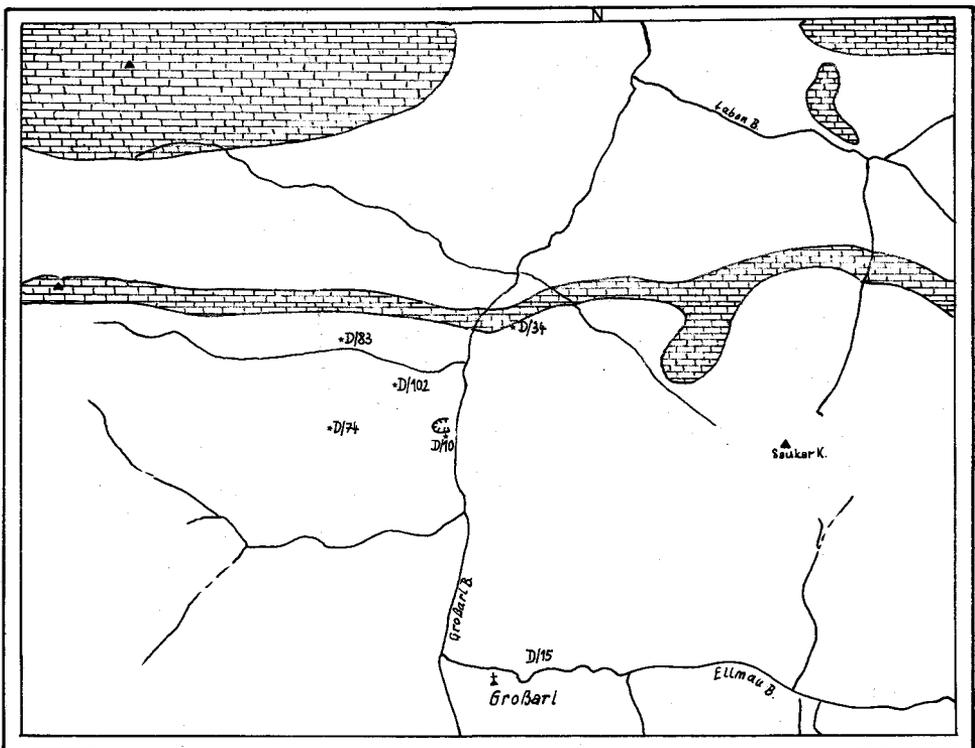


Abb. 18: Lageplan der Probenpunkte für die Altersdatierung, Klammkalkzüge ausgeschieden.

Aus den Metamorphosestudien (Mineralparagenesen und textuelle Eigenheiten) ergibt sich ein möglicher Temperaturbereich, der jenem der „Blocking-Temperatur“ entspricht, deren Maximum mit ziemlicher Sicherheit jedoch nicht überschritten hat und unter dem Erstauftreten von Biotit lag. Auf Grund der vorliegenden Daten kann nicht eindeutig ausgesagt werden, ob ein Abkühlalter oder ein Bildungsalter vorliegt. Deshalb muß die Entscheidung zwischen den beiden vorher genannten Interpretationsmöglichkeiten zunächst offen bleiben. Zur Klärung dieser Frage könnten folgende weitere Untersuchungen beitragen:

1. Rubidium-Strontium Datierung an denselben Hellglimmern. Da die „Blocking-Temperatur“, die für Rb/Sr bei 500 °C liegt, im Arbeitsgebiet während der ganzen Metamorphose ganz sicher nicht erreicht wurde, sollten datierbare Hellglimmer in diesem niedrig temperierten Bereich (ungestörtes Vorkommen vorausgesetzt) durchwegs Bildungsalter ergeben. Erhält man Rb/Sr-Alter von 30–35 my an diesen Hellglimmern, so kann mit ziemlicher Sicherheit ein Bildungsalter angenommen werden. Erhält man noch höhere Werte, so stellt dies einen klaren Hinweis auf Abkühlalter dar.
2. Eine weitere Möglichkeit, die eine Entscheidung bringen könnte, wäre ein K/Ar-Altersprofil Richtung S, quer zum Streichen der Schichtfolgen. Ergeben sich kontinuierlich abnehmende Alterswerte Richtung Süden (OXBURGH et al. 20 my K/Ar aus Hg aus dem Mölltal), so ist das ein Argument für ein Abkühlalter. Stellt sich jedoch ein deutlicher Sprung im Altersprofil zu den bekannten jungen Alterswerten im S ein, muß mit einem Bildungsalter im N gerechnet werden.

In verschiedenen Teilen des Tauernfensters wurden schon Mineralalter gemessen. Diese Daten liegen alle unter denen von Großarl. In der Gegend von Bad Gastein fand OXBURGH et al. 1966 K/Ar Glimmeralter zwischen 18 und 26 my und aus derselben Gegend berichtet Lambert 1964 ein Mineralalter (Rb/Sr Isochrone) von  $20 \pm 10$  my. An der SW-Flanke des Sonnblickkernes bei Döllach (z. T. Matreier Zone) wurden von LAMBERT 1970 Proben untersucht. 4 Muskovite ergaben Werte zwischen 28 und 34 my und 1 Biotit ein Alter von 27 my.

Weiter westlich in der Venedigergruppe fand BESANG et al. 1968 K/Ar-Alter zwischen 19 und 30 my an Biotiten und Muskoviten aus dem Zentralgneis. Rb/Sr Analysen ergaben an denselben Mineralien äquivalente Alter.

Aus dem Reißbeck-Ankogelgebiet ergaben Biotit und Glimmer Rb/Sr + K/Ar-Datierungen Abkühlalter von ca. 20 my, (CLIFF et al 1971). Wie diese Autoren auch darauf hinweisen, geben diese Daten keine verallgemeinerbaren Metamorphosezeitpunkt, sondern eher ein Stadium subsequenter Abkühlung an. Die gemessenen Glimmeralter stellen nur das Mindestalter der alpinen Metamorphose dieser Gegend dar und zeigen eine Periode der Abkühlung und des Aufsteigens an.

Die höheren Alterswerte des Großarlgebietes lassen im Falle eines Abkühlalters zwei Möglichkeiten offen:

1. wir befinden uns in einem relativ höheren tektonischen Stockwerk, wo die Abkühlung bedingt durch den Aufstieg früher einsetzte als in tieferen Einheiten.  
(wahrscheinlich)
2. Auftrieb und Abkühlung setzen gezwungenermaßen früher ein als im südlichen Tauernfenster – dh. der Tauernnordrand beginnt sich früher als der Tauernsüdrand zu heben??

Im Falle eines Bildungsalters liegt ein normales Abfolgeschema der Metamorphose vor: höhere Stockwerke erreichen nicht die Temperaturbedingungen der inneren Anteile und verlassen früher den Wirkungsbereich der alpinen Metmorphose.

## 11. Tektonik

Ein Großteil der s-Flächen fällt mittelsteil nordwärts. Saiger stehende s-Flächen sind hauptsächlich an die Muldenzonen in den Klammkalken sowie an die Kalke selbst gebunden. Den meisten südfallenden Flächen in den phyllitischen Gebieten kommt insofern eine Bedeutung zu, weil sie aufzeigen, daß auch hier ein kräftigerer Faltenbau vorhanden sein muß. Die B-Achsen und Lineationen stimmen überein, streichen generell E-W und tauchen zwischen  $10^\circ$  und  $15^\circ$  nach Westen ab. Ein abweichendes Verhalten besitzen nur die Klammkalke der Plattenwand, die mit E-fallenden Achsen unter den Geröllschiefern der Gasteiner Höhe verschwinden (Abb. 19).

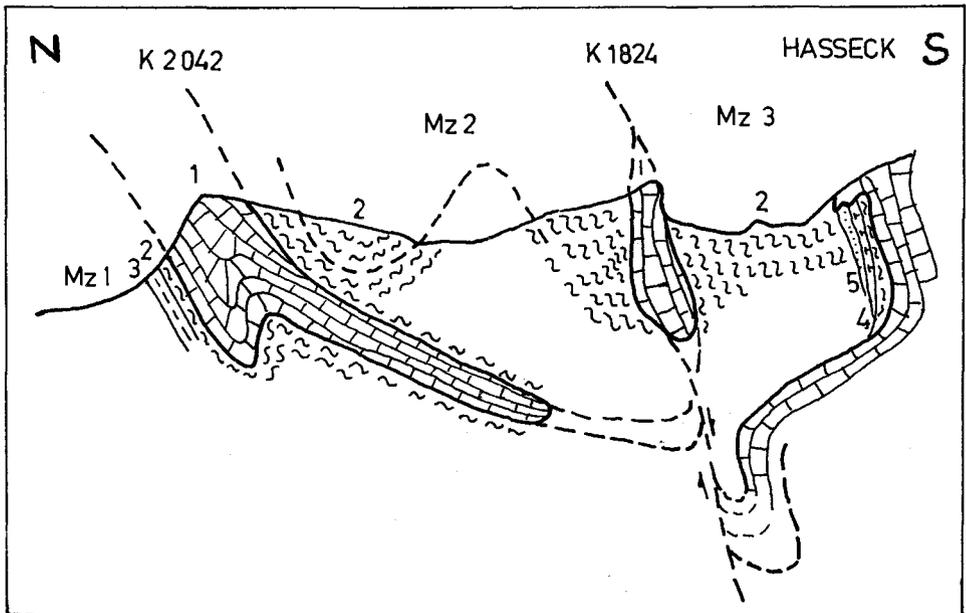


Abb. 19

- 1 Klammkalk
- 2 Schwarzphyllit
- 3 hellgrüner Serizitphyllit
- 4 Grünschiefer
- 5 Quarzit

Blick aus der Gegend der Unterhof Alm nach Westen.

Links im Bild die mittelsteil nach N fallenden Klammkalke der Heugatwand, die gegen Westen zu unter die Geröllschiefer der Gasteiner Höhe tauchen. Die Muldenzonen Mz 1, Mz 2, Mz 3 sind mit Schutt überdeckt, sodaß keine eindeutige Aussage getroffen werden kann, ob sich die einzelnen Klammkalkzüge im Untergrund zu geschlossenen Falten und Mulden verbinden. Die Klammkalkrippe von K 1824 ist ein von unten hochgeschürfter, abgequetschter Antiklinalkern. Schwarzphyllite, ein schmales Grünschiefer- und Quarzitband tauchen tunnelförmig unter die Kalke des Hassecks.

Es wurde versucht, aus dem Baustil der Klammkalkzüge Rückschlüsse auf das tektonische Geschehen zu ziehen, da in den schwer differenzierbaren Schiefermassen durch das Fehlen von Leithorizonten Bewegungsbilder nicht nachzuweisen waren.

Ein Blick auf die Karte (Tafel 1) zeigt, daß sich der in der Gasteiner Klamm noch geschlossen scheinende Klammkalk nach E in 3 Züge aufspaltet. Hinzu tritt eine Linsenreihe von abgequetschten Antiklinalkernen, die sich mit den Vorkommen von Kote 1608–Kote 1856 (großer Paar See) – Kote 1824 (S Haßbeck) bis zum Schiedreitspitz verfolgen läßt.

Den südlichsten Sporn bildet die Plattenwand, die eindeutig mit ostfallenden Achsen unter die Geröllschiefer der Gasteiner Höhe taucht. Der Klammkalk dieser Wand taucht in der Heugatwand weiter im Osten mit westfallenden Achsen wieder empor und zieht von hier N Kote 1997 über den Grenzkamm zwischen den beiden Tauerntälern, um N Schied Hoch Alm unter Hangschutt zu verschwinden.

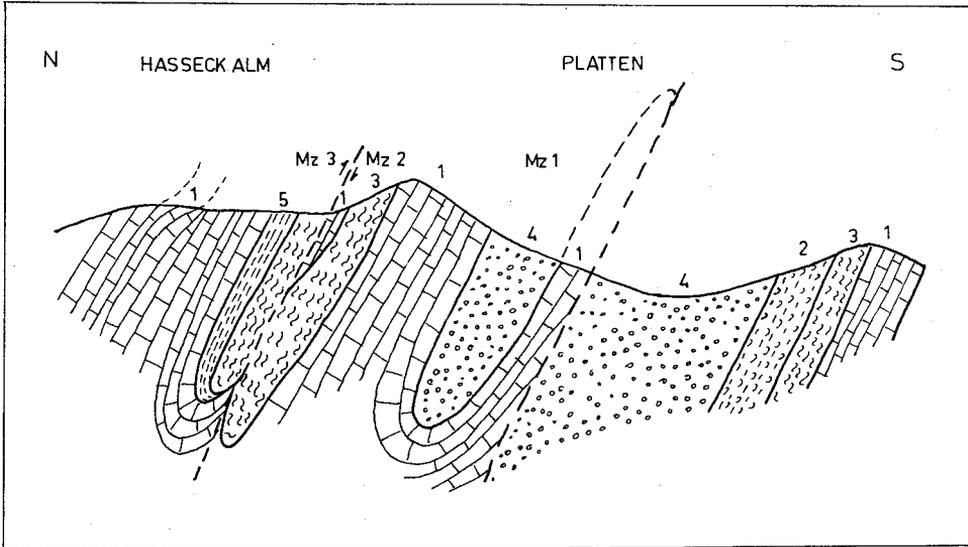


Abb. 20:

- 1 Klammkalk
- 2 Feinbreccien
- 3 Schwarzphyllit
- 4 Geröllschiefer
- 5 hellgrüner Serizitphyllit

Die zwischen Urkübl und Heugatwand noch schmale Zone mit Geröllschiefern verbreitert sich zusehends gegen Westen zur Gasteiner Ache hin. Die Plattenwand spießt bereits wie die Heugatwand im Osten durch diese Geröllschiefer, bzw. taucht mit E-fallenden Achsen darunter. Die Geröllschiefer bilden eine doppelt gebaute Muldenzone, dadurch bedingt, daß die Plattenwand und die Heugatwand keine isoliert voneinander dastehenden Schuppen bilden, sondern sich unter der Umhüllung von konglomeratischen Serizitphylliten der Gasteiner Höhe zu einem geschlossenen Zug verbinden lassen.

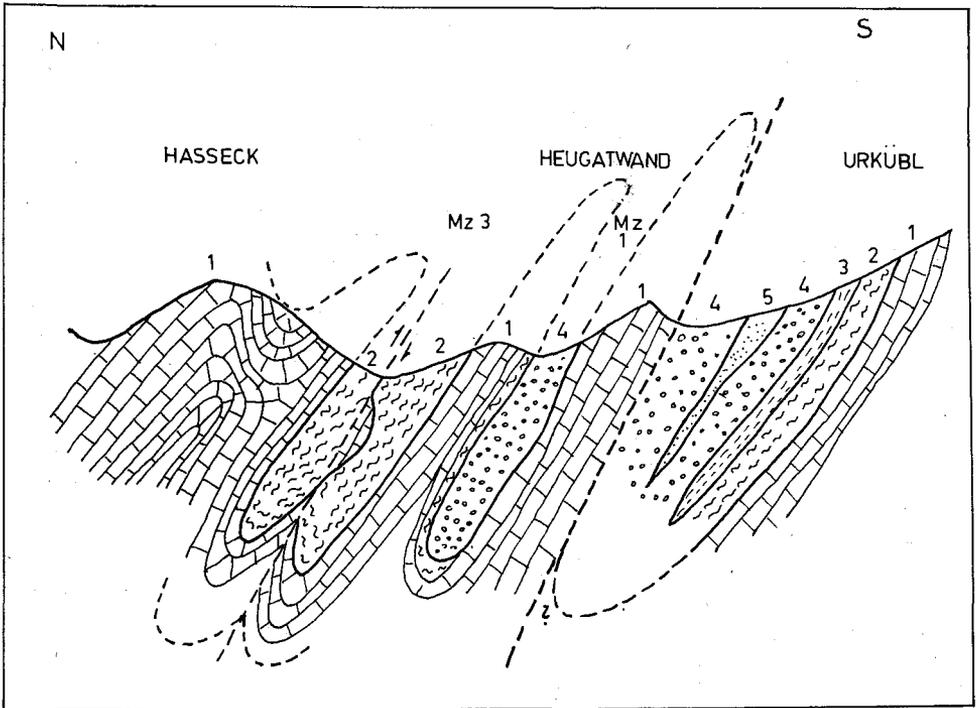


Abb. 21:

- 1 Klammkalk
- 2 Schwarzphyllit
- 3 hellgrüner Serizitphyllit
- 4 grüne Geröllschiefer
- 5 Feinbreccien

Die Rainer Alm Serie ist durch den von unten durchspießende Klammkalk der Heugatwand zweigeteilt. Die Notwendigkeit einer tektonischen Trennfuge an der Basis dieser Wand ergibt sich weiter im Westen in der Gegend der Plattwand, wo einerseits die Gesteine dieser Serie schräg an den E-W streichenden Klammkalk heranziehen, andererseits sich zwischen die Plattenwand und den Klammkalk des Hörndl (vgl. Karte) mächtigere Schwarzphyllite, sowie der Grünschieferkomplex dazwischenschalten, außerdem der südliche Klammkalkzug in sich wiederum gefaltet zu sein scheint, worauf die Muldenzonen aus Schwarzphyllit und grünen Quarzphyllit hinweisen.

Dieser Linie soll aber nicht der Charakter einer Schuppengrenze im herkömmlichen Sinn zugewiesen werden, da sich aus Abb. 21 durchaus eine Mulde ableiten läßt (vgl. Abb. 22).

Die Linsenreihe zwischen Haßbeck und Kote 2040, die Mz 2 von Mz 3 trennt, deute ich als eine ehemalige, jetzt auseinandergerissene, dünne Kalklamelle.

Den mittleren Zug bildet die Verbindung Brandstatt Heim Alm – Seekopf – Kote 2042.

Der nördliche Zug zieht von der Gasteiner Klamm über den Luxkogel zur Höllwand, er hebt E Esskopf bedingt durch die Tiefenerosion des Großarl Baches in der Luft aus, um sich auf der Ostseite des Tales mit der Oberwand in der selben tektonischen Position fortzusetzen.

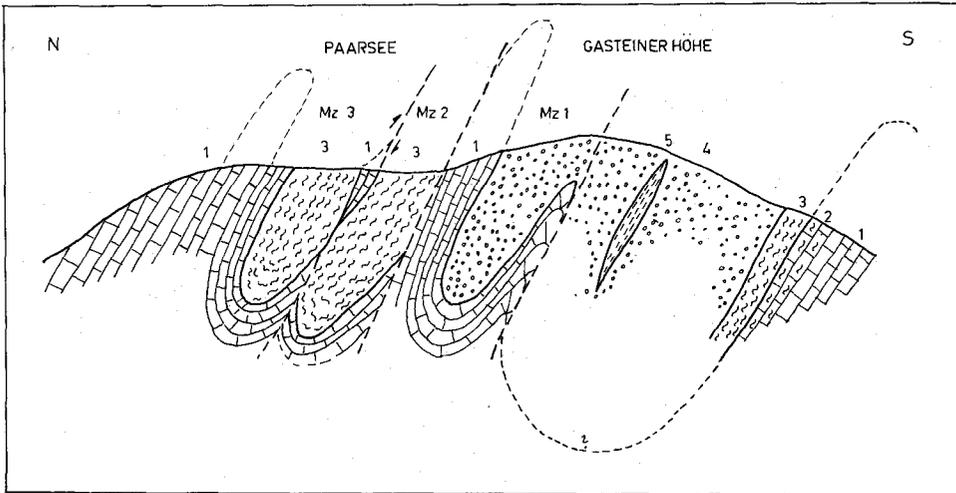


Abb. 22

- 1 Klammkalk
- 2 Kalkschiefer und Kalkphyllit
- 3 Schwarzphyllit
- 4 Rainer Alm Serie
- 5 hellgrüner Serizitphyllit

Die Abbildung zeigt dieselbe Situation wie Abb. 21 nur weiter westlich. Der Klammkalk der Heugatwand ist bereits unter den geröllführenden Serien der Gasteiner Höhe untergetaucht und kommt noch weiter im Westen in Gestalt der Plattenwand wiederum zum Vorschein (Profil III).

Die Mächtigkeit dieses Klammkalkes reicht noch weit über die Nordgrenze des kartierten Gebietes hinaus. Schon allein die Tatsache, daß die Breite des aufgeschlossenen Klammkalkes zwischen dem Nordrand des Arbeitsgebietes und der Basis der Höllwand rund 1100 m beträgt, der gesamte Komplex sicher mächtiger als 1500 m ist, läßt darauf schließen, daß hier gewaltige tektonische Anschoppungen stattgefunden haben müssen.

Die Annahme eines Iskolinalfaltenbaues stützt sich einerseits auf Beobachtungen in der Gasteiner Klamm, wo enggepreßter, m-Dimension erreichender Faltenbau strukturbildend ist, andererseits auf vorhandenes S-fallen der Klammkalke (E Haßeck) bzw. scharfe Einfaltungen von Schwarzphylliten zusammen mit grünen Phylliten (z. B. NE großer Paar See, Sh 1950 m; S Haßeck, Sh 1980 m, wo Schwarzphyllite, grüne Phyllite, Quarzite und Grünschiefer tunnelförmig unter den Klammkalk tauchen).

Im allgemeinen fallen die Klammkalke mit welligen Schichtflächen steil nach Norden, doch zeigen mächtigere Komplexe geschlossenes Südfallen, wie z. B. das Gebiet der „Entrischen Kirche“ bei Klammstein, der Südfall des Haßeck und der Bereich südlich der Herzog Alm.

Auch im südlichen Klammkalkzug Hörndl – Austuhl – Schied heben an der Gasteiner Ache drei Phyllitmuldenzonen in den Klammkalcken aus (Stummer Heim Alm, Gehöft Sagschneider, 1 km W Hoisbauern Heim Alm).

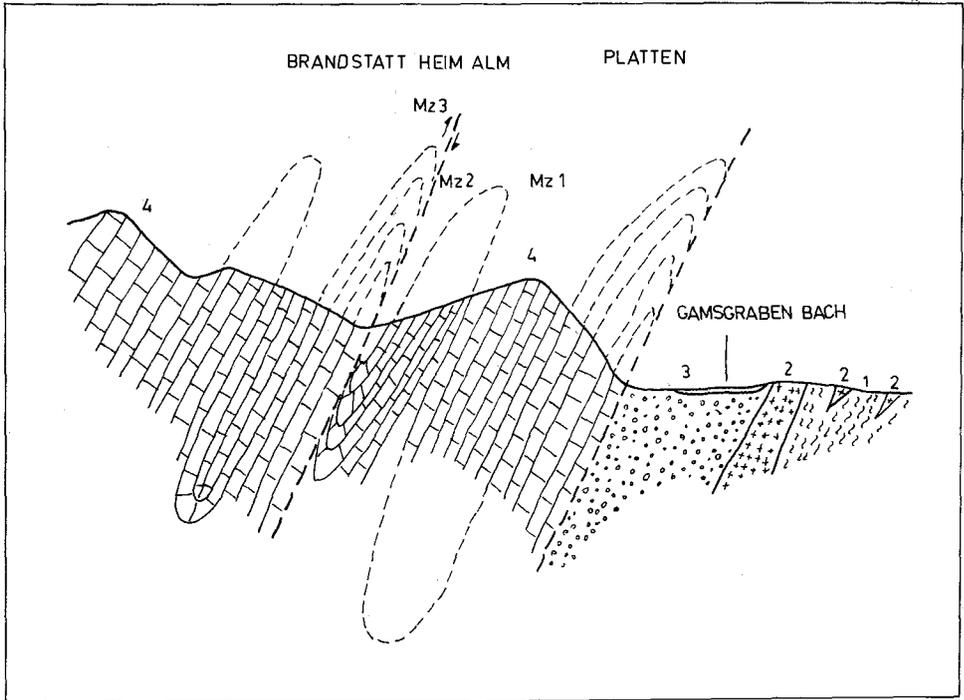


Abb. 23

- 1 Schwarzphyllit
- 2 Grünschiefer
- 3 Geröllschiefer
- 4 Klammkalk

Die im Klammkalk eingemuldeten Schieferzonen Mz 1, Mz 2, Mz 3 sind verschwunden. Der weiter im Osten in 3 Züge aufgespaltene nördliche Zug hat sich an der Gasteiner Ache zu einem geschlossenen Komplex vereinigt, der als einformiger Kalkkörper über die Gasteiner Klamm hinaus nach Norden reicht.

Der nördliche Ast der Geröllschiefer (Mz 1) hebt gegen Westen aus, während der südliche Zweig weit tiefer reicht, zum letzten Mal in Sh 940 m, E Steinbruch Klammstein, zum Vorschein kommt.

Diese Geröllschiefer setzen sich nach W zu über die Gasteiner Ache fort (siehe EXNER 1979, Tafel 1).

#### Literatur

- BRAUMÜLLER, E.: Der Tauernnordrand zwischen Fuscher- und Rauristal. – Anz. Akad. Wiss. Wien, 73, Jg. Nr. 11. Wien 1936.
- BRAUMÜLLER, E.: Unpubl. Manuskriptkarte über das Gebiet Haßeck-Höllwand, Großarlal. 1937.
- BRAUMÜLLER, E.: Aufnahmesbericht über Blatt St. Johann i. Pg. (5050). Kristallin und Grauwackenzone. – Verh. Geol. B.-A., 1938, 53–57, Wien 1938.
- BRAUMÜLLER, E.: Der Nordrand des Tauernfensters zwischen dem Fuscher und Rauristal. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 30/31, 1937, 1938, 37 S., 4 Taf., 1. Fig. – Wien 1939.
- BRAUMÜLLER, E. & PREY, S.: Zur Tektonik der mittleren Hohen Tauern. – Ber. Reichsanst. Bodenforschung Wien 1943, 113–140.
- CARMICHAEL, I. S. E., TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J.: Igneous Petrology. – McGraw-Hill Book Company, 739 S. – New York 1974.

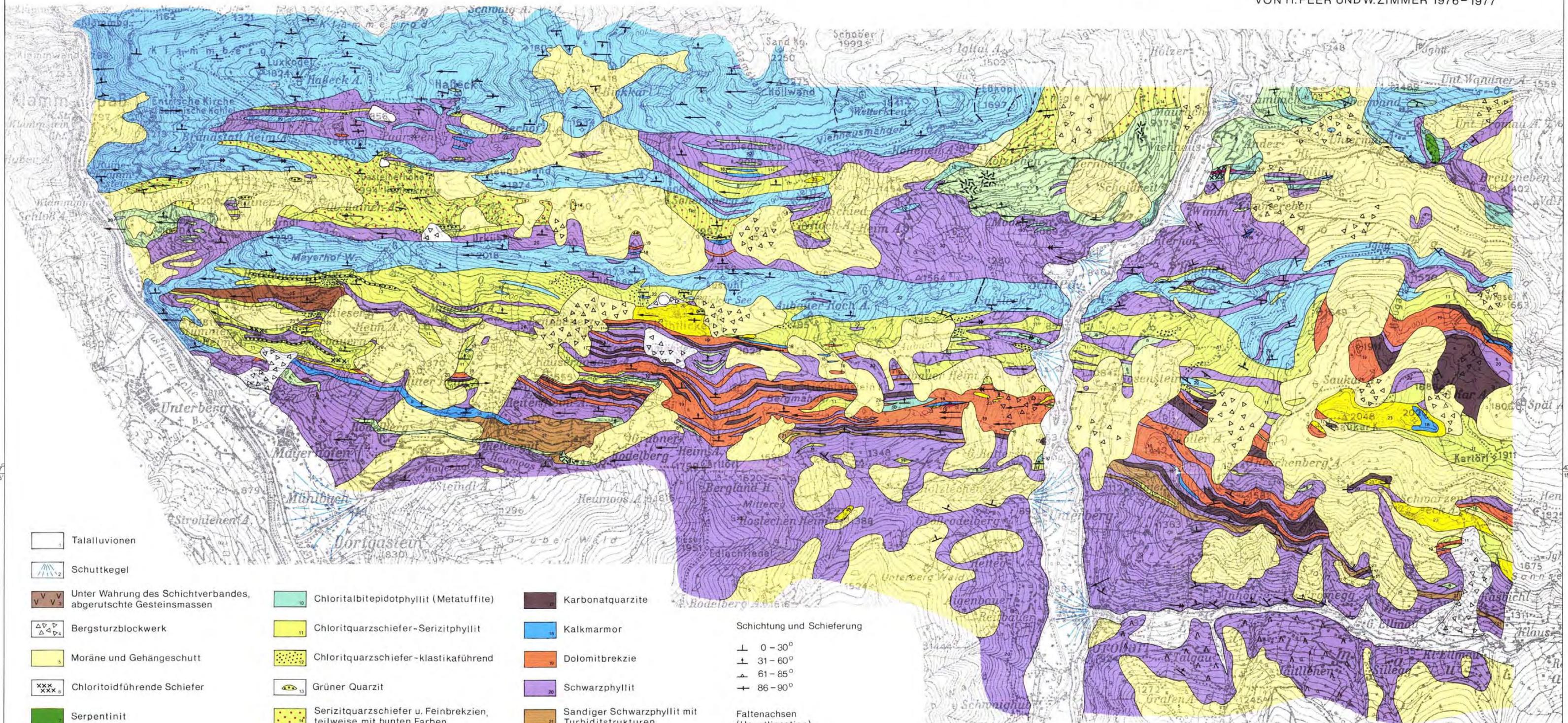
- CLAR, E.: Über Schichtfolge und Bau der südlichen Radstädter Tauern (Hochfeindgebiet). – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 146, 249–316. – Wien 1937.
- CLIFF, R. A., NORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, metamorphic and geochronological studies in the Reißbeck and southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jahrb. Geol. B.-A., 114, 121–272. – Wien 1971.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes. – (1. Teil). – Abh. Reichsanstalt Bodenforsch. Zweigstelle Wien, 25, H. 1, 1–305. – Wien 1939.
- DEMMER, W.: Geologische Neuaufnahme in den westlichen Radstädter Tauern (Kamm östlich des Kleinarltales). – Unveröff. Diss. Phil. Fak. Univ. Wien, 194 S. – 1962.
- EXNER, Ch.: Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein. – 168 S. – Geol. B.-A., Wien 1957.
- EXNER, Ch.: Geologie des Salzachtales zwischen Taxenbach und Lend.-Jahrb. Geol. B.-A., 122, H. 1, 1–73, 7Abb., 3 Taf. – Wien 1979.
- FISCH, W.: Zur Geologie der Gasteiner Klamm bei Lend. – Ecl. geol. Helv., 25, 131–138. – 1932.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schiefernhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 101, 323–472. – Wien 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der Aufschluß, Sdh. 15, 30–58. – Heidelberg 1966.
- FRISCH, W.: Ein Modell zur alpidischen Evolution und Orogenese des Tauernfensters. – Geol. Rdsch., 65, 375–393. – Stuttgart 1976.
- HÖCK, V.: Die Bedeutung der basischen Metavulkanitie für Metmorphose und Baugeschichte der mittleren Hohen Tauern. – Geol. Tiefbau d. Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N. 25) 3. Ber. 1975, 26–35. – Zentralanstalt f. Meteor. u. Geodyn., Publ. N. 212. – Wien 1976.
- HOTTINGER, A.: Zur Geologie des Nordrandes des Tauernfensters in den zentralen Hohen Tauern. – Ecl. Geol. Helv., 27, 11–23. – Basel 1934.
- HOTTINGER, A.: Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharngruppe und dem Salzachtal in den östlichen Hohen Tauern. – Ecl. geol. Helv., 28, 249–268. – Basel 1935.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- Kleinarltales (Salzburg). – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1963, 132–135. – Wien 1963.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium Argon age studies across the south-east margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. – Vh. Geol. B.-A., 1966, 17–33. – Wien 1966.
- PREY, S.: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen an den flyschartigen Serien des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1975, H. 4, 291–295, Wien 1975.
- PREY, S.: Flyscherscheinungen in den „flyschartigen Serien“ des östlichen Tauernnordrandes. – Verh. Geol. B.-A., Jg. 1977, H. 3, 313–320, Wien 1977.
- PURDY, J. & JAGER, E.: K/Ar Ages on Rock-forming minerals from the Central Alps. – Memorie Geologie e Min. Univ. Padua XXX, 31 S. – Padua 1976.
- SCHWINNER, R.: Das Bewegungsbild des Klammkalkzuges (Eine tektonische Verknüpfung zwischen Nord- und Zentralalpen). – Centralbl. f. Mineral., Abt. B, 280–290. – Stuttgart 1933.
- STARK, M.: Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur. – TMPM, 26, 142–143. – Wien 1907 a.
- STARK, M.: Grünschiefer mit Diabasreliktstruktur aus dem Großarl- und Gasteinertal. – TMPM, 26, 487–491. – Wien 1907 b.
- STARK, M.: Vorläufiger Bericht über geologische Aufnahmen im östlichen Sonnblickgebiet und über die Beziehung der Schiefernhülle des Zentralgneises. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 121, 195–226. – Wien 1912.
- STARK, M.: Entwicklungsstadien der kristallinen Schiefen der Klammkalk-Radstädter Serie im Arl- und Gasteinertal. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. II a, 148, 43–106. – Wien 1939.
- STARK, M.: Porpyroide und verwandte Eruptiva aus dem Großarl- und Gasteiner Tal. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 149, 28–50. – Wien 1940.
- STARK, M.: Die Grünschiefer der Kalkglimmer-Grünschieferserie des Großarl- und Gasteiner-Tales. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. I, 159. – Wien 1950.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – Deuticke. – Wien 1963.
- TOLLMANN, A.: Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 20, 83–97. – Wien 1972.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich (Band I). – 776 S., Deuticke. – Wien 1977.

- TRAUTH, F.: Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes. – Denkschr. Akad. Wiss., Wien, math.-natw. Kl., 100, 101–212. – Wien 1925.
- WINKLER, H. G. F.: Petrogenesis of Metamorphic Rocks.- 334 S., Springer. 1976.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E.: Origin of basalt magmas. – Journ. Petr. 3, 342–532. – 1962.
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E.: Isotopic age determinations on gneisses from the Tauernfenster. – Vh. Geol. B.-A., 1964, 16–27. – Wien 1964.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 21. 7. 1980

# Geologische Karte der Nordrahmenzone der Hohen Tauern zwischen Gasteinertal und östlichem Großarlal (Saukarkopf), Salzburg

VON H. PEER UND W. ZIMMER 1976-1977



- |  |   |  |   |  |  |
|--|---|--|---|--|--|
|  | Talalluvionen   |  | Chloritalbitepidotphyllit (Metatuffite)                           |  | Karbonatquarzite                               |
|  | Schuttkegel   |  | Chloritquarzschiefer-Serizitphyllit                               |  | Kalkmarmor                                     |
|  | Unter Wahrung des Schichtverbandes, abgerutschte Gesteinsmassen |  | Chloritquarzschiefer-klastikaführend                              |  | Dolomitmbrekzie                                |
|  | Bergsturzblockwerk  |  | Grüner Quarzit  |  | Schwarzphyllit                                 |
|  | Moräne und Gehängeschutt  |  | Serizitquarzschiefer u. Feinbrekzien, teilweise mit bunten Farben |  | Sandiger Schwarzphyllit mit Turbiditstrukturen |
|  | Chloritoidführende Schiefer                                     |  | Flyschartiger Sandstein   |  | Klammkalk                                      |
|  | Serpentinit   |  | Hämatitquarzit  |  | Dolomite und Dolomitschiefer                   |
|  | Grünschiefer  |  |   |  |  |
|  | Metadiabas  |  |   |  |  |

- Schichtung und Schieferung
- ⊥ 0 - 30°
  - ⊥ 31 - 60°
  - ⊥ 61 - 85°
  - ⊥ 86 - 90°
- Faltenachsen (Hauptlineation)
- 0 - 10°
  - > 10°
- Tektonische Störung

